

JAHRBUCH
DER
KAISERLICH-KÖNIGLICHEN
GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



XLVIII. BAND 1898.

Mit 15 Tafeln.



Wien, 1899.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Commission bei **R. Lechner (Wilh. Müller)**, k. u. k. Hofbuchhandlung,

I., Graben 31.

~~~~~  
**Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.**  
~~~~~

Inhalt.

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt (Ende April 1899)	Seite V
--	------------

Heft 1.

	Seite
Ueber zwei neue Brachiopoden aus dem Lias und der Gosaukreide von Salzburg. Von A. Bittner. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. I)	1
Ueber die Geologie des Quellgebietes der Dimbovicioara (Rumänien). Von Jon Simionescu. Mit 4 Zinkotypen im Text	9
Der Wienerwald. Ein Beitrag zur Kenntniss der nordalpinen Flyschbildungen. Von C. M. Paul. Mit einer geologischen Karte in Farbendruck (Taf. Nr. II), 4 Tafeln mit Autotypen (Taf. Nr. III—VI) und 27 Zinkotypen im Text	53
Bemerkungen über das Project einer Wasserversorgung der Stadt Brünn aus dem Gebiet nördlich Lettowitz. Von Dr. Emil Tietze	179

Heft 2.

	Seite
Die Silurformation im östlichen Böhmen. Von Dr. Jaroslav J. Jahn . .	207
Beitrag zur Kenntniss der Gesteine und Graphitvorkommnisse Ceylons. Von Max Diersche. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. VII)	231
Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. Von Otto Ampferer und Wilhelm Hammer in Innsbruck. Mit einer geologischen Karte in Farbendruck im Masstabe 1:50.000 (Taf. Nr. VIII), einem tektonischen Uebersichtskärtchen (Taf. Nr. IX) und 33 Zinkotypen im Text	290
Ueber die chemische Zusammensetzung verschiedener Mineralwässer Ostböhmens. Von C. v. John	375

Heft 3 und 4.

	Seite
Beiträge zur Parallelisirung der Miocänbildungen des piemontesischen Tertiärs mit denen des Wiener Beckens. (Nach Studien ausgeführt im Frühjahr 1898.) Von Franz Schaffer. Mit 2 Profilen im Text	389
Studien über unterirdische Wasserbewegung. I. Die Thermalquellen von Teplitz und ihre Geschichte. II. Die Schwimmsandeinbrüche von Brüx. Von Dr. Franz E. Suess. Mit 3 Tafeln (Nr. X—XII) und 4 Zinkotypen im Text	425

Geologische Uebersichtskarte der Insel Rhodus. Aufgenommen und erläutert von Gejza von Bukowski. Mit einer Tafel in Farbendruck (Nr. XIII)	517
Beiträge zur Palaeontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen centralasiatischer Hochgebirge. Von A. Bittner. Mit 2 lithographirten Tafeln (Nr. XIV und XV)	689
Zur Erinnerung an Dr. Leopold von Tausch. Von Dr. J. Dreger	719

Verzeichniss der Tafeln.

Tafel		Seite
I zu:	A. Bittner. Zwei neue Brachiopoden aus dem Lias und der Gosaukreide von Salzburg	1
II—VI zu:	C. M. Paul. Der Wienerwald. Ein Beitrag zur Kenntniss der nordalpinen Flyschbildungen	53
VII zu:	Max Diersche. Beitrag zur Kenntniss der Gesteine und Graphitvorkommnisse Ceylons	231
VIII—IX zu:	Otto Ampferer und Wilhelm Hammer in Innsbruck. Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges	290
X—XII zu:	Dr. Franz E. Suess. Studien über unterirdische Wasserbewegung	425
XIII zu:	Gejza von Bukowski. Geologische Uebersichtskarte der Insel Rhodus	517
XIV—XV zu:	A. Bittner. Petrefacten aus Bokhara	689

Druckfehler.

In der Arbeit: „Der Wienerwald“ von C. M. Paul im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1898, Bd. 48, Heft 1

pag. 55 [3], Zeile 24 von oben: lies ebene statt obere.

pag. 58 [6], Zeile 1 von unten: lies 1854 statt 1864.

pag. 59 [7], Zeile 20 von oben: lies 1857 statt 1887.

pag. 136 [84], Zeile 2 von unten: lies Hornauskogel statt Herrmannskogel.

pag. 142 [90], Zeile 13 von unten: lies Hornauskogel statt Herrmannskogel.

pag. 154 [102], Zeile 10 von oben: lies Triestingthale statt Traisenthale.

Personalstand

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Stache Guido, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der eisernen Krone III. Cl., Commandeur d. tunes. Niscian-Iftkhar-Ordens, Phil. Dr., k. k. Hofrath, Ehrenmitglied der ung. geolog. Gesellschaft in Budapest, der naturforsch. Gesellsch. „Isis“ in Dresden und des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg etc., III., Oetzeltgasse Nr. 10.

Vice-Director:

Mojsisovics Edler von Mojsvár Edmund, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der eisernen Krone III. Cl., Commandeur des montenegrinischen Danilo-Ordens, Officier des k. italienischen St. Mauritius- und Lazarus-Ordens, sowie des Ordens der Krone von Italien, Ehrenbürger von Hallstatt, Jur. U. Dr., k. k. Oberbergrath, wirkl. Mitglied der kaiserl. Akad. der Wissenschaften in Wien, Foreign Member der geologischen Gesellschaft in London, Ehrenmitglied der Société des Natural. de St. Pétersbourg, der Soc. Belge de Géologie, de Pal  ontologie et d'Hydrologie in Brüssel, der Soc. géol. de Belgique in Lüttich, des Alpine Club in London und der Soc. degli Alpinisti Tridentini, corresp. Mitglied der kaiserl. Akad. der Wissenschaften zu St. Petersburg, der R. Academia Valdarnese del Poggio in Montevarchi, des R. Istituto Lomb. di scienze, lettere ed arti in Mailand, der Acad. of Natur. Sciences in Philadelphia, der British Association for the Advancement of science in London etc., III., Strohgasse Nr. 26.

Chefgeologen:

Paul Carl Maria, Ritter des kaiserl.   sterr. Franz Josef-Ordens, k. k. Oberbergrath, Mitglied der Leop. Car. Akad. der Naturf. in Halle, III., Seidelgasse Nr. 34.

VI

Tietze Emil, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der eisernen Krone III. Cl., Besitzer des kais. russischen Sct. Stanislaus-Ordens II. Cl., Ritter des k. portugiesischen Sct. Jacobs-Ordens und des montenegrinischen Danilo-Ordens, Phil. Dr., k. k. Oberbergrath, Mitglied der Leop. Car. Akad. der Naturf. in Halle, Vicepräsident der k. k. geogr. Gesellschaft in Wien, Ehrenmitglied der königl. serbischen Akad. d. Wissensch. in Belgrad und der uralischen Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Jekaterinenburg, corresp. Mitglied der geogr. Gesellschaften in Berlin und Leipzig, der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur in Breslau und der Société géologique de Belgique in Lüttich etc., III., Ungargasse Nr. 27.

Vacek Michael, III., Erdbergerlande Nr. 4.

Bittner Alexander, Phil. Dr., III., Thongasse Nr. 11.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John von Johnesberg Conrad, k. k. Regierungsrath, II., Paffrathgasse Nr. 6.

Geologen:

Teller Friedrich, k. k. Bergrath, III., Kollergasse Nr. 6.

Geyer Georg, III., Kübeckgasse Nr. 9.

Adjunkten:

Bukowski Gejza v., III., Marxergasse Nr. 27.

Rosival August, Privatdocent an der k. k. technischen Hochschule, II., Untere Augartenstrasse Nr. 37.

Dreger Julius, Phil. Dr., III., Ungargasse Nr. 63.

Bibliothekar:

Matosch Anton, Phil. Dr., III., Hauptstrasse Nr. 33.

Assistenten:

Eichleiter Friedrich, III., Thongasse Nr. 4.

Kerner von Marilaun Fritz, Med. U. Dr., III., Ungargasse Nr. 6.

Jahn Jaroslav, Phil. Dr., III., Pragerstrasse Nr. 13.

Suess Franz Eduard, Phil. Dr., II., Afrikanergasse Nr. 9.

Praktikant:

Kossmat Franz, Phil. Dr., V., Wildemanngasse Nr. 4.

Für die Kartensammlung:

Zeichner:

Jahn Eduard, Besitzer des goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone,
III., Messenhausergasse Nr. 8.

Skala Guido, III., Hauptstrasse Nr. 81.

Lauf Oscar, VII., Kaiserstrasse Nr. 8.

Für die Kanzlei:

Girardi Ernst, k. k. Rechnungsrevident, III., Marxergasse Nr. 23.

Diurnist:

Kotscher Wilhelm, III., Schlachthausgasse Nr. 14.

Diener:

Erster Amtsdienner: Schreiner Rudolf,
Besitzer des silbernen Verdienstkreuzes mit
der Krone

Laborant: Kalunder Franz

Zweiter Amtsdienner: Palme Franz

Dritter Amtsdienner: Ulbing Johann

Amtsdienergehilfe für das Laboratorium:

Ružek Stanislaus

Amtsdienergehilfen für das Museum:

Špatný Franz

Kreyča Alois

Heizer: Kohl Johann

III., Rasumoffsky-
gasse Nr. 23 u. 25.

Portier:

Erjaz Anton, Real-Invaliden-Corporal, III., Hauptstrasse 1.

Ueber zwei neue Brachiopoden aus dem Lias und der Gosaukreide von Salzburg.

Von A. Bittner.

Mit einer lithographirten Tafel (Nr. I).

Der Lias der Salzburger Kalkalpen im weiteren Sinne hat sich als ziemlich reich an Brachiopoden der Gruppe oder Familie der Koninckiniden erwiesen. Bereits im Bande 37, Jahrgang 1887 dieses Jahrbuches, S. 281, Tab. XIV, sind einige Arten von Koninckiniden aus dem Lias dieser Region der Nordkalkalpen beschrieben worden (*Koninckina Eberhardi m.* vom Untersberg, *Amphiclinodonta liasina m.* von der Kratzalpe) und ein zweiter derartiger Beitrag (*Koninckodonta Fuggeri m.* und *Koninckodonta Geyeri m.* vom Ischler Schafberge) findet sich im Jahrbuch 1893, Bd. 43, S. 133, Tab. IV. Vor Kurzem hat auch Dr. E. Böse (in *Palaeontographica* XLIV, 1897, S. 223, Tab. IV) eine neue Art (*Amphiclinodonta Bittneri*) dieser Familie aus dem Berchtesgadener Lande bekannt gemacht, und zwar vom Fagstein, einer Localität, welche bereits K. v. Zittel in seinem Lehrbuche der Palaeontologie I, S. 679 als einen Fundort für „Liasleptaenen“ anführt. Es ist kaum nöthig, darauf hinzuweisen, dass auch K. v. Zittel diese „Liasleptaenen“ heute (Grundzüge der Palaeontologie 1895, S. 236) zu den Koninckiniden rechnet, was nur mit Rücksicht auf eine gewisse Controverse (Verhandl. 1894, S. 61) hervorgehoben sein möge.

In einer von den Herren Professoren E. Fugger und K. Kastner zur Bestimmung eingesendeten Suite von Liasbrachiopoden fand sich nunmehr abermals eine neue, recht interessante Art eines Koninckiniden, deren Beschreibung nachstehend folgt:

Koninckodonta Kastneri nov. spec.

Taf. I, Fig. 1—5.

Diese Form ist eine hochgewölbte und schwach geflügelte; vom Schnabel steigt die Wölbung steil, fast senkrecht an und ist hier steiler als der entgegengesetzte Abfall zur Stirnseite, auf welchem sich eine bemerkbare Abflachung zeigt, die im Zusammenhange steht

mit dem fast geradlinigen Verlaufe des Stirnrandes. Die kleine Klappe ist bis auf das Wirbelchen und die Ohren zu beiden Seiten desselben tief concav. Die Umrisse erscheinen stumpfckig, der Schlossrand ist ziemlich schmal, erreicht ungefähr die Hälfte der Breite des Gehäuses; ihm entspricht an der grossen Klappe eine ebene, niedrige Area mit einem geschlossenem Deltidium, das leicht erhöht ist. Die Schnabelöffnung ist endständig und greift ein wenig auf den Rücken der grossen Klappe zurück. Die Schalenstructur ist grobfaserig.

Auch vom inneren Baue konnte einiges beobachtet werden. Schon von aussen fallen, den Ohren der grossen Klappe entsprechend und von da am Rande fortziehend, dunkle Randpartien auf, die an den Ohren selbst am deutlichsten und breitesten sind und in welchen durch Anätzen eine Anzahl von parallelen, wimperartigen, dunklen Strichen oder Linien hervortreten. Durch Anschleifen vom Schnabel her überzeugt man sich, dass diese dunklen Randpartien Verdickungen der kleinen Klappe sind, die bei dieser Art nächst der Schlossregion in ganz besonders kräftiger Weise zur Entwicklung gelangen, sich aber entfernter davon sehr rasch reduciren. Die wimperartigen dunklen Linien sind auch im Schlicke sichtbar und dürften nicht, wie ich früher (für *Amphiclinodonta*) glaubte¹⁾, auf Ligamentpartien, sondern auf ein eigenes Canalsystem in diesen Randverdickungen zu beziehen sein. Die grosse Klappe besitzt schwächere solche Randverdickungen, resp. Schwielen, und greift mit ihnen in die Verdickungen der kleinen Klappe in einer Weise ein, die einen sehr festen Verschluss der Seitenränder zu erzielen geeignet ist. Die Abfälle der Randschwielen, die gegen aussen gerichtet sind, hängen bei dieser Art förmlich über, so dass unter ihnen scharfe, einspringende Winkel entstehen, die bei der früher beschriebenen *Koninckodonta Fuggeri* kaum angedeutet sind. Ob der Abfall der Schwiele nach aussen (bei der kleinen Klappe) eine verticale parallele Riefung besitzt, wie sie bei verwandten Arten vorkommt, konnte bei *K. Kastneri* bisher nicht erhoben werden. Diese verticale Riefung am äusseren, senkrechten Abfalle dieser schwielenartigen Randverdickung der kleinen Klappe konnte ich in ausgezeichneter Weise wahrnehmen an einer isolirten kleinen Klappe einer *Koninckodonta* aus dem mittleren Lias von Narni, die ich vor einiger Zeit von Herrn Prof. M. Canavari zur Ansicht erhielt. Hoffentlich kommt Herr Prof. Canavari bald in die Lage, die schöne Suite von Lias-Koninckiniden, die er von der genannten und anderen italienischen Localitäten besitzt, beschreiben zu können.

Reste der festen Spiralkegel wurden bei angeschliffenen Stücken wiederholt beobachtet; sie besitzen den bekannten Bau, d. h. sind diplospir und bestehen aus zwei convergirenden, aber nicht zusammenstossenden Lamellen.

K. Kastneri unterscheidet sich durch ihre auffallend hohe Wölbung von allen bisher beschriebenen verwandten Arten des nordalpinen Lias, die sämmtlich weit flacher sind und auch andere Um-

¹⁾ Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, 1890, S. 306.

risse besitzen. Auch mit keiner der Arten aus dem italienischen Lias scheint unsere Form übereinzustimmen. Dagegen erinnert sie in ihren Umrissen und Wölbungsverhältnissen einigermaßen an die obertriadische *Amphiclina Haberfelneri* m. der Opponitzer Kalke¹⁾, — ohne aber engere verwandtschaftliche Beziehungen zu dieser zu besitzen. — und ausserdem an gewisse Koninckiniden des ausseralpinen Lias, vor Allem an *Koninckella liasina*, die aber nie annähernd so gross zu werden scheint, dabei flacher und gerundeter im Umriss bleibt und nicht die kräftigen Randschwielen der kleinen Klappe entwickelt. *Koninckodonta Kastneri* ist eine der grössten Arten dieser Gruppe, die bisher aus dem nordalpinen Lias bekannt wurden.

Vorkommen: In einem rothen, brachiopodenreichen Liaskalke vom Wiesergsenk im südlichen Gehänge des Glasenbaches südöstlich bei Salzburg. Herr Geyer bestimmte unter den mitvorkommenden Brachiopoden folgende Arten: *Spiriferina alpina* Opp., *Sp. cfr. obtusa* Opp., *Rhynchonella subcostellata* Gemm., *Terebratulula Adnethensis* Suess, *T. gracilicosta* Böse, *T. Gozzanensis* Par., *T. ascia* Gir., *T. Schlosseri* Böse, *Waldheimia Thurwieseri* Böse. Das stratigraphische Niveau dürfte daher von jenem der rothen mittelliasischen Kalke, die am Ischler Schafberge so verbreitet sind, kaum wesentlich verschieden sein. Es scheint vergesellschaftet mit dieser Art noch eine zweite, weit flachere, ziemlich schmale *Koninckodonta* vorzukommen, von der mir aber bisher nur ungenügendes Materiale vorliegt.

Die zweite, hier zu beschreibende Art stammt aus der Gosaukreide von Salzburg. Sie gehört einer Terebratulidengruppe an, die bisher aus den Gosaubildungen der Alpen nicht bekannt war.

Brachiopoden gehören keineswegs zu den gewöhnlichen Vorkommnissen in unseren alpinen Gosauablagerungen. Nur wenige Punkte machen hierin eine Ausnahme. Das geht am deutlichsten aus der Mittheilung von E. Suess (bei K. Zittel: Die Bivalven der Gosaugebilde; Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. XXIV, S. 80—83, Wien 1864) hervor, wo nur acht Arten von Brachiopoden aufgezählt werden:

- Terebratulula biplicata* Sow. (von Starhemberg),
- Terebratulina gracilis* Schloth. sp. (Traunwand),
- striata* Wahlb. (Starhemberg),
- Waldheimia tamarindus* Sow. sp. (Abtenau und Traunwand),
- Argiope ornata* Suess (Hofergraben der Gosau),
- Thecidium Wetherelli*? Morris (Traunwand),
- Rhynchonella compressa* Lam. (Starhemberg, Neue Welt, Gosau und Abtenau¹⁾,
- Crania spec.*? (Gosau).

Bereits Suess gibt die *Rhynchonella* (die vielleicht mehrere verwandte Arten umfasst) als häufigsten und verbreitetsten Brachio-

¹⁾ Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, 1890, S. 149.

poden der alpinen Gosaukreide an; neben derselben ist noch etwa *Terebratulina biplicata* und *Terebratulina striata* als allgemeiner vorkommend zu nennen. Diese Arten treten vergesellschaftet besonders in gewissen roth oder gelb gefärbten Strandbildungen der Gosaukreide auf, die sich von Piesting – Starhemberg längs des Südostabsturzes der Hohen Wand erstrecken, aber auch am Kalkalpenrande gegen die Wr.-Neustädter Niederung (Kirchbüchl bei St. Lorenzen, Galmshaus bei Prügitz) weit verbreitet sind.

In meiner Arbeit über die geologischen Verhältnisse von Hernalt, findet man S. 238, 246, 250, 262 viele Angaben über die Verbreitung und das interessante, theilweise taschenförmige Auftreten dieser brachiopodenreichen Strandbildungen der Gosaukreide. S. 283 ist auch eine Aufzählung der mir daraus bekannt gewordenen Brachiopoden gegeben und es ist neben den bereits oben hervorgehobenen drei Arten auch eine *Morrisia spec.?* angeführt.

Rhynchonellen zum Theile von bedeutender Grösse sind mir später auch von Salzburger Gosaufundstellen, insbesondere vom Untersberge, bekannt geworden, während Gümbel, der in den Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. zu München 1866, II, S. 164, eine lange Liste von Gosauarten der Fundstelle Glaneck aufzählt, Brachiopoden von dieser Localität nicht erwähnt. Auch bei Fugger und Kastner in deren „Naturwissensch. Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg“ 1885 finden sich nur ganz spärliche Angaben über das Vorkommen von Brachiopoden in den Salzburger Gosauablagerungen.

Vor Kurzem erhielt ich von Professor Fugger einen Terebratuliden aus der Gosau des Untersberges zugesandt, der mich an eine Anzahl von ähnlichen Formen erinnerte, die aus alter Zeit in der Sammlung der geologischen Reichsanstalt liegen und als von Glaneck und Morzgg stammend bezeichnet sind. Dass sie wirklich aus der dortigen Gosau stammen, das wurde mir in genügender Weise bestätigt durch den Umstand, dass Professor Fugger dieselbe Art auch aus sicheren Gosaubildungen des Gersberges an der Nordwestabdachung des Gaisberges erhalten hat:

Terebratella (Kingena?) Caroli magni nov. spec.

Taf. I, Fig. 7–24.

Die, wie es scheint, hie und da in den Gosaubildungen Salzburgs nicht seltene Art ist für die alpine Gosau neu; sie gehört zu der Terebratulidengruppe der Terebratellen im weiteren Sinne, zu jenem vielgestaltigen Formenkreise also, der durch die Verbindung seiner Armschleife mit dem Medianseptum der kleinen Klappe ausgezeichnet ist. Der Umriss der Art ist annähernd kreisrund oder gerundet vierseitig (rhombisch), die Breite entweder der Länge gleich oder (in selteneren Fällen) geringer als die Länge; gegen die Stirn tritt meist eine auffallende Verschmälerung ein, welche fast bei allen grösseren Exemplaren mit einer sehr leichten Entwicklung einer Stirnzunge der grossen Klappe zusammenhängt, wodurch die Stirn

aufgebogen oder gehoben erscheint. Vor dieser Hebung erscheint die Mitte der kleinen Klappe zumeist ein wenig eingedrückt, so dass es bei Exemplaren, deren Stirnzunge noch nicht entwickelt ist, sogar zu einer leichten mittleren Depression der Stirncommissur kommen kann (Fig. 8). Die seitliche Erstreckung der Stirnaufbiegung ist meist nur eine sehr geringe, nur ausnahmsweise (Fig. 11, 23) wird diese Aufbiegung breiter und sondert sich ein wenig stärker von den Seitentheilen ab. Die kleine Klappe ist im Allgemeinen etwas flacher gewölbt als die grosse, was besonders nächst der Stirn auffällt; nur bei sehr schmalen Exemplaren wird der Unterschied in der Wölbung beider Klappen ein stärkerer (Fig. 12, 13). Der Schnabel der grossen Klappe ist breit, mit endständiger Oeffnung, die meist breiter als hoch zu sein scheint; die Schnabelkanten sind deutlich, aber sehr stumpf und unter ihnen erscheinen Areolen, die fast als ein wenig concav oder ausgehöhlt zu bezeichnen sind. Die untere Begrenzung der Schnabelöffnung wird allem Anscheine nach durch in der Mitte zusammenstossende Deltialstücke gebildet.

Die Schale ist ziemlich dick und aus abblätternen Lagen gebildet. Jede dieser Lagen ist von dicht gedrängt, reihenweise angeordneten runden Erhabenheiten rauh, die selten erhaltene äusserste Oberfläche der Schale besteht aus einer weniger rauhen Lage, die sich wie ein dünnes Häutchen über jene Rauigkeiten legt und diese durchscheinen lässt; auf ihr selbst erscheinen die Höckerchen weniger kräftig ausgebildet und jedes derselben von einer feinen Oeffnung durchbohrt. Auch der Steinkern weist noch die Rauigkeiten der Schale auf.

Am Steinkern zeigt sich ein Septum, das bis zur Mitte der kleinen Klappe reicht und aus zwei Lamellen gebildet wird, die im Wirbel der kleinen Klappe ein wenig auseinander treten. Im Schnabel der grossen Klappe erscheinen zwei kräftige, weit von einander entfernte und nach aussen divergirende Zahnstützen. Das Septum der kleinen Klappe nimmt vom Wirbel derselben bis zur Mitte der Klappe allmähig an Höhe zu und fällt von jenem Punkte an rasch ab, wie man sich sowohl durch Querschliffe (Fig. 15) als durch völliges Blosslegen desselben (Fig. 16) überzeugen kann. An der höchsten Stelle des Septums heftet sich ein Verbindungsstück zur Brachialschleife an, wie durch mehrfache Schliffe von der kleinen Klappe her mit voller Sicherheit nachgewiesen werden konnte, obschon es der ungünstigen, sandigen Beschaffenheit des Gesteins wegen nicht möglich war, durch Schliffe ein genügendes Bild der Brachialschleife selbst zu erhalten. Die absteigenden Aeste der Schleife reichen sicher bis zu zwei Dritteln der Länge der kleinen Klappe hinab, was den Verhältnissen bei *Terebratella* und *Kingena* entspricht.

Ist somit durch die Anheftung der Schleife an das Septum die Zugehörigkeit zur Gruppe *Terebratella* im weiteren Sinne sichergestellt, so bleibt allerdings noch die genauere Stellung bei einem der Subgenera oder Genera dieser Gruppe zu fixiren. Hier kommen wohl *Terebratella* selbst, ferner insbesondere *Kingena* und *Magas* in Betracht. Dem Typus von *Magas*, der bekannten Art *Magas pumilus* Sow. ist die hier beschriebene Form kaum näher zu vergleichen; schon der

abweichende Bau des Schnabels und der Mangel eines durchgreifenden Septums bietet hinlängliche Unterschiede. Viel näher steht die in der böhmischen Kreide weitverbreitete Art *Magas Geinitzii Schlönb.* (U. Schlönbach Palaeontogr. XIII, Tab. II, Fig. 4—8), sie ist indessen ebenfalls nicht identisch mit der Salzburger Art, sondern, wie sehr gut erhaltene Stücke vom Hoblikberge bei Laun zeigen, bei weit geringerer Grösse schmaler und beträchtlich aufgeblähter und besitzt, worauf auch Schlönbach besonders Gewicht legt, eine nieder gebogene Stirn Davidson bezweifelt übrigens die Zugehörigkeit dieser Schlönbach'schen Art zur Gattung *Magas* (British Brach., Vol. IV, S. 24).

Mehr Verwandtschaft scheint gegenüber *Kingena* zu bestehen. Hier ist es insbesondere die typische *Kingena lima Defr.*, mit welcher unsere Art sehr nahe verwandt zu sein scheint; indessen dürfte der Salzburger Art mit Bestimmtheit die für *K. lima* charakteristische Oberflächenverzierung fehlen oder doch gewiss nicht in dieser prägnanten Weise ausgebildet sein. Ihre Rauigkeiten der Oberfläche sind feiner und stehen weit dichter gedrängt als bei *Kingena lima*. Auch dürften Aufbiegungen der Stirne, wie sie bei der Salzburger Art gewöhnlich sind, nur bei besonders grossen Exemplaren von *Kingena lima* individuell auftreten. Noch weit verschiedener als von *Kingena lima* ist unsere Salzburger Form von jenen norddeutschen Kreidebrachiopoden, insbesondere aus dem Galeritenpläner von Salzgitter, die Urban Schlönbach mit *K. lima Defr.* identificirt und die auch K. v. Zittel (Palaeontologie I, S. 707) in einem allerdings nicht typischen Exemplar abgebildet hat. Diese Hannoveranische Art dürfte unbedingt weit näher als der *K. lima Defr.* der *Kingena Hebertina d'Orb.* stehen, bezüglich welcher auch Davidson in einer seiner späteren Publicationen (British Brach. Vol. IV, S. 29) die Frage aufwirft, ob sie nicht als eigene Art zu betrachten sei. Was die Form von Salzgitter anbelangt, so würde ich dieselbe unbedingt von *K. lima* trennen. Von der hier beschriebenen Salzburger Art unterscheidet sie sich ausser der weit geringern Wölbung ihrer kleinen Klappe und der zum Pentagonalen hinneigenden Form, die durch die fast constant geradlinig abgeschnittene Stirn hervor gebracht wird, noch ganz prägnant durch die Anordnung ihrer Zahnstützen, welche von der Schlosslinie her gegen die Aussenseite des Schnabels merklich convergiren und an der Aussenseite des Schnabels durch ein Callosität der Schale mit einander verbunden sind; diese Callosität reicht mehr oder weniger tief in das Innere des Schnabels zwischen die Zahnstützen hinein, so dass sie selbst nach Wegnahme der Schale noch erhalten bleibt; besitzt sie dann in der Mitte eine Einfurchung, so erhält man das Bild, das Zittel's jurassische *Kingena Friesenensis Schröder sp.* darbietet. Dieser Bau des Schnabels (Taf. I, Fig. 25—27) allein unterscheidet die norddeutsche Kreideart hinlänglich von der hier beschriebenen Salzburger Form. Wie sich die echte *Kingena lima Defr.* in dieser Hinsicht verhält, weiss ich nicht, aber es scheint, als ob sie sich darin enger an die Salzburger Art anschliessen würde.

Ich habe auch die von mir seinerzeit¹⁾ als *Morrisia? spec.* angeführten Gosaubrachiopoden, deren äussere Gestalt eine übereinstimmende ist, mit der Salzburger Form verglichen. Diese winzigen Schälchen besitzen indessen eine ganz andere Schalenstructur; dieselbe erscheint durch tiefe, ziemlich grobe und nicht besonders nahestehende, nadelstichartige Vertiefungen ausgezeichnet punktirt. Es dürfte diese Form somit nicht identisch sein mit der hier beschriebenen Salzburger Art.

Noch ist mir ein Zweifel geblieben bezüglich der von E. Suess angeführten, oben erwähnten *Waldheimia tamarindus* Sow. spec. aus der Gosaukreide von Abtenau und von der Traunwand. Suess bezieht sich ausdrücklich auf die Uebereinstimmung dieser Form mit Leymerie's *Terebratulula lentoidea* (Mem. Soc. Geol. France I. Ser., tome V., tab. XV, Fig. 10) und diese *T. lentoidea* Leym., deren Zugehörigkeit zu *Waldheimia tamarindus* Sow. sp. Suess als unzweifelhaft ansieht, stimmt so auffallend mit unserer Salzburger Form überein, dass es nicht völlig ausgeschlossen erscheint, dass auch in den Stücken von Abtenau und der Traunwand etwas hiehergehöriges vorliegen möge. Leider war ich nicht im Stande, von diesen beiden Localitäten stammende Exemplare in den Wiener Sammlungen aufzufinden. Es ist vielleicht nicht unangezeigt, darauf hinzuweisen, dass U. Schlönbach auch in *Waldheimia tamarindus* Sow. eine *Kingena* erblicken wollte, wogegen sich indessen schon Davidson in Brit. Brach. vol. IV, S. 49 entschieden erklärt hat. Die echte *Waldheimia tamarindus* Sow., die mir von zahlreichen ausseralpinen Fundorten zum Vergleiche vorliegt, besitzt nur eine oberflächliche Aehnlichkeit mit der hier beschriebenen Salzburger Art und ist schon durch ihre Schalenstructur unterscheidbar.

Vorkommen der Art. In der Salzburger Gosaukreide, wie es scheint, local gar nicht selten, und bisher von folgenden Fundorten bekannt:

„Glaneck“ im Südwesten von Salzburg, am nördlichen Fusse des Untersberges; eine geringe Anzahl von Stücken in der Sammlung der geologischen Reichsanstalt.

„Goiserberg bei Murzg (Morzg) und Schloss Glaneck;“ unter dieser Bezeichnung eine grössere Anzahl von Exemplaren in der Sammlung der geologischen Reichsanstalt. Die Gosauhügel von Glaneck und Morzg gehören offenbar einem und demselben Zuge an, der früher gewiss zusammenhing, jetzt aber durch das Flussthal der Salzach, beziehungsweise Berchtesgadener Ache (Alm) getrennt ist. Die Fundorte Glaneck und Morzg (südlich von Salzburg) sind etwa 3 Kilometer von einander entfernt und der isolirte Hügel von Morzg bildet zugleich ein Verbindungsglied zwischen den Gosaubildungen des Untersberges und jenen des Gaisberges (Aigen, Gersberg) im Osten des Salzachthales. Es ist bemerkenswerth, dass diese Suite von Brachiopoden von Glaneck und Morzg als „*Waldheimia tamarindus*“ bezeichnet war.

¹⁾ „Hernstein“, S. 283.

„Oberhalb Gersberg am Gaisberge“, östlich von Salzburg; zwei Exemplare, die sicher hieher gehören, aus dem Salzburger Museum Carolino-Augusteam; mit einer Anzahl sicherer anderer Kreidepetrefacte neuestens von Professor E. Fugger gesammelt, wodurch der Beweis erbracht ist, dass auch die Stücke von Glaneck und Morzg der Gosaukreide angehören.

Endlich ein Exemplar von Wolfschwang, am nordwestlichen Fusse des Untersberges, im Museum Carolino-Augusteam in Salzburg. Dieses Exemplar (abgebildet Taf. I, Fig. 24) weicht ein wenig sowohl in der Erhaltung als in der äusseren Beschaffenheit von denen der drei erstgenannten Localitäten ab; seine Stirne ist ein wenig niedergebogen, was bei der Grösse des Exemplars auffällt, und beide Klappen besitzen seitlich nächst der Commissur sehr feine, unregelmässige Berippung. Sonst stimmt es ganz mit den übrigen Stücken, von denen es wohl kaum als specifisch verschieden gelten kann.

Der Name der Art wurde gewählt nach der Volkssage, welcher der Untersberg als der Sitz Kaiser Carls des Grossen gilt.

Tafel I.

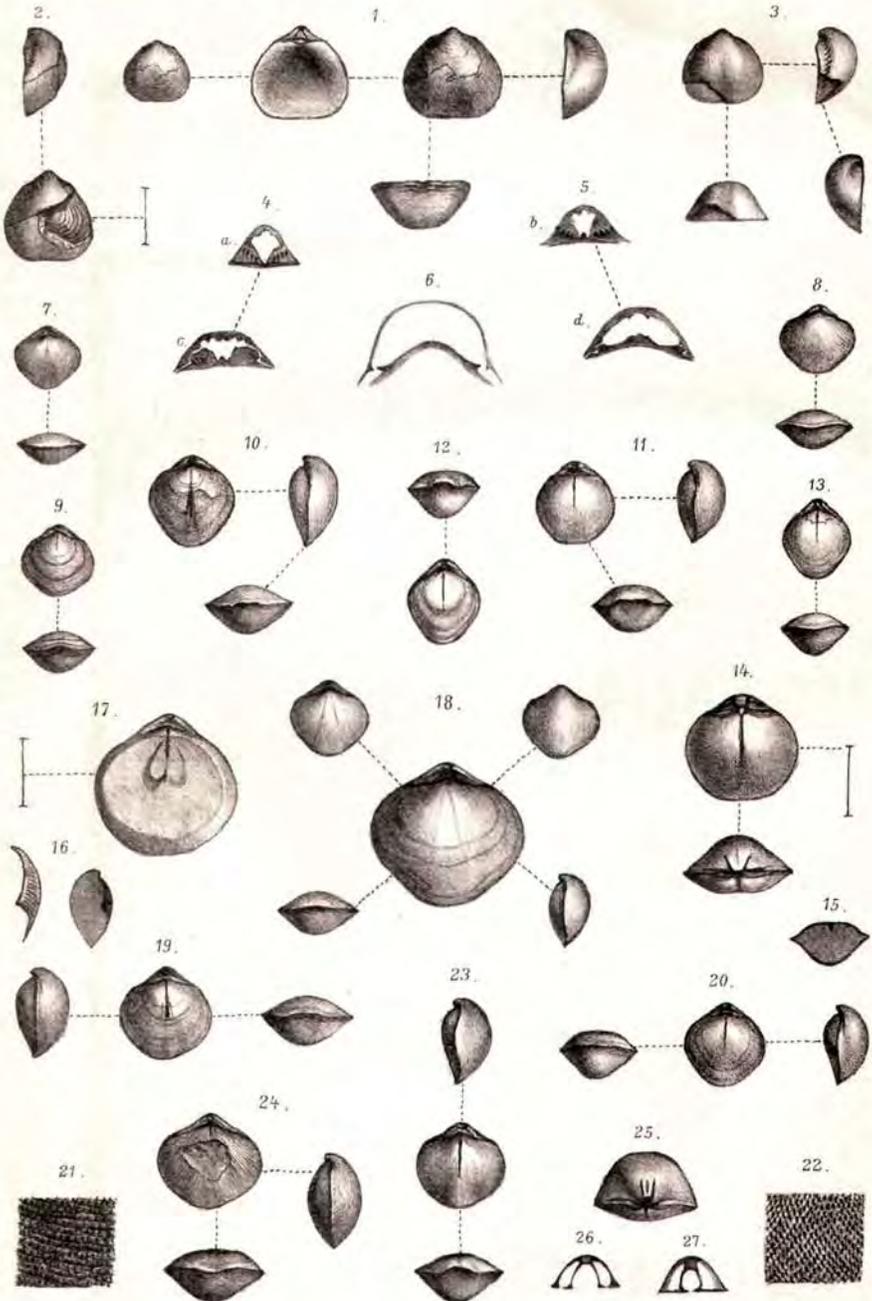
**Ueber zwei neue Brachiopoden aus dem Lias und der Gosau-
kreide von Salzburg.**



Erklärung zu Tafel I.

- Fig. 1—6. *Koninckodonta Kastneri* n. sp. — Fig. 1 ein loses Exemplar in natürlicher Grösse und vergrössert in vier Ansichten; Fig. 2 Exemplar mit sichtbar gemachter Seitenverdickung in zwei vergrösserten Ansichten (rechts Abdruck der kleinen Klappe auf dem Gestein mit etwas zu stark wiedergegebener Anwachsstreifung); Fig. 3 das grösste, bisher bekannte Exemplar dieser Art in vier Ansichten in natürlicher Grösse; Fig. 4 und 5 vier Schriffe vom Wirbel her nach den alphabetischen Buchstaben geordnet, um die Verschlusschwienel im Durchschnitte zu zeigen; Fig. 6 ein Schliff durch ein anderes Exemplar weiter vom Wirbel entfernt als der Schliff 5d; die Schlifffiguren sämmtlich in zweifacher Grösse.
- Fig. 7—24. *Terebratulula (Kingena?) Caroli magni* nov. spec., und zwar Fig. 7—17 nach Exemplaren von Morzg, Fig. 18—22 nach Exemplaren von Glaneck, Fig. 23 nach einem Stücke vom Gersberg (Gaisberg), Fig. 24 von Wolfswang. Die Exemplare von Morzg sind theils Schalenexemplare, theils (Fig. 12 und 13) Steinkerne, bei letzteren ist das Septum sichtbar; Fig. 14 ein Steinkern mit Septum und Zahustützen; Fig. 15 ein Schliff durch die höchste Stelle des Septums; Fig. 16 das freigelegte Septum der kleinen Klappe; Fig. 17 ein Schliff von der kleinen Klappe her, mit der Verbindungsstelle des Septums mit der Armschleife; Fig. 18 ein schönes Schalenexemplar mit wohlerhaltenem Schnabel, Fig. 19 und 20 Steinkerne von Glaneck; Fig. 21 Schalenstructure der Aussenfläche, Fig. 22 Schalenstructure des Innern der Schale, stark vergrössert; Fig. 23 ein Steinkern vom Gersberg, stark vorgezogen an der Stirn; Fig. 24 das Exemplar vom Wolfswang mit deprimirter Stirn und Andeutungen feiner radialer Berippung (vergl. übrigens auch Fig. 8 von Morzg wegen der deprimirten Stirn!).
- Fig. 25, 26, 27 das Zahnstützensystem der sogenannten „*Kingena lima*“ von Salzgitter nach drei verschiedenen Exemplaren dieser Art; Fig. 25 Ansicht von der Oberseite des Schnabels (Steinkern); Fig. 26 und 27 der Schnabel von der kleinen Klappe her angeschliffen. Zum Ver gleiche mit Fig. 14.

Die Originale zu den Fig. 2, 23 und 24 befinden sich in dem Salzburger Museum Carolino-Augusteum, zu allen übrigen in der Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien.



Ueber die Geologie des Quellgebietes der Dâmbovicioara (Rumänien).

Von Jon Simionescu.

Mit 4 Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Das von mir im Sommer 1896—1897 mit der Unterstützung der rumänischen Akademie der Wissenschaften studierte Gebiet befindet sich zwischen dem östlichen Ende der Fogarascher Alpen und der krystallinischen Insel des Leotagebirges. Die Grenzen dieses Gebietes sind folgende:

Gegen Norden die Landesgrenze, gegen Westen der Rand der Fogarascher Alpen, gegen Süden der Dragoslavebach und gegen Osten eine Linie, die von dem Ghimbavulbache bis an dem westlichen Abhang des Sintilieberges gezogen ist. Ausserdem wurde theilweise des Vergleiches wegen, theilweise als Ergänzung, die längs des rechten Ufers der Dâmbovitza von Dragoslavele bis Stoienești sich erstreckende Kalkmasse von Matiesch näher untersucht und die Umgebung von Bădeni, Nămăești in Rumänien und von Kronstadt in Siebenbürgen besucht.

Bei der geologischen Aufnahme dieses Gebietes hatte ich manche Schwierigkeiten zu überwinden; die grösste war der Mangel einer guten topographischen Karte. Mir stand nur die österreichische Specialkarte (Blätter: Törzburgerpass und Kimpulung, Zone 24, Col. XXXII; Lisa und Zernesti, Zone 23, Col. XXXII) zur Verfügung, auf welcher der in rumänisches Gebiet fallende Theil fehlerhaft ist und seit der ersten Aufnahme nicht mehr revidirt wurde. Für eine allgemeine Orientirung ist die Karte hinreichend, für eine geologische Specialaufnahme ist sie jedoch vollkommen ungenügend.

Bei der Bearbeitung des Materiales wurden mir manche belehrende Rathschläge seitens meines hochverehrten Lehrers Herrn Prof. Ed. Suess zu theil, wofür ich demselben meinen verbindlichsten Dank ausspreche.

Ebenso bin ich den Herren Dr. G. v. Arthaber, Privatdocent und Assistent an dem palaeontologischen Institute, und meinem guten Freunde Othenio Abel, Assistent an der Lehrkanzel für Geologie, zu Dank verpflichtet; Herrn Dr. v. Arthaber für seine Bereit-

willigkeit, mit der er mir immer das Vergleichsmaterial und die gebrauchte Literatur zur Verfügung stellte, Herrn O. Abel für die Mühe, die er sich gab, mir bei der sprachlichen Verbesserung dieser Arbeit zu helfen.

Geschichtliches.

Specielle Arbeiten über die Gegend, die uns interessirt, fehlen fast gänzlich, weil genauere geologische Studien über Rumänien erst vor kurzer Zeit begonnen wurden und meistens über die neueren Formationen handeln, deren Ausdehnung und Reichthum an Fossilien die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich lenkten. Kurze Notizen oder einfache Erwähnungen einiger allgemeiner Erscheinungen unseres Gebietes finden sich verstreut, besonders in den zahlreichen Aufsätzen, die sich auf den südlichen Theil Siebenbürgens beziehen; da sie kein unmittelbares Interesse zum Nachweise der Entwicklung besitzen, welche die geologische Erforschung der Gegend genommen hat, und um die Wiederholung zu vermeiden, sollen sie im Laufe dieser Arbeit an den betreffenden Stellen genannt werden. Hier werden nur diejenigen Studien berücksichtigt, die sich eingehender auf unser Gebiet beziehen.

Den ersten Bericht über die geologische Beschaffenheit des Quellgebietes des Dîmbovicioara verdanken wir Prof. Gr. Stefanescu¹⁾ als Erläuterung zu der gleichzeitig erschienenen geologischen Karte Rumäniens. Prof. Stefanescu erwähnt nur die auftretenden Gesteine, ohne sich näher über die Lagerungsverhältnisse auszusprechen. Der Juraformation reiht er die weissen, dichten, weit verbreiteten Kalke an, und zwar entsprechen sie nach ihm dem „Corallien des mittleren Jura“

In der Kreide unterscheidet er:

a) die untere Kreide, „deren Hauptvertreter das Neocom ist (es wird daraus eine kleine Versteinerungsliste angegeben), und welches sich bei Dîmbovicioara, Valea Muerei, Valea Cheii findet“;

b) die obere Kreide ist durch Conglomerate und Sandsteine vertreten.

Als Miocän sieht er die Mergel von Rucăr und Podul Dîmbovitzei an.

Ein Jahr später beschrieb Herbich²⁾ in „Anuarul biuroului geologic“ die Neocomfauna aus dem Dîmbovicioargebiet. Nach den von ihm angegebenen Fossilien sollten die Mergel von Valea Muerei eine vollständige Reihe vom Neocom bis zur oberen Kreide repräsentiren.

¹⁾ Geologia Judetului Muscel, Anuarul biuroului geologic, An. II, 1884 Bucuresti.

²⁾ Date paleontologice din Carpatii romanesti. An. biur. geol., An. III, 1885 (rumänisch und französisch).

Cobalcescu¹⁾ und Kilian²⁾ versuchten, nach den Herbich'schen Abbildungen eine sicherere Altersbestimmung der betreffenden Schichten zu geben. Nach Kilian „entspricht die Neocomfauna aus Rumänien dem Hauterivien und überhaupt dem Barrême“.

Zu derselben Schlussfolgerung gelangte auch Uhlig³⁾, der Gelegenheit hatte, Herbich's Originale, die sich im Universitätsmuseum zu Klausenburg befinden, einer näheren Betrachtung zu unterziehen. Nach Uhlig besitzt die Neocomfauna aus Rumänien einen mediterranen Typus; die meisten Formen gehören dem Barrême, wenige dem Hauterivien an und nur zwei zweifelhafte Formen könnten für Vertreter des Valangiens gelten. Die mittel- und obercretacischen Fossilien, die Herbich namhaft machte, beruhen durchaus auf irrigen Bestimmungen.

Im Jahre 1895 hat Redlich⁴⁾ auf einer Studienreise durch die rumänischen Gebirge auch unsere Gegend besucht; er bringt aber nichts Neues als den Fund von Wirbelthierknochen in der Höhle von Dimbovicioara und lenkt die Aufmerksamkeit auf einige orographische Erscheinungen.

Ein Jahr später (1896) widmete Prof. Toulou⁵⁾ einen Theil der Zeit, die er in den Karpathen verbrachte, dem genaueren Studium dieses Gebietes. Sein Reisebericht ist die einzige Arbeit, die mir von Nutzen war und meine Feldaufnahmen erleichterte.

Hier werde ich nur die Hauptpunkte der Beobachtungen Prof. Toulou's erwähnen; ich werde im Laufe der Darstellung auf die Einzelheiten zurückkommen.

Prof. Toulou nimmt die Anwesenheit älterer Juraschichten auf dem westlichen Abhange des Königsteins als wahrscheinlich an und betont das tithonische Alter aller hier auftretenden Kalke. Von besonderer Wichtigkeit ist die Entdeckung von Versteinerungen in den Sandsteinen von Podul Dimbovitzei, die ich¹⁾ als mittelcretacisch bestimmt habe. Bezüglich der Orographie gibt Prof. Toulou eine kurze Beschreibung der Höhle von Dimbovicioara und erwähnt die zahlreichen Karsterscheinungen, die hier wahrzunehmen sind.

¹⁾ Observatiuni asupra depositelor neocomiene din basenul Dimbovicioarei. Arhiva soc. literare și stiințifice, Vol. I, Jassy.

²⁾ Terrain cretacé. Annuaire geol. universel, Vol. IV, 1888.

³⁾ Ueber F. Herbich's Neocomfauna aus dem Quellgebiete der Dimbovicioara. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XLI, 1891.

⁴⁾ Geologische Studien in Rumänien. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896.

⁵⁾ Eine geologische Reise in die transylvanischen Alpen Rumäniens. Neues Jahrb. der Min., Geol. u. Pal. 1897, Bd. I.

Eine geol. Reise etc. Vorträge des Vereines zur Verbreitung naturwiss. Kenntnisse, Bd. XXXVII, Wien 1897.

¹⁾ Ueber eine Untercenomanfauna aus den Karpathen Rumäniens. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1897.

Morphologie der Oberfläche.

Allgemeines. Wenn man bei der ersten Eisenbahnstation nördlich von Kronstadt einen Blick auf den aus der Ebene emporragenden Rand der Südkarpathen wirft, so bekommt man ein orographisches Profil, welches, nur wenig verändert, bis in der Nähe von Rucăr sich gleichbleibt. Zwischen dem schroffen Königstein im Osten und der Bucogimasse im Westen erstreckt sich eine plateauartige, flache Niederung, die der tiefen Bucht von Rosenau und Tohan entspricht.

Eine Linie, welche man sich von der Ortschaft Weidenbach durch den Törzburgerpass bis nach Rucăr gezogen denken kann, würde uns die Verlängerung dieser Niederung auf unserem Gebiete zeigen, dessen gesammten Ueberblick man von dem Gipfel des etwas südlicher vom Törzburgerpasse gelegenen Berges Votarnitza bekommt. Von hier sieht man, dass die uns beschäftigende Region gegen aussen von dem krystallinischen Schiefergebirge mit seinen saunten, regelmässigen Formen begrenzt ist, und zwar im Westen von der Boteanukette, welche durch Capitanu die Dimbovitza bei Dragoslavele erreicht, im Osten durch die secundären Ketten der Leotamasse. Zwischen der die Mitte einnehmenden Einsenkung und diesen krystallinischen Bergen heben sich die schroffen, ruinenförmigen Kalkmassen des Königsteins auf einer Seite und der Zabava und Ghimbavu auf der anderen Seite empor.

Das ganze Gebiet ist in jene Abtheilung der Südkarpathen einzureihen, welche von Binder ¹⁾ Burzenländergebirge genannt wurde und deren Grenzen er — und nach ihm Bielz ²⁾, Hauer und Stache ³⁾ zwischen dem Altschanzpass und dem westlichen Abhänge des Königsteins annahm. Später vereinigte Lehmann ⁴⁾ die ganze Königsteinmasse mit den Fogarascher Alpen, indem er die östliche Begrenzungslinie derselben durch Uj-Sinka, Törzburg und Rucăr führte. In der neuesten Zeit vertrat Rehmann ⁵⁾ in seiner Arbeit über die Karpathen eine andere Auffassung über das Burzenländergebirge. Er begreift unter diesem Namen alle Gebirge, die zwischen Predeal und Prahowathale im Osten und Burzenbach, Dimbovitzaquellbach und Doamna im Westen liegen, so dass er der Königstein- und Bucogimasse den imposanten Gebirgsstock des Jezeru und Pampuscha einverleibt.

In allen diesen Versuchen, diese Gebirge zu gruppieren, wurde das geologische Moment, von welchem die Oroplastik eines Gebietes

¹⁾ Die Höhenverhältnisse Siebenbürgens. Sitzungsber. der k. Akademie der Wissensch. in Wien, Bd. VI, 1851, pag. 608.

²⁾ Handbuch der Landeskunde Siebenbürgens. Hermannstadt 1857, pag. 51.

³⁾ Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863, pag. 269.

⁴⁾ Die Südkarpathen zwischen Retjezat und Königstein (mit einer Karte). Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Bd. XX, pag. 326.

⁵⁾ Die Länderkunde des ehemals polnischen Gebietes. I. Die Karpathen. Lemberg 1895 (polnisch); ausführlich referirt von E. v. Boemcr: Prof. Dr. A. Rehmann's (Lemberg) neues Karpathenwerk. Mittheil. der geogr. Gesellschaft in Wien 1896, pag. 277.

in hohem Masse beeinflusst wird, nicht berücksichtigt. Es ist nicht genügend, nur die grossen Depressionslinien zu verfolgen, sondern „das Gebirge ist so zu gruppieren, dass stets solche Gebirgsteile in einer Gruppe sich zusammenfinden, welche in allen ihren wesentlichen Eigenschaften, also Gestalt, Höhe, Material, Aufbau und Anordnung, Aehnlichkeit und Beziehungen erkennen lassen“¹⁾. Wenn ich die Burzenländergebirge auf dem rumänischen Gebiete zwischen dem Tömöspasse, Prahowathale östlich und Dimbovitza, Tomaschelulbache und Burzenbache westlich, einfasse, so glaube ich eine Gebirgsgruppe begrenzt zu haben, die in allen ihren Eigenschaften von den benachbarten Gebirgen sich unterscheidet.

Während die aus krystallinischen Schiefeln zusammengesetzten Fogarascher Alpen sich durch ihre regelmässigen, sanften, pyramidenähnlichen, fast immer in Reihen angeordneten Formen auszeichnen, sind die Burzenländergebirge infolge ihrer geologischen Zusammensetzung von ganz verschiedenem Aussehen. Hauer und Stache gaben eine sehr präcise Charakterisirung dieses Gebirgsteiles: „Die Hochgipfel krönen ungeheure, aber durch tiefe Sättel von einander geschiedene Bergcolosse, die sich theilweise zu bedeutenden Hochplateaus erweitern, wie man sie so häufig in den Kalkketten der Alpen antrifft, und so wie diese in prallen Wänden, deren Höhe nach Tausenden von Fussen misst, gegen die Thäler oder gegen das niedrige Bergland, aus dem sie emporragen, abdachen“ (l. c. pag. 269). Jenseits des Prahowathales wiegen die Karpathensandsteine vor und verleihen dem Bodzaergebirge ein einförmiges Gepräge. Dieses Gebirge besitzt keine so bedeutenden Höhen, sondern nur sanftere Abhänge und Rücken, so dass es sich von der westlich gelegenen Bucegimasse in sehr charakteristischer Weise unterscheidet.

Orographie. Man kann in dem Quellgebiete der Dimbovicioara orographisch drei Zonen unterscheiden. Eine mittlere Zone in der Richtung Rucăr-Törzburgerpass und beiderseits, nach Aussen von Schiefergebirgen begrenzt, zwei Kalkzonen.

In der ersteren, die als Depressionszone bezeichnet werden kann, könnten weiter eine plateauartige Niederung, welche von der Grenze bis an den Podul Dimbovitzei hinreicht, dann die Einsenkungen von Podul Dimbovitzei und Rucăr unterschieden werden.

Von der Landesgrenze, welche gleichzeitig auch die Wasserscheide bildet, nehmen die Höhen allmählig ab, so dass Possada bei Rucăr nur ungefähr 800 m emporgehoben ist. Der obere Theil dieser Zone, welcher durch tiefe Thäler begrenzt ist und eine ziemlich regelmässige Oberfläche besitzt, kann man als eine Tafellandschaft bezeichnen.

Podul Dimbovitzei ist als eine ovale Einbruchwanne zu betrachten, die tektonisch gebildet und durch die hier in Dimbovitza ausmündenden Bäche erweitert wurde. Ringsumher ist sie von steilen Wänden begrenzt und geht nur im östlichen Theile allmählig in das Valea Cheii über.

¹⁾ A. Boehm. Eintheilung der Ostalpen in Penck's geogr. Abhandlungen. Bd. I, 1857, pag. 331.

Rucăr liegt in einer länglich trichterförmigen Einsenkung, welche nördlich und südöstlich von schroffen Kalkfelsen umgeben ist, während im Westen durch die cretacischen Berge ein langsamer Uebergang in das Schiefergebirge vorhanden ist. Von Podul Dimbovitzei ist der Kessel von Rucăr durch die horstartige Kalkdecke der Possada getrennt und dagegen im NW durch das Riuschorathal und im SO durch das Thal der Dimbovitza weit geöffnet.

Die beiderseits dieser Depressionsaxe befindlichen Kalkmassen sind ungleichartig. Gegen W ragt der imposante Königstein empor, welcher in Siebenbürgen unweit Zernesti anfängt und nach einer weiten, bogenförmigen Krümmung fast in nordsüdlicher Richtung sich nach Rumänien verlängert. Die grösste Höhe findet sich bei der Kreuzung mit der Landesgrenze (2241 *m*) und nimmt rascher gegen Süd (Petricica 1802 *m*), dagegen langsamer gegen N (oberhalb Curmatura 1923 *m*) ab. Bis in der Nähe von Petricica behält diese Gebirgsschneide eine wallähnliche Entwicklung bei, mit einem sanften Abfallen in O, das mit dem Schichtfallen übereinstimmt und mit einer schroffen, mauerartigen Wand im W abbricht, die dem Schichtabbruche entspricht. Seine südliche Verlängerung (Sparietu, Berile, Plaiu) zeigt denselben Charakter wie die anderen Kalkmassen der östlichen Zone, die keine ansehnliche Höhe erreichen (1313 *m* bei der Grenze, 1017 *m* im Ghimbavul) und die durch wildzerissene Wände, tiefeingeschnittene Schluchten und plateauartige Gipfel ausgezeichnet sind.

Der Einfluss der Atmosphärien auf die gebirgsbildenden Gesteine macht sich durch verschiedene, nicht uninteressante Erscheinungen bemerkbar.

In den Regionen, wo die Conglomerate und die grobkörnigen Sandsteine die Oberfläche bilden, zerfallen dieselben infolge der chemischen und mechanischen Einwirkung des Wassers in ihre Elemente. Dort, wo die sanfte Böschung es erlaubt, häufen sich die letzteren als Grus an den Oberflächen der Schichten (Podischorul bei Rucăr) oder bilden Schutthalden am Fusse der Felsen, die manchmal (Stroischan, Valca Zambelei) bei der fortwährenden Abspülung als kahle, gelbe Wölbungen auf den grünen Wiesen verstreut erscheinen. Die steilen Gehänge des in die Conglomerate tief eingeschnittenen Valca cu Tzapa sind durch das Regenwasser erodirt und es kommt zur Bildung von Erdpyramiden, die theilweise ganz isolirt oder noch mit dem Gesteine verbunden sind.

Die Erscheinungen, welche in dem Kalkgebiete zu beobachten sind, stimmen mit den Karstphänomenen sehr gut überein.

Auf dem Petricica, wo die Kalke entblösst und stark geböscht sind, kann man sehr viele karrenförmige Erosionsfurchen beobachten, die durch die chemische Einwirkung des rinnenden Wassers erklärt werden müssen.

Trichterförmige Einsenkungen, die mich an die kleinen Dolinen des Karstlandes erinnerten, sind nicht selten. Auf dem Petricica erscheinen sie vereinzelt, während sie auf dem Ciocan der Oberfläche ein wellenförmiges Aussehen verleihen. Prof. Toula ¹⁾

¹⁾ l. c. pag. 167.

erwähnt solche Vertiefungen SO von Rucăr und zahlreicher auf dem Wege von der Grenze nach dem Königstein (Virful Groapelor). Die Umgebung von Peatra Struntzilor oberhalb Stoinesti ist durch die zahlreichen zerstreuten Kalkblöcke und durch die vereinzelt weit Dolinen, deren Boden lehmig und bepflanzt ist, bezeichnet. Weitere Erscheinungen sind Höhlungen und Höhlen. Die ersteren sind auf den verticalen Wänden der Dimbovicioaraschlucht zu sehen. Einige von diesen Höhlungen (oberhalb Peschtera) sind infolge der localen Beschaffenheit des Kalkes entstanden, der in kleinen Stücken von dem ab rinnenden Wasser abgebröckelt wird.

Von den vorhandenen Kalkhöhlen ist die Höhle von Dimbovicioara, oberhalb Isvorul, auf der linken Seite des Baches, die interessanteste. Sie war schon im vorigen Jahrhunderte bekannt; Fridwalzky¹⁾ erwähnt, dass sie von dem damaligen Commandirenden von Siebenbürgen, Andreas Graf Hadik, besucht wurde.

Die Oeffnung dieser Höhle liegt einige Meter über dem Boden der Schlucht und entspricht der Mächtigkeit der Kalkschichte. Die Höhle beginnt mit einem weiten Gange, von dessen Decke wenige, von den Besuchern zerbrochene Tropfsteine herabhängen. Von diesem weiten Gange gehen drei Einbuchtungen in den Kalk aus, von denen sich nur die gegen NO gerichtete weiter ausdehnt und mehrere Biegungen macht. Die Höhlenwände sind mit einer dünnen Kalksinterdecke überzogen.

Unter der Bodendecke findet sich ein sandiges, glimmerreiches Material, das mit den Elementen der cretacischen Gesteine der Oberfläche identisch sein dürfte. Ich fand in einigen tiefen Einbuchtungen rinnende Wasser und eine Menge kleiner Kalk- und Quarzgerölle, die mit denjenigen des äusseren Conglomerates identisch sind, was mir zu der Vermuthung Anlass gegeben hat, dass diese Höhle durch Klüfte mit der Oberfläche in Verbindung steht. In dem Höhlenlehme fand Redlich²⁾ zahlreiche Knochen von *Ursus spelaeus*, *Sus scrofa*; auch mir gelang es, unter der Bodendecke mehrere Wirbel und Rippen von *Ursus spelaeus*, wie auch ein Becken und Beinknochen eines kleinen Säugethieres zu finden, welche aber nicht bestimmt werden konnten.

Ausser dieser Höhle befinden sich in unserem Gebiete noch andere, die nicht näher untersucht wurden. So sieht man die weite Oeffnung einer Höhle auf der schroffen Wand des Ghinbavu, wenn man den Weg von Dragoslavele nach Sintilie nimmt. Eine Klufthöhle findet sich in der Nähe von Rucăr in dem Kalke der Pleascha Pesterei. Der schmale hohe Eingang führt in einen engen Raum, der sich bald in eine einfache Kluft fortsetzt. Das stets ungünstige Wetter erlaubte mir nicht, die Höhle, welche auf dem mauerartigen Abhange des Königsteins sich befindet³⁾, zu besuchen.

¹⁾ Mineralogia magni Principatus Transylvaniae. Claudiopoli 1767, pag. 181.

²⁾ l. c. pag. 83.

³⁾ Siehe A. Bielz: Beitrag der Höhlenkunde Siebenbürgens in Jahrb. der siebenb. Karpathenvereines, Bd. IV, 1884, pag. 25.

Thäler. In unserem beschränkten Gebiete kann man von Thälern sprechen, nur wenn man sie in weitem Sinne auffasst, nämlich als „langgedehnte und dabei verhältnissmässig schmale Einschnitte der Erdoberfläche, welche theils geradlinig, theils gewunden mit gleichsinnigem Gefälle nach den Binnenbecken führen“¹⁾.

Auch in der rumänischen Sprache umfasst das Wort „Vale“ (Thal) einen sehr weiten Begriff, indem es für jeden Wasserriss in den Berggehängen wie für grosse Thäler gebraucht wird.

Fast alle Thäler unserer Region gehören den von Wasser gebildeten Thälern (Sculpturthäler im Sinne Richthofen's) an. Mit Rücksicht auf die Bruchlinie, die das Valea Cheii begrenzt, konnte man dasselbe als ein tektonisches Thal annehmen. Nur diejenigen Thäler, welche in Conglomerate, Mergel und Schiefer eingeschnitten sind, besitzen sanfte, bald symmetrische (Riuschoara), bald unsymmetrische (Dimbovitza, westlich von Königstein) Gehänge. Solange sie aber im Kalke verlaufen, nehmen sie den Charakter einer Schlucht mit steilen oder convexen, hohen Gehängen und schmalem, nur auf die Breite des Gewässers reducirten Boden an.

Die längste und schönste Schlucht ist diejenige, in welcher die Dimbovicioara von ihrer Quelle bis zu ihrer Mündung in die Dimbovitza läuft; sie erreicht eine Länge von fast 8 km. Bis Isvorul besitzt diese Schlucht eine mittlere Breite von 2—4 m; unterhalb dieses Dorfes konnte jedoch eine schmale Strasse neben dem Flussbette gebaut werden.

Es gibt noch zahlreiche Schluchten, die den Kalk in verschiedenen Richtungen schneiden, so die Dimbovitzaschlucht zwischen Berile und Podul Dimbovitzei und von hier bis Rucăr; dann die schmale, wildzerrissene Schlucht des Valea Crovului und die der Rudaritza zwischen Capitanul und Zacote, die Schlucht der Ghimbavu etc.

Der Entstehung nach gehören sie höchstwahrscheinlich zu den epigenetischen Thälern im Sinne Richthofen's²⁾, wie es auch von Uhlig für die in den Jaworkiklappen vorkommende Schlucht angenommen wurde (der penninische Klippenzug, l. c. pag. 675). Das Wasser machte sich ein Bett in dem über dem Kalke lagernden Sandsteine, welchen es erodirte, bis es an das Kalkgerüst gelangte; durch Klüfte und den minderen Widerstand des Gesteines begünstigt, setzte das Wasser seine Erosionskraft in verticaler Richtung bis in die jetzige Tiefe fort. Man kann in der versunkenen Kalkscholle des Podul Dimbovitzei das Stadium beobachten, in welchem der Fluss sein Bett in dem Kalke zu bauen angefangen hat.

Hydrologie. Die meisten hydrologischen Verhältnisse unseres Gebietes stimmen mit denjenigen überein, welche für die Karstlandschaften bezeichnend sind³⁾. Oberflächliche, schwache Bäche findet man nur dort, wo der Kalk von Mergeln und Conglomeraten bedeckt

¹⁾ Siehe Penck: Morphologie der Erdoberfläche. Bd. II, 1894, pag. 58.

²⁾ Führer für Forschungsreisende 1891, Berlin pag. 647.

³⁾ Vergl. Cvijić: Das Karstphänomen in Penck's geographische Abhandlungen 1893, Bd. V, Heft III, pag. 278.

ist (Isvorul, Valea Saghischei, Valea mare). Das Regenwasser wird durch zahlreiche Klüfte aufgesogen und bildet unterirdische Wasseradern, die nur dann zu Tage treten, wo sie durch die tiefen Schluchten abgeschnitten werden (Lauf der Dimbovicioara). Ein anderer Theil des Wassers verliert sich, nachdem es eine Weile oberflächlich geflossen ist, langsam in dem Kalke, so dass das Flussbett trocken liegt. In dem Oberlaufe des Rudaritzza verschwindet das ganze Wasser unter dem Berge Capatzina und tritt in solcher Menge wieder heraus, dass es ihm möglich ist, gleich einige Sägemühlen in Bewegung zu setzen. In der Umgebung von Rucăr, wie auch bei Arsitza und Berile finden sich Sauglöcher, in welchen grössere Bäche sich in die Tiefe verlieren.

Die ganze Wassermenge unserer Region wird in die Dimbovitza abfliessen und die Wasserscheidelinie dieses Flusses mit derjenigen der Aluta in Siebenbürgen fällt mit der Landesgrenze zusammen.

Die Dimbovitza selbst fliesst nur wenig durch unser Gebiet. Sie hat ihre Quelle an dem Nordwestabhange des Gebirgsstockes Papuscha, läuft zuerst wahrscheinlich in einem Längsthale gegen NE, um sich gegen SE zu richten, wo sie die Gebirgsfalten schief durchschneidet.

Dort, wo sie die südliche Verlängerung des Königsteins trifft, schneidet sie eine tiefe Schlucht in den Kalk ein, durchquert dann die Einsenkung von Podul Dimbovitzei und tritt von hier wieder in eine enge Schlucht bis Rucăr ein, indem sie eine gegen NW offene Biegung macht. Bei Rucăr gelangt sie in das schöne, weite Thal, in welchem sie weiter fliesst.

Von ihren Zuflüssen auf der rechten Seite ist Riuschora (nicht Schiru, wie sie von Prof. Toula genannt wird) die bedeutendste. Dieser Bach entspringt auf dem östlichen Abhange des Tiefeloaga und läuft in einem in krystallinen Schiefeln eingeschnittenen symmetrischen Thale bis oberhalb Rucăr, wo die Conglomerate und Sandsteine seine Ufer bilden.

Die Zuflüsse der Dimbovitza auf der linken Seite sind: Dimbovicioara, Valea Saghistei, Valea Cheii und Ghimbavul.

Die Dimbovicioara, der grösste, ganz unserem Gebiete angehörende Bach, entspringt an dem östlichen Theile des Königsteins, vereinigt sich bald mit einem anderen kleinen Bache (Brusturet), und setzt seinen Lauf in der schönen engen Schlucht fort, welche sich nur unter- und oberhalb Isvorul auf kurze Distanz erweitert. Sie mündet bei Podul Dimbovitzei in die Dimbovitza. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Mündung früher etwas weiter gegen Osten gelegen war, und infolge der fortschreitenden Erosion des Kalkes von Plaischor höher hinaufgerückt wurde, so dass die Dimbovicioara jetzt vor ihrer Mündung in die Dimbovitza ein scharfes Knie gegen S längs dem Rande des Kalkplateaus macht. Diese Meinung wird durch die kleine, aus Geröllen gebildete Terrasse bestätigt, deren Erstreckung die Richtung des alten Flussbettes gibt.

Das meiste Wasser enthält die Dimbovicioara von unterirdischen Strömen. Von den oberflächlichen Bächen könnte nur der Isvorul erwähnt werden, welcher von der Nordwestseite des Votarnitza

entspringt, und, durch Padina Strnei und Valea Muerei verstärkt, neben dem Dorfe Isvorul in die Dimbovicioara sich ergiesst.

Valea Saghischei verläuft auf dem westlichen Abhange des Dealu Sasului in Neocommergelu bis hinter dem Cetatea Neamtzului, wo es eine kleine Schlucht (Klamm) in den Kalk einschneidet.

Valea Chicii (in dem oberen Laufe Rudaritz genannt), aus mehreren Bächen entstanden, läuft zuerst in der engen Schlucht zwischen Capatzina und Zacote; nachdem fast das ganze Wasser unter dem ersteren Berge verschwunden ist, tritt es oberhalb Valea Urdei wieder heraus. Von hier verläuft der Fluss bis zu seiner Vereinigung mit Valea Crowului in einem engen, schluchtartigen Thale, welches sich bei dem Auftreten der cretacischen Ablagerungen erweitert.

Stratigraphischer Theil.

Fast alle Ablagerungen, die in dem Quellgebiete der Dimbovicioara auftreten, gehören der mesozoischen Gruppe an, von denen die ältesten die rothen Crinoidenkalke von Valea Lupului zu sein scheinen. Das Tithon, durch weisse, dichte Kalke vertreten, hat eine grosse Verbreitung und bildet die Grundlage der anderen Schichten, welche grösstentheils der unteren und mittleren Kreide zuzuschreiben sind, während das Vorhandensein der oberen Kreide wahrscheinlich, aber nicht sicher nachgewiesen ist.

Die petrographische Facies dieser Schichtenserien ist verschieden. Während das Tithon mit seinen Korallen, Echinodermen, Gastropoden und dickschaligen Bivalven einen Riffcharakter zeigt, entspricht das Neocom mit seiner reichen, fast nur aus Cephalopoden bestehenden Fauna der Schlammfacies (faciès vaseux; faciès sublittorale ou subpelagique Kiliau). Die Conglomerate und grobkörnigen Sandsteine der mittleren Kreide deuten in Verbindung mit der Meerestransgression auf Uferbildungen hin.

In der Behandlung dieses Theiles des Stoffes wurde die chronologische Ordnung gewählt, weil die geologische Zusammensetzung der Oberfläche nicht so grosse Verschiedenheiten bietet, um die regionale Beschreibung nothwendig zu machen. Bei jeder Abtheilung wird angegeben: die petrographische Beschaffenheit der Schichten, ihre Verbreitung, die vorkommenden Versteinerungen, die Feststellung ihres Alters und der Vergleich mit anderen Ablagerungen der Karpathen.

Das Neocom wurde einer näheren Betrachtung unterzogen, da es sehr gut entwickelt ist und eine reiche Fauna enthält, deren Beschreibung ich in der kürzesten Zeit zu veröffentlichen gedenke.

Die Juraformation.

Auf der neuen geologischen Karte Ungarns¹⁾ wie auch auf der geologischen Karte Rumäniens Drăghiceanu's werden zwischen Königstein und den Fogarascher Alpen einige Trias-, Lias- und Doggerbänder besonders ausgeschieden. Es war mir unmöglich, in der mir zur Verfügung stehenden Literatur Erläuterungen darüber zu finden. Weder die früheren Arbeiten von Hauer und Stache, Bielz u. A., noch die Meschendorfer'sche²⁾ ausführliche geologische Beschreibung des Kronstädter Gebietes enthalten eine Erwähnung älterer Ablagerungen als Tithon in diesen Gegenden.

Die Erforschung des westlichen schroffen Abhanges des Königsteins ist infolge der vielen riesigen Blöcke und Schutthalden sehr erschwert, die bis auf die krystallinischen Schiefer hinüberreichen, so dass es unmöglich erscheint, die unteren Lagen des weissen Kalkes zu beobachten.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass hier auch ältere Schichten vorhanden sind, da man in dem kleinen Thale des Baches Valea lui Ivan neben schiefrigen und tithonischen Geröllen auch solche findet, die eine gewisse Aehnlichkeit mit den von mir gefundenen Kalken von Valea Lupului besitzen.

Prof. Toulou (l. c. pag 169) sammelte aus einigen dieser Blöcke wohlerhaltene *Posidonomyen*, die er an Ort und Stelle für *Posidonomya alpina* zu halten geneigt war, eine Form, die, wie später gezeigt wird, eine grosse verticale Verbreitung hat.

Wenn von dem noch nicht bewiesenen Auftreten des Trias und des Doggers abgesehen wird, erscheint der unterste Malm als das älteste in dem Quellgebiete der Dimbovicioara anstehend gefundene Glied der Juraformation, welcher auch die ausgedehnte, bisher allein bekannte Masse des tithonischen Kalkes anzureihen wäre.

Das *Callovien*. Das Vorkommen dieser Stufe beschränkt sich auf den Berg Gruiul Lupului, an der Quelle des kleinen Baches Valea Lupului, der etwas nördlich von Rucăr auf der linken Seite des Riușoara mündet. Die Schichten, von den Wildwässern wenig aufgeschlossen, zeigen folgende Anordnung:

a) Roth oder rothbraun gefärbte Kalke, mit zahlreichen Kalkspathausscheidungen, die in den Luftkammern der Ammoniten oder als feine Adern vorkommen. Sie erscheinen an der Basis conglomeratisch mit kleinen Urgebirgsgeröllen oder als Muschelbreccien, indem die Versteinerungen ordnungslos beigemischt und zerbrochen sind. Nicht selten findet man auch wahre Crinoidenkalken, fast nur aus Zerreibsel von Crinoidenstielgliedern zusammengebacken. Erwähnenswerth ist das Vorkommen von Concretionen aus Brauneisenstein.

¹⁾ Geologische Karte von Ungarn. Herausgegeben von der ungar. geol. Gesellschaft, Budapest 1896.

²⁾ Der geologische Bau der Stadt Kronstadt und ihres Gebietes. Aus dem: „Beiträge zu einer Monographie der kgl. freien Stadt Kronstadt“. Festschrift für die Mitglieder der 26. Wanderversammlung ungar. Aerzte und Naturforscher 1892.

b) Dichte, gelbe oder hellgraue, wohlgeschichtete, splitterige Hornsteinkalke mit dünnen, dunkelgefärbten, ausgeschiedenen Hornsteinbändern. Unter dem Mikroskop zeigen sie in der feinkörnigen Masse nur spärliche, zerbrochene Crinoideustielglieder.

c) Grobkörnige, oolithartige, röthliche Kalke, die den ganzen oberen Theil des Berges zusammensetzen und welche unter dem Mikroskop aus kleinen Körnern von Glimmerschiefer und Quarz sich gebildet zeigen, die mit einem hellen Kalkcement verbunden sind.

Alle diese drei Gesteinsarten stehen in engem Zusammenhange und sind durch Uebergänge miteinander untrennbar verknüpft. Sie liegen unmittelbar auf den krystallinischen Schiefern; ihre Beziehungen zu den jüngeren, weissen, tithonischen Kalken sind nicht zu enthüllen, weil der ganze Berg mit Wäldern und Wiesen bedeckt ist.

Versteinerungen lieferten nur die unteren und oberen Schichten; die aus den letzteren befinden sich in so schlechtem Erhaltungszustande, dass sie nicht specifisch bestimmt werden konnten. Der Vollständigkeit wegen werden sie hier erwähnt. Es sind dies:

- Lima* sp. aus der Gruppe der *L. proboscidea* Sow. 1 Exemplar.
Pecten sp., sehr ähnlich dem *P. demissus* Goldf. 3 Exemplare.
Pecten sp. 1 Exemplar.
Ostrea sp. 1 Exemplar.
Terebratula sp. 1 Exemplar.

Eine schärfere Altersbestimmung der in Rede stehenden Schichten ermöglichen die zahlreichen und verschiedenen Versteinerungen, welche aus den am Fusse des Berges herumliegenden Blöcken aufgesammelt wurden; die Zusammengehörigkeit derselben mit den unteren Crinoidenkalken steht bei der petrographischen Aehnlichkeit aussser Zweifel.

Die Formen erscheinen in grosser Menge, mit dem Gestein durch Kalkspath verbunden, welcher theilweise die Luftkammer der Ammoniten erfüllt.

Es wurden folgende Fossilien erkannt:

- Sphenodus longidens* Ag. 3 Stück.
Belemnites (Hibolites) semihastatus Blainv. 2 Stück.
Phylloceras (Rhacophyllites) tortisulcatum d'Orb. 50 Stück.

Nach dem Verlaufe der Einschnürungen und dem Vorhandensein der Verdickungen auf der Externseite entsprechen sie mehr dem *A. protortisulcatus* Pompeckj (Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des Schwäb. Jura, Lief. I, 1893).

- Phylloceras* cf. *ptychoicum* Quenst. 2 Stück.
 " *mediterraneum* Neumayr 1 Stück.
Oppelia sp. 1 Stück.

- Perisphinctes* sp. Nach dem weiten Nabel, den flachen Flanken und den regelmässig gespalteten Rippen, die auf der Siphonalseite etwas nach vorne gerichtet sind, steht diese Form sehr nahe dem *Perisphinctes* nov. sp. ind. aus dem Kelloway der Nordkarpathen (v. Uhlig, Kelloway etc. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1881, Taf. VII, Fig. 5), 1 Stück.
- Lima* (*Plagiostoma*) *rupicola* Uhl. 3 Stück.
- Pecten* cf. *subarmatus* Münst. 1 Stück.
- Pecten* sp. 1 Stück.
- Astarte* cf. *subterminalis* Uhl. 2 Stück.
- Arca* sp. 1 Stück.
- Isoarca* sp. 3 Stück.
- Macrodon* sp. 1 Exemplar.
- Terebratula dorsoplicata* Suess 2 Stück.
sp. 4 Stück.
- Waldheimia margarita* Oppel 5 Stück.
- Rhynchonella penninica* Uhl. 2 Stück. Diese Form ist sehr ähnlich der *Rh. Atla* Opp. aus den Klausschichten, mit welcher sie allerdings indentificirt wurde (Rothpletz, Geol.-palaeont. Monog. der Vilsener Alpen. Paleontogr. Bd. XXXIII, pag. 87).
- Rhynchonella Zisa* Oppel 3 Exemplare.
" cf. *contraversa* Oppel 1 Stück.
" *defluxoides* Uhl.¹⁾ 10 Stück.
- Pentacrinus* (in Dünnschliffen).
- Montlivaltia* 1 Stück.
- Aptychen.

Ein Blick auf diese Liste zeigt uns die grosse individuelle Zahl einiger Ammoniten, den relativen Reichthum an Brachiopoden und fein verzierten Bivalven. Keine von den angegebenen Formen gehört aber zu denen, die eine Feststellung der Altersbestimmung ermöglichen könnten. Es gibt darunter Arten, die eine grosse Verbreitung besitzen. *A. tortisulcatus* und *mediterraneus* finden sich von den Klausschichten bis in das untere Tithon²⁾; *Rh. Zisa*, von Oppel

¹⁾ Wie Prof. Uhlig (Kelloway etc., l. c. pag. 419) vermuthet hat, herrschen bei dieser Art dieselben Variationen, wie bei *Rh. defluxa* Oppel. Zwischen Formen mit rimos gespalteten Rippen, die allerdings auch bei *Rh. defluxa* vorkommen (in dem Museum des geol. Institutes der Universität konnte ich eine solche von Sette Commune herstammende Form beobachten), liegen mir mehrere Exemplare vor, welche dieselben äusseren Verhältnisse zeigen, wie die von Oppel beschriebene Art, von welcher sich *Rh. defluxoides* nur durch die abgerundeten Rippen und eine wellige Stirnlinie unterscheidet.

In dem k. k. Hofmuseum fand ich zahlreiche, aus Illowa und Puchow (Ungarn) stammende Exemplare, die als *Rh. Hausmanni Zeuschner* etikettirt sind, obwohl sie sehr verschieden von der Abbildung sind, die Zeuschner gegeben hat (Nowe lub niedokladenie opisane gatunki skamienialosci Tatrowych 1848, Taf. III, Fig. 3a—c). Diese Formen unterscheiden sich von den rumänischen nur durch die geringere Dicke des Gehäuses. Ich behalte aber den von Uhlig vorgeschlagenen Namen bei, weil *Rh. Hausmanni* nicht sichergestellt erscheint.

²⁾ Neumayr M. Die Phylloceraten des Dogger und Malm. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1871, Bd. XXI, pag. 245.

aus den Posidonomyenschiefer beschrieben, findet sich auch höher (v. Rothpletz, l. c. pag. 87). Die Klausschichten, mit welchen ich die betreffenden Kalke zuerst zu identificiren geneigt war, erscheinen in den Ost- und Südkarpathen mit einer ganz verschiedenen Fauna. Durch Herbich¹⁾ wurden sie bekannt von dem östlichen Abhange des Nagy-Hagymaser Gebirges in dem Querthale des Vörösköptak; Prof. Suess²⁾ und Hauer³⁾ erwähnen eine ähnliche Fauna von dem westlichen Theile der Bucegi und in der letzten Zeit lenkte Redlich⁴⁾ die Aufmerksamkeit auf die Fauna von Strunga (kaum 30 km östlich von Rucăr), die zahlreiche, wohlerhaltene Formen enthält. Im vorigen Herbst hatte ich Gelegenheit, eine grosse Suite, die ich für die hiesigen Museen von dieser Localität aufsammeln liess, zu beobachten, und war im Stande, beide Faunen näher zu vergleichen. Es gibt keine Form, die beiden gemeinsam wäre. Unter den Ammoniten, welche fast allein die Fauna von Strunga zusammensetzen, findet sich *Am. tortisulcatus* nicht. Von den Brachiopoden erwähnt Redlich nur *Terebratula ventricosa* Ziet, welcher noch die von mir erkannte *Rhynchonella coarctata* Opper (var. *miscella* Opp.) beizufügen ist; beide erscheinen nicht unter den vielen Brachiopoden der Schichten von Valea Lupului, die also nicht den Klausschichten gleichzustellen sind, sondern jünger zu sein scheinen.

Dagegen wird es uns eine Erleichterung bei der Alterbestimmung der hier in Rede stehenden Ablagerungen gewähren, wenn wir die geologischen Verhältnisse der Nordkarpathen in's Auge fassen. Seinerzeit beschrieb Uhlig⁵⁾ die reiche Fauna des rothen Kalksteines von der Klippe Babierzówka in Westgalizien, welche aus zahlreichen Ammoniten, Brachiopoden, feinverzierten Bivalven und Gastropoden besteht.

Bei der Besprechung dieser Fauna wurde von Uhlig ihre Zugehörigkeit zum Kelloway festgestellt, trotz mancher mit den Klausschichten gemeinsamen Formen, welche aber solchen Typen angehören, die wenig Neigung zur Variation besitzen. Einige Jahre später bestätigte Parona⁶⁾ diese Annahme, indem er eine ähnliche Fauna von Acque Fredde am Gardasee beschrieb.

Die beiden Fundorte in den Karpathen haben folgende gemeinsame Formen:

Sphenobus longidens
Phyll. tortisulcatus
 „ *mediterraneum*

¹⁾ Szeklerland, pag. 128.

²⁾ Der braune Jura in Siebenbürgen. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 28.

³⁾ Petrefacten aus dem braunen Jura von Bucececs bei Kronstadt Ibidem 1867, pag. 136.

⁴⁾ Geologische Studien in Rumänien Ibidem 1896, pag. 79.

⁵⁾ Beiträge zur Kenntniss der Juraformation in den karpathischen Klippen. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1898, Bd. XXVIII, pag. 641—659 und über die Fauna des rothen Kelloway-Kalkes der penninischen Klippe Babierzówka bei Neumarkt in West-Galizien. Ibid. 1881, Bd. XXXI, pag. 481—424.

⁶⁾ La fauna fossile (Calloviana di Acque Fredde sulla spouda Veronese del Lago di Garda. Mem. Acad. dei Lincei, Serie 4a, Vol. III (1894 Separatabdruck).

Lima rupicola
Astarte terminalis
Rhynchonella penninica
defluxoides.

Diese Liste wäre gewiss länger, wenn der bessere Erhaltungszustand der Versteinerungen eine nähere Bestimmung ermöglicht hätte, da die zahlreichen, nur generisch bestimmten Bivalven eine grosse Aehnlichkeit in dem gesammten Gepräge der Schale nicht nur mit den Formen aus den Nordkarpathen, sondern auch mit denjenigen von Norditalien besitzen. Auffallend ist das Fehlen der Gastropoden, die bei Babierzówka und Acque Fredde in überwiegender Zahl auftreten.

Auch diejenigen Formen, welche in Westgalizien nicht vorkommen, aber in unserem Gebiete vorhanden sind, sprechen für das Callovien. *Terebratulidorsoplicata*, die von Szajnocha aus dem Jura von Balin beschrieben wurde, ist eine der bezeichnendsten Versteinerungen der französischen Kellowayschichten¹⁾; *Waldheimia margarita* ist durch Oppel²⁾ aus dem weissen Vilser Kalk bekannt geworden.

Nach diesen Erwägungen sollen die unteren Schichten von Valea Lupului als dem Callovien von Westgalizien und Norditalien entsprechend, betrachtet werden.

Was die darüber folgenden, hornstein- und oolithartigen Kalke betrifft, so bin ich nicht im Stande, wegen des Mangels an Versteinerungen, etwas, wenn auch nur Wahrscheinliches, darüber zu sagen.

Die Thatsache, dass aus den Blöcken von Valea lui Ivan, die eine grosse petrographische Aehnlichkeit mit dem Hornsteinkalke des Valea Lupului haben, von Prof. Toulou Posidonomyen aufgesammelt wurden, die er für *P. alpina* zu halten geneigt war, bringt uns keine Lösung für die Altersfrage, da diese Art eine der verbreitetsten ist und von der Zone mit *A. opalinus* bis in das Callovien aufgefunden wurde³⁾.

Tithon. Vom Königstein im W bis Zabava im O und von der Grenze im N bis Dragoslavele im S ist die Oberfläche des Gebietes aus einem weissen, dichten Kalkstein zusammengesetzt, welcher nur in beschränkten Partien unter den jüngeren Ablagerungen verborgen ist. Bei der grossen petrographischen Aehnlichkeit wird er im Ganzen hier behandelt werden, obwohl ein Theil von ihm sehr wahrscheinlich schon der Unterkreide angehört.

Die Ausdehnung dieses Kalksteines wurde auf der geologischen Karte der rumänischen Anstalt im Grossen und Ganzen richtig angegeben, mit Ausnahme des östlichen Theiles, der zu weit in die

¹⁾ E. Deslongschamp. Mem. sur les Brach. de Kellowayrock dans le N. O. de la France. Mem. soc. Linnéenne de Normandie. Bd. XI, Caen 1859, pag. 17.

²⁾ Ueber die weissen und rothen Kalke von Vils in Tyrol. Separatabdruck pag. 35.

³⁾ W. Kilian. Montagne de Lure. Annales des sciences geolog. 1885. Vol. XIX, pag. 83.

Phyllite eingreift. Ein Zusammenhang zwischen den Kalkmassen von Königstein und den von Strunga — wie es auf der Karte Drăghiceanu's eingezeichnet ist — ist nicht vorhanden; die krystallinischen Schiefer des Leotagebirges setzen sich nördlich bis etwas über die Grenze fort.

Die petrographische Beschaffenheit ist scheinbar uniform. Die Hauptmasse besteht aus einem dichten, weissen, hellgelb (Königstein), gelb oder hellgrau (Dîmbovicioara, Coculetz bei Rucăr) oder rötlichgelb gefärbten Kalkstein, welcher in Valea Urdei marmorartig erscheint. Er besitzt eine gleichartige Structur, mit mehr oder weniger ausgeprägtem muscheligen Bruch und ist von zahlreichen, dünnen Calcitadern durchsetzt, die man am besten auf der verwitternden Oberfläche beobachten kann. Unter dem Mikroskop sieht man zahlreiche Foraminiferengehäuse (*Rotulidae* und *Textularidae*) in der feinkörnigen Masse zerstreut.

Nicht uninteressant sind die Kalkconglomerate und Kalkbreccien, die in geringerer Menge auftreten.

Die Kalkconglomerate bestehen aus abgerundeten Kalkknollen, abgerundeten Nerineen- und Dicerassfragmenten, welche mit einem kalkigen Bindemittel zusammengekittet sind; auch wenige kleine Urgebirgsgerölle fehlen nicht. Diese Conglomerate erscheinen nicht in Lagen, sondern in Form abgerundeter grosser Gerölle in der übrigen Kalkmasse eingebettet, die, obwohl scheinbar dicht, sich unter dem Mikroskop fein conglomeratisch gebildet zeigt. Sie wurden in dem neuaufgeschlossenen Kalkofen von Coculetz bei Rucăr anstehend gefunden, sowie auch in der Dîmbovicioarakalkmasse. Von Wasser herabgetragene Blöcke finden sich in grosser Zahl in dem unteren Laufe des Valea Mucerei, woher auch wahrscheinlich die von Herbich gesammelten Handstücke stammen, die in dem Museum der Klausenburger Universität aufgestellt sind.

Solche Kalkconglomerate wurden zum ersten Male durch Zeuschner¹⁾ von Inwald bekannt, und sind für die Stramberger Schichten charakteristisch. Ausser Inwald wurden sie in den Karpathen von Hauer und Stache (Siebenbürgen, l. c. pag. 160) bei Felsö-Yacza, westlich von Körösbánya, von Meschendörfer²⁾ von Königstein (Coltzul Găinei), von Herbich³⁾ bei Toroczko erwähnt.

Die Kalkbreccien bestehen aus unregelmässigen Kalkstücken von sehr verschiedener Grösse, welche durch ein oft wechselndes, kieseliges, mit Salzsäure wenig aufbrausendes Bindemittel verkittet sind. Die meisten Kalkknollen sind hellgrau, weiss oder gelblich gefärbt, doch findet man nicht selten Kalkbreccien, die Kalkstücke von verschiedenen Farben enthalten (Piatra Crucei, Mătiesch).

Die Beschaffenheit des Bindemittels variirt sehr viel; feinkörnig, glimmerreich, bläulichgrau in Valea Preotului; dicht, rötlichbraun,

¹⁾ Geognostische Beschreibung des Nerineenkalkes von Inwald und Roczyny. Haidinger's Naturwiss. Abhandl. 1850, Bd. III, pag. 136.

²⁾ Kronstadt, l. c. pag. 20.

³⁾ Stramberger Kalk bei Toroczko aus einem Schreiben an v. Hauer, Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 227.

mit kleinen Quarz- und Urschiefergeröll in Piatra Crucei, Valea Cheii; grobkörniger und sandiger im Törzburgerpass.

Der Charakter des Bindemittels, verbunden mit der Anordnung dieser Kalkbreccien, gibt Anlass zu der Meinung, dass sie nicht ursprünglich, sondern durch nachträgliche Zertrümmerung des Kalksteines entstanden sind, und wenn sie hier erwähnt wurden, so geschieht es wegen ihres engen Zusammenhanges mit dem Kalksteine. Bei der Verschiedenheit der Farbe gewinnen sie ein gewisses Interesse auch für die industrielle Verwendung, obwohl sie nur dort gebrochen werden, wo das Bindemittel keine Schiefergerölle enthält. Es wurde mir gesagt, dass man sie als innere Wandverkleidung angewendet hat, während der gegenüber des Gasthauses von Rucăr befindliche Brunnenstein zeigt, dass sie nicht lange dem zersetzenden Einfluss der Atmosphärien widerstehen können.

Im Allgemeinen erscheint der Kalkstein als massig und von vielen Klüften durchsetzt. Gut wahrnehmbare Schichtung ist nur in wenigen Orten zu sehen (Königstein, Cheia Dimbovicioarei, Oratia hinter den Ruinen des deutschen Schlosses).

Es gibt Orte, wo man stundenlang gehen kann, ohne eine Spur von Fossilien zu finden; dagegen erscheint an anderen Stellen der Kalkstein — wie auch Prof. Toulou erwähnt — dicht mit Muscheln erfüllt, die aber nur als Durchschnitte auf den ausgewitterten Oberflächen der von den Felswänden herabgefallenen Blöcke oder der Schichten zu sehen und sehr schwer, fast unmöglich aus der dichten Masse zu lösen sind. Dank einiger günstiger Umstände, wie der Bau eines neuen Kalkofens bei Rucăr und die Renovirung der Strasse, welche zu der Höhle der Dimbovicioara hinführt, war ich in der Lage, eine ziemlich grosse Suite aufzusammeln. Der Erhaltungszustand der Versteinerungen lässt leider viel zu wünschen übrig, ermöglicht aber die nähere Bestimmung einiger Formen, die massgebend für das geologische Alter sind.

Aus den anstehenden Conglomeraten von Coculez bei Rucăr wurden folgende Formen aufgesammelt:

- Heterodicerias Lucii* Defr.
- " sp.
- Itieria Staszycii* Zeuschn.
- " sp.
- Ptygmatis carpathica* Zeuschn.
- " *Bruntrutana* Thurm.
- " cf. *eccavata* Gemm.
- " cf. *pseudo-Bruntrutana* Gemm.
- " aus der Gruppe der *P. carpathica* Z.
- Nerinea Schloenbachi* Gemm.
- Turritella* sp.
- Chilodonta curta* Zitt.
- Cerithium Suessi* Gemm.
- Pileolus siculus* Gemm.

Auf der Oberfläche des Kalksteines von dem Törzburgerpasse wurden folgende Formen gefunden, die infolge atmosphärischer Einflüsse theilweise bis in die feinsten Details ausgewittert sind:

Opis sp.
Mytilus sp.
Avicula sp.
Nerinea subscalaris Mstr.
 „ *Plassenensis* Peters.
Pygaster sp.
Pseudodiadema sp.
Salenia (*Acrosalenia* ?).

Fig. 1.



Diese Form besitzt wahrscheinlich eine abnorme Bildung des Scheitelschildes, welche die wahre Gattungsbestimmung erschwert. Das linke vordere Genitaltäfelchen ist herausgeschoben, so dass es nicht mit der Centralplatte in Berührung kommt, und die benachbarten Genitaltäfelchen nebeneinander zu liegen kommen.

Rhabdocularis-Stachel.
Pentacrinus-Stielglieder.
Convexastraea sexradiata Gldf.
 Einzelne Korallen.

Die meisten mir vorliegenden Formen wurden aus zerstreuten Blöcken oder aus den Schotterhaufen, die auf der Strasse nach dem Törzburgerpass liegen, aufgesammelt. Höchst wahrscheinlich stammt dieser zur Strassenbeschotterung verwendete Kalk von Dealu Sassului.

Ausser zwei Abdrücken von Ammoniten, die aber nicht einmal generisch bestimmt werden konnten, wurden weiters gefunden:

Arca Uhligi Boehm.
 „ sp.
Pecten aff. *irvineus* Saur.
Tylostoma sp.
Thamnastraea confluens Quenst.
Thecosmilia cf. *Virgulinu* Bt.
Amphistraea sp.
Cyathophora cf. *tithonica* Ogilvie.
 „ sp.

Als Ergänzung können noch die von Popovici-Hatzeg¹⁾ erkannten Arten erwähnt werden. Unter anderen, nur generisch bestimmten Formen sind zu nennen:

Lithophagus Beneckei Boehm.
 „ *avellana* d'Orb.
Lima mistrovitzensis Boehm.
Nerita chromatica Zitt.
Pseudomelania Gemmellaroi Zitt.
Cidaris glandifera Goldf.

Der Kalkstein von Matiesch scheint sehr reich an Versteinerungen zu sein, die aber — überhaupt auf dem westlichen Abhange — nur als Durchschnitte zu sehen sind. Es wurden nur eine *Nerinea* aus der Gruppe der *N. (Ileria) Moreana* d'Orb. und *Stylina Labechei* E. et H. erkannt.

Besonderes Interesse besitzen die Versteinerungen, welche aus den zerbröckelten Blöcken der Dimbovicioara-Masse aufgesammelt wurden. Diese Fauna ist mehr aus Brachiopoden und Bivalven zusammengesetzt und trägt ein cretacisches Gepräge, so dass es zweifelhaft erscheint, ob die ganze Kalkmasse des Dimbovicioara-Quellgebietes nur dem Jura angehört. Aufgesammelt wurden folgende Formen:

Duvalia sp.
Requienia sp.
Isoarca sp.
Lithophagus (Keule).
Pecten sp.
Spondylus sp.
Rhynchonella cf. *Astieri* Suess.
 irregularis Pictet.
 cf. *Gibbsiana* Sow.
 „ cf. *lata* d'Orb.
Terebratula sella Sow.
 „ sp.
Echinospatangus.
Rhabdocidaris-Stachel.

Wie man aus diesen Listen ersehen kann, zeichnet sich die Fauna des betreffenden Kalksteines durch die schwache Vertretung der Cephalopoden und die überwiegende Zahl der dickschaligen Bivalven, Gastropoden, Echiniden und der Korallen mit zusammengesetzten Stöcken aus. Der Mangel an Cephalopoden scheint bezeichnend für die jurassischen Kalke des südlichen und östlichen Siebenbürgens zu sein²⁾. Aus Nagy-Hagymas ist der Contrast auf-

¹⁾ Note préliminaire sur les calcaires tithoniques et neocomiens des Districts de Muscel, Dimbovitza et Prahova (Roumaine). Bul. soc. geol. France, Tom. XXV, 1897, pag. 550.

²⁾ E. A. Bielz. Die in Siebenbürgen vorkommenden Mineralien und Gesteine. Verh. und Mitth. des Siebenbürg. Vereins für Naturwiss. Bd. 39, pag. 68.

fallend zwischen der ammonitenreichen Fauna der Zone mit *A. acanthicus* und derjenigen der darauffliegenden Strambergerkalke, welche Herbig¹⁾ nichts anderes als *Diceras*, *Nerineen* und *Echiniden* geliefert haben. Erwähnungswerth in unserem Gebiete ist die Isolirung der *Nerineen* auf Coculetz, wie es auch in Inwald von Zeuschner²⁾ gezeigt und von Prof. Suess³⁾ als eine durch besondere physikalische Verhältnisse hervorgerufene Absonderung erklärt wurde.

Die betreffenden Kalksteine und deren Verlängerung im Burzenlande wurden verschiedenen Formationen zugeschrieben. Man betrachtete sie theils dem Lias⁴⁾, theils dem „Corallien“⁵⁾, theils der unteren Kreide⁶⁾ angehörig, bis einige Versteinerungen in Buccigi und Zinne bei Kronstadt aufgesammelt wurden, welche veranlassen, sie den Stramberger Schichten gleichzustellen, eine Annahme, die durch meine Beobachtungen bestätigt wird. Mit Ausnahme derjenigen Versteinerungen, die in dem Dimboviciorakalke gefunden wurden, deuten alle anderen auf das tithonische Alter der Kalke hin. Stratigraphisch erscheint mit Sicherheit ein Theil dieser Kalke als das Liegende des Neocoms; man sieht es am besten am südwestlichen Ende des Dealu Sassului, hinter den Ruinen des „deutschen Schlosses“ (Cetatea Neamțului), wo die wohlgeschichteten Kalklager in Concordanz mit den hangenden neocomen Mergelkalken lagern; ferner auf der Spitze einer Klippe, wo die Strasse oberhalb des Aufseherhauses sich nach West umbiegt und wo es mir gelang, eine kleine verdrückte Neocomscholle zu finden. Dieselbe sehe ich als Rest der an Brüchen auf beiden Seiten der Klippen abgesunkenen untercretacischen Mergel an.

Es ist also sichergestellt, dass ein grosser Theil des in unserem Gebiete anstehenden Kalksteines als ober-tithonisch betrachtet werden muss, und zwar entspricht derselbe den Kalken von Inwald und Roczyny mehr als denjenigen von Stramberg.

Andererseits rechtfertigen die aus den Dimbovicioara-Kalkblöcken stammenden Versteinerungen den von mir in einer kleinen Notiz⁷⁾ ausgesprochenen Zweifel über das tithonische Alter des ganzen, in unserem Gebiete vorkommenden Kalkes, indem sie mehr einen cretacischen Charakter besitzen. Von den ziemlich vielen Brachiopoden, die aufgesammelt wurden, ist keine Art (vielleicht mit Ausnahme der

¹⁾ Szeklerland, pag. 191.

²⁾ Palaeont. Beiträge zur Kenntniss des weissen Jurakalkes von Inwald bei Wadowice. Abhandl. der kgl. böhmischen Gesellsch. d. Wiss. 1857, pag. 6 (Separat-Abdruck).

³⁾ Die Brachiopoden der Stramberger Schichten. Hauer's Beitr. für Pal. 1858, Bd. I, pag. 19.

⁴⁾ E. A. Bielz. Handbuch der Landeskunde Siebenbürgens. Hermannstadt 1857, pag. 51.

⁵⁾ Gr. Stefanescu, l. c. pag. 31.

⁶⁾ Lill de Lillienbach. Journal d'un voyage geol. fait à travers toute la chaîne des Carpathes 1833, pag. 269. „De Törzburg jusqu'à la frontière valaque, il n'y a que des agglomerats secondaires récents, et sur la limite des deux pays, du calcaire compacte crayeux inférieur.“

⁷⁾ Asupra barrëmanului în basenul Dimbovicioarei. Buletinul soc. de sciințe din București 1897. An. VI.

Rh. Astieri) den Stramberger Formen ähnlich; keine von den Formen, die aus den benachbarten tithonischen Kalkfelsen angegeben wurden (*Terebratulata lacunosa, nucleata, substriata* von Bucsecs; *T. bisuffaricata* von Ziune bei Kroustadt¹⁾), sind unter den mir vorliegenden Formen vertreten, welche dagegen denjenigen sehr nahe stehen, die aus den Aptien Frankreichs und der Schweiz beschrieben worden sind. Die dickschaligen, fragmentarisch erhaltenen Bivalven, welche mit den Brachiopoden vergesellschaftet sind, wurden infolge eines genaueren Vergleiches mit den wohl erhaltenen Exemplaren von Orgon (Bouches-du-Rhône) und denjenigen, die mein Freund Sava Athanasiu in Raräu (Moldau) aufsammlte, als *Requienia* bestimmt. Es ist also höchst wahrscheinlich, dass die Kalksteine aus dem Quellgebiete der Dimbovicioara nicht nur dem Jura, sondern auch der unteren Kreide anzureihen sind. Solche Uebergänge von tithonischen Kalken in Caprotinenkalken wurden auch in anderen Regionen der Karpathen wahrgenommen. Ilerbich²⁾ machte sie aus den Persanyer- und Nagy-Hagymasgebirgen bekannt, und neuerdings erwähnt Uhlig³⁾ als eines der Ergebnisse seiner Beobachtungen in den Ostkarpathen, dass vom oberjurassischen Korallenkalk ein allmäliger Uebergang zum neocomen Caprotinenkalk vorhanden ist.

Die Kreideformation.

Sicher konnten nur die untersten Abtheilungen dieser Formation nachgewiesen werden, nämlich:

1. Die untere Kreide (Neocom s. l.) überhaupt, durch Mergel,
2. die mittlere Kreide, durch Conglomerate und Sandsteine vertreten.

Das Vorhandensein der oberen Kreide wird infolge mangelnder sicherer Beweise nur als wahrscheinlich angenommen.

In einer Notiz gab Popovici-Hatzeg⁴⁾ der Meinung Ausdruck, dass auch das Infravalangien (Berriasschichten) vorhanden wäre, indem er *Pecten lineatocostatus*, *Cidaris punctatissima* und *Holcodiscus Caillaudi* auf dem Dealu Sassului erwähnt. Das mir vorliegende Material gestattet nicht, etwas darüber zu sagen. Ich möchte nur darauf aufmerksam machen, dass keine von den erwähnten Versteinerungen für die Zone des *A. occitanicus* und *Boissieri* bezeichnend sind. *Pecten lineatocostatus* und *Cidaris punctatissima* gehören solchen Typen an, die in mehreren Horizonten heimisch sind, während *Holcodiscus Caillaudi*, eine barrémische Form, meines Wissens hier das erstemal in einer so tiefen Stufe vorkommen würde. Natürlich

¹⁾ Hauer und Stache, Siebenbürgen, pag. 161.

²⁾ Szeklerland, pag. 247.

³⁾ Ueber die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. Sitzungsbericht der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. CVI, 1897, pag. 3 (Separatdruck).

⁴⁾ Calc. tithoniques etc., l. c. pag. 551.

wäre es nicht ausgeschlossen, dass auch in unserem Gebiete das obere Tithon allmählig in das untere Neocom überginge, wie es fast in allen mediterranean Regionen zu sehen ist; die bis jetzt angeführten Beweise sind aber ungenügend.

Das Neocom. Die erste Erwähnung dieser interessanten Ablagerungen findet man in einem Schreiben, welches Herbieh¹⁾ an F. v. Hauser gerichtet hat; einige Jahre später gibt Prof. Stefanescu darüber eine kurze Beschreibung und fast in derselben Zeit erschien die ausführliche Arbeit Herbieh's über die Fauna der Neocomergel der Dimbovicioara, mit welcher er die Aufmerksamkeit der Geologen auf sie lenkte.

Die Verbreitung dieser Mergel beschränkt sich nur auf die Umgebung des kleinen Dorfes Näsipurile. Sie bilden den westlichen Abhang des Dealu Sassului (siehe die Kartenskizze) vom Cetatea Neamtzului bis la Uluce. Gegen West gelangen sie bis an die Dimbovicioara bei Isvorul und können noch längs des Padina Strneibaches verfolgt werden. Ich konnte sie weder in der Einsenkung von Podul Dimbowitzei, noch in derjenigen von Rucăr entdecken. In Valea Cheii kann man sie bis an die Mündung der Valea Crowului verfolgen; weiter aufwärts — wie es auf der geologischen Karte der rumänischen Anstalt angegeben wird — konnte ich sie nicht beobachten. In dem oberen Laufe der Dimbovicioara (la Gilgoae) kommen dieselben Mergel nur auf einige Meter weit zum Vorschein.

Die Aufeinanderfolge der Schichten kann man nur auf Dealu Sassului wahrnehmen, begünstigt von den zahlreichen Windungen, welche die schöne, nach dem Törzburgerpasse hinführende Strasse macht. Andere Aufschlüsse sind nur auf eine kleine Distanz beschränkt; in Valca Muerei, woher fast alle Versteinerungen stammen, die Herbieh beschrieb, sind die Schichten sehr wenig aufgeschlossen. Auf Dealu Sassului findet sich folgende Schichtenreihe:

a) Ueber dem jurassischen Kalke liegen dichte, dickbankige, hornsteinreiche, gelblich oder gelblichgrau gefärbte, mergelige Kalke.

b) Eine Wechsellagerung von Mergelkalkbänken und schieferigen dünnplattigen Mergeln. Die letzteren überwiegen und sind durch ihre Eigenschaft, in kleine Stücke zu zerbröckeln, gekennzeichnet. In diesen Schichten treten zahlreiche cylindrische Körper von verschiedener Grösse auf, welche wahrscheinlich organischer Natur sind.

c) Kalkige Mergel, die im Innern bläulichgrau, auf der verwitterten Oberfläche aber gelblichgrau gefärbt erscheinen und mit dünneren Mergelschiefern abwechseln. Nicht selten findet man in ihnen kleine verkohlte Pflanzenreste, die nach Dr. Krasser²⁾ Coniferenstructur besitzen.

¹⁾ Fr. v. Hauser, Neue Beobachtungen aus dem östlichen Siebenbürgen von Fr. Herbieh. Verhandl. d. k. k. geol. B.-A. 1872, pag. 28. „Dagegen gewinnen die Mergel des unteren Neocomien über den Törzburgerpass in dem Thale der Dimbovicioara eine weite Ausdehnung, sie sind da stellenweise dicht mit Versteinerungen angefüllt“.

²⁾ In Redlich, l. c. pag. 80.

Wie schon früher angeführt wurde, kann man am südlichen Ende des Dealu Sassului sehr gut die Concordanz zwischen diesen Mergeln und den darunterliegenden tithonischen Kalken beobachten; nicht dieselben einfachen Beziehungen sind bei Isvorul zu sehen, wo infolge der tektonischen Erscheinungen, oder des verschiedenen Alters des Kalkes, die Beobachtung sehr erschwert wird. Blöcke oder Linsen (?) von Kalk scheinen bei der Biegung der Dimbovicioara eingeklebt zu sein. Ueber den Mergeln liegen überall transgredirend die cretacischen Conglomerate und Sandsteine.

Die Neocomfauna aus unserem Gebiete ist eine der reichsten Faunen Europas und steht hinter der von Südfrankreich nicht viel zurück. Wenn auch die Formen zahlreich und verschieden sind, lässt ihr Erhaltungszustand sehr zu wünschen übrig. Die meisten sind nur fragmentarisch und alle als Steinkerne erhalten. Obwohl die Scheidewandlinie bei den Ammoniten oft sichtbar ist, lässt sie sich doch nur selten verfolgen.

Wie man aus den weiter angeführten Versteinerungslisten beurtheilen kann, ist die Neocomfauna aus dem Quellgebiete der Dimbovicioara, nach dem mediterranen Typus entwickelt und zeichnet sich überhaupt durch die reiche Vertretung der *Phylloceras*, *Ityoceras*, *Desmoceras* und der evoluten Ammonitiden aus, im Gegensatz zu der nordischen Provinz, deren Fauna fast nur aus Hoplitiden, *Holcostephanus*, Amaltheen und Perisphincten sich zusammengesetzt zeigt. Man nahm früher an, dass die faunistischen Eigenthümlichkeiten dieser beiden Provinzen während der untercretacischen Zeit sehr verschieden waren. Nachdem aber die reiche Fauna des südöstlichen Frankreichs einer näheren Beobachtung unterzogen wurde, ergab sich, dass die gemeinsamen Formen viel zahlreicher sind und einen weiten Zusammenhang beider Meere vermuthen lassen. In dem Valangien aus der Umgebung von Sisteron¹⁾ ist die Gruppe des *Hoplites regalis* Pavlow, welche für Hils und das englische Neocom bezeichnend ist, durch eine Menge Arten vertreten. Im Hauterivien nimmt die Zahl der gemeinsamen Formen nur sehr wenig ab. *Hoplites radiatus*, *Leopoldi*, *longinodus*, *Astieria Atherstoni* (Sisteron), dann *Bel. jaculum*, *Hoplites regalis*, *Frantzi* Kil. (= *Ottmeri* N. und U.), *Crioceras Seeley*²⁾ sind Versteinerungen, die auch in dem nördlichen Neocom vorkommen. Mit dem Barrémien erscheinen diese Verhältnisse verändert. Die Verschiedenheit der Meeresbewohner ist auffallend, doch finden sich Formen, die in den Ablagerungen beider Provinzen auftreten. *Crioceras barremense* Kil., von Uhlig aus Gardenazza als *Crioceras n. sp. aff. Roemeri* beschrieben, steht dem *Crioceras Roemeri* ungewein nahe; beide wurden in Frankreich, der letzte auch in Spanien aufgesammelt. Andererseits kennt man in dem germanischen Neocom Versteinerungen, die in der mediterranen Provinz zu Hause sind. Ausser

¹⁾ W. Kilian. Note stratigraphique sur les environs de Sisteron. Bul. soc. géol. de France 1895, Bd. XXIII, pag. 726.

²⁾ W. Kilian et Leenhardt. Sur le neocomien des environs de Moustiers Ste. Marie (Basses Alpes). Ibid. 1895, Bd. XXIII, pag. 975.

Nautilus plicatus, welcher schon von Uhlig¹⁾ erwähnt ist, wurde auch das Auftreten des *Belemnites Grasi* bei Timmern und des *Crioceras Emmerici* bei Hildesheim und Scheerenbortel von Müller²⁾ nachgewiesen.

Wir werden es jetzt versuchen, die nähere Eintheilung des Neocoms in unserem Gebiete zu verfolgen.

Das Valangien (Zone des *Hoplites pexiptychus* und *neocomiensis*, Kilian). Das Vorhandensein dieser Zone erscheint sehr zweifelhaft. In dem mir vorliegenden Materiale befindet sich keine Form, die dieser Stufe eigen wäre. Uhlig³⁾ erwähnt unter den von Herbig gesammelten Fossilien *Phylloceras semisulcatum* und *Hoplites cf. pexiptychus*, aber der mangelhafte Erhaltungszustand verhinderte eine vollkommen sichere Bestimmung. Wie sich aus der Aufeinanderfolge der Schichten ergibt, ist es nicht unwahrscheinlich, dass die mergeligen Kalke, die zwischen dem Tithon und den mittelnecomischen Mergeln liegen, das versteinungsleere Valangien repräsentiren.

Das Hauterivien (Zone der *Duvalia dilatata* und des *Crioceras Duvali*, Kilian) ist durch einige wohlerhaltene Versteinerungen sicher nachgewiesen. In den schiefrigen Mergeln des Dealu Sassului wurden folgende Formen aufgesammelt:

Nautilus pseudoelegans d'Orb.
Duvalia dilatata Blainv.
Belemnites jaculum Phillips
Phylloceras infundibulum d'Orb.
 " *Tethys* d'Orb.
Haploceras Grasi d'Orb.
Crioceras Duvali Lev.
 " *cf. Moutoni* Astier
Desmoceras cf. difficile d'Orb.
Hoplites romanus Herbig
 " *cf. regalis* Bean.
Holcodiscus incertus d'Orb.

Wenn von solchen Arten (*A. infundibulum*, *Tethys*, *difficile*) abgesehen wird, die auch in die oberen Stufen hinaufgehen, so bleiben immer einige Formen übrig (*Dur. dilatata*, *Am. Grasi*, *incertus*, *Crioceras Duvali*), welche nur in dem Mittelneocom heimisch sind.

Wenn wir einen Blick auf das Vorkommen dieser unteren Stufe des Neocom in den Karpathen werfen wollen, so erscheint es

¹⁾ Wernsdorfer Schichten, pag. 37, siehe auch Weerth: Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Walde. Pal. Abhdl. Bd. II, Berlin 1834—1835, pag. 7.

²⁾ Briefliche Mittheilungen in Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellsch. 1894, Bd. XI, VI, pag. 491, und Beitrag zur Kenntniss der unteren Kreide im Herzogthum Braunschweig. Jahrbuch der geol. preuss. Landesanstalt 1896, Bd. XVI, pag. 100, 105.

³⁾ Ueber F. Herbig's Neocomfauna aus dem Quellgebiete der Dimbovicioara in Rumänien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XLI, 1891, pag. 220.

als auffallend, dieselben Verhältnisse wie in unserem Gebiete wiederzufinden. Nirgends würden die Valangienformen mit Sicherheit nachgewiesen, während die Fossilien des mittleren Neocom eine grosse Verbreitung besitzen. Es wurden bisher nur von sehr wenigen Localitäten zweifelhafte Versteinerungen des unteren Neocom bekannt. Ausser von Schlesien erwähnt Uhlig in der Gegend von Rogoznik *Hoplites cf. pexiptychus*; die Formen, welche von Prakolwce bei Przemyśl stammen, und die nach der Bestimmung Niedźwiedzki's dem Valangien zugeschrieben werden konnten (*Hopl. cf. neocomiensis*, *Lyt. cf. Jullieti*), gehören nach Uhlig¹⁾ der oberen Kreide an. Als ebenso zweifelhaft ist die Anführung von Formen anzusehen, welche aus einem Kalksteine mit Monopleuren und Korallen von Podeni (Rumänien, Jud. Prahowa) aufgesammelt wurden²⁾.

Ganz anders verhalten sich die mittelneocomischen Versteinerungen; sie sind aus allen Regionen der Karpathen sicher nachgewiesen. Im Norden erstrecken sich die Grodischter Sandsteine, welche unter den Wernsdorfer Schichten in Schlesien vorkommen, gegen Osten bis in die Gegend von Wieliczka. *Belemnites dilatatus*, *bipartitus* *Apt. Didayi*, wurden in dieser Region aufgefunden³⁾. In der pienninischen Klippenregion gehören Fundorte von Versteinerungen in den neocomen Hornsteinkalken nicht zu den Seltenheiten. Von Maruszyna-Kurzőwka liegt eine ganze Reihe von Fossilien vor, die von Neumayr⁴⁾ bestimmt worden sind. Unter anderen findet man erwähnt: *Bel. dilatatus*, *bipartitus*, *Am. Grasi*, *incertus*, also Formen, die auf Hauterivien hinweisen. In dem Arvaer- und Tatragebiete ist das Vorhandensein dieses Horizontes als sicher anzunehmen. Von der letzteren Localität wurden erwähnt⁵⁾: *A. Grasi*, *Astieri*, *incertus*, *Crioceras Duvali*. In den Ostkarpathen sind nur wenige Fundorte angegeben, woher Neocomversteinerungen stammen. *Aptychus Didayi* wurde von manchen Punkten der Bukowina, *A. Grasi*, *Bel. dilatatus* aus dem östlichen Siebenbürgen (Herbich's Szeklerland, pag. 204) erwähnt. Weiter aus dem Süden kennt man schon seit langer Zeit die von Meschendorfer⁶⁾ aufgefundenen und von Hauer und Stache beschriebenen Neocomschichten aus der Umgegend von Kronstadt (Rittersteige am Westabhange des Kapellenberges und Valea Dracului, südlich von Kronstadt), die als die nördliche Verlängerung unserer Ablagerungen zu betrachten sind. Es wurden von dort *Bel. dilatatus*, *A. Grasi*, *intermedius* bestimmt. Gegen Westen,

¹⁾ Bemerkungen zur Gliederung karpathischer Bildungen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XLIV, 1894, pag. 215.

²⁾ „*Belemnites* aus der Gruppe *B. latus*, *Phylloceras*, *Hopl. cf. pexiptychus*“ in Sabba Stefanescu: Calcaire de Podeni, Vallée de la Lopanda, district de Prahowa (Roumanie). Bul. soc. géol. de France, Vol. XXV, 1897, pag. 309.

³⁾ V. Uhlig. Die Sandsteinzone zwischen dem pemnischen Klippenzuge und dem Nordrande. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XXXVIII, 1888, pag. 210.

⁴⁾ Jurastudien, III. Folge. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XXI, pag. 486.

⁵⁾ V. Uhlig. Die Geologie des Tatragebirges. I. Theil. Denkschriften der math.-naturw. Classe der kais. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. LXIV, 1897, pag. 673.

⁶⁾ Das Neocomienvorkommen bei Kronstadt. Mitth. d. siebenbürg. Vereines für Naturwiss. Jahrg. X, 1859, pag. 236 und Hauer und Stache, Siebenbürgen, pag. 157.

in dem Banater Gebirge bei Swinitza, nimmt Schafarzik¹⁾ die unter der Zone des *Macroscaphites Yvani* liegenden Kalksteine mit *A. Astieri* als Hauterivien an.

Barrémien (Zone des *Desmoceras difficile* und *Macroscaphites Yvani*, Kilian). Zu diesem Horizonte gehören die oberen Mergelschichten, welche eine grosse Mächtigkeit besitzen und in Valea Muerei, Valea Cheii, Dealu Sassului und im oberen Laufe der Dimbovicioara aufgeschlossen sind. Von den fast 100 Arten, die ich aus dem ganzen Neocom aufsammlte, sind die meisten (90) dieser Zone zuzuschreiben.

Das Barrême unserer Localität hat bis jetzt folgende Formen geliefert²⁾:

- Fischzähne.
Nautilus neocomiensis d'Orb.
 " *bifurcatus* Oost.
 " *plicatus* Fitt.
Belemnites (Hibolites) jaculum Phillips
 " " cf. *pistilliformis* Blainv.
 " " *minaret* Rasp.
 " " sp.
Belemnites beskidensis Uhl.
Phylloceras infundibulum d'Orb.
 " *Tethys* d'Orb.
 " *Ernesti* Uhl.
Lytoceras Phestus Math.
anisoptychum Uhl.
subfimbriatum d'Orb.
densifimbriatum Uhl.
crebrisulcatum Uhl.
 " *Muierense* Sim.
Costidiscus recticostatus (?) d'Orb.
Rakusi d'Orb.
 " cf. *nodosostriatus* Uhl.
Hamites Haueri Uhl.
 cf. *acuarius* Uhl.
 cf. *subcinctus* Uhl.
 sp. ind.
 " sp.
Ptychoceras Poni Sim.
inornatum Sim.

¹⁾ Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal-Ujbánya, Tiszovicza und Svinayicza. Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. 1892, pag. 135.

²⁾ Die im Vorjahre angegebene Liste (die Barrémfauna in dem Quellgebiete der Dimbovicioara, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 131) ist durch die in diesem Sommer aufgesammelten Fossilien um Vieles angewachsen. Die wenigen neuen Arten werden in einer palaeontologischen Arbeit beschrieben, welche schon der rumänischen Akademie der Wissenschaften eingereicht wurde. Hier wäre die geeignete Stelle, Herrn Prof. Dr. J. Szadetzky in Klausenburg meinen besten Dank auszusprechen für die Bereitwilligkeit, mit welcher er mir die Herbig'sche Sammlung zur Verfügung stellte.

- Amaltheus* (?) aff. *clypeiformis* d'Orb.
Desmoceras *difficile* d'Orb.
 hemiptychum Kil.
 cassidoides Uhl.
 psilotatum Uhl.
 Waageni Sim.
 Karakaschi Sim.
 aff. *Boutini* Math.
 sp. ind.
Puzosia *Melchioris* Tietze ¹⁾
 Liptoviensis Zeuschner.
Cleoniceras cf. *stretostoma* Uhl.
 Suessi Sim.
Silesites *Seranonis* d'Orb.
 Vulpes Coq.
Holcodiscus *Gastaldii* d'Orb.
 Van-den-Heckeii d'Orb.
 cf. *Seunesi* Kil.
 diverse-costatus Coq.
Pachydiscus *Neumayri* Haug.
Hoplites *Treffryanus* Karst.
 Borowae Uhl.
Pulchellia *compressissima* d'Orb.
 pulchella d'Orb.
 provincialis d'Orb. (*Lindigi* Karst).
 Sauvageaui Herm.
 n. sp. aff. *pulchella* d'Orb.
Acanthoceras *Albrechti-Austriae* Uhl.
Crioceras *Emmerici* Lév.
 cf. *Mojsisovicsi* Haug.
 Uhligi Sim.
 Kiliani Sim.
 dissimile d'Orb.
 trinodosum d'Orb.
 furcatum d'Orb.
Leptoceras *Beyrichi* Karst.
 Studeri oost.
 cf. *cirtae* Sayn.
 sp.
Helicoceras sp.
Heteroceras *Leenhardti* Kil.
 cf. *Tardieni* Kil.
 Giraudi Kil.
 cf. *Astieri* d'Orb.
 n. sp. ind.
 (?) " sp.

¹⁾ Für die Einreihung dieser beiden Formen zu der Gattung *Puzosia*, siehe: Sarasin, Quelques considérations sur les genres *Hoplites*, *Puzosia*, *Sommeratia*, *Desmoceras*. Bul. soc. géol. France 1897, Vol. XXV, pag. 793.

Pleurotomaria Dupiniana d'Orb.
Aporrhais obtusa Pictet.
 „ *cf. Dupiniana d'Orb.*
Pecten Cottaldinus d'Orb.
Hinnites rumanus Sim.
Arca Haugi Sim.
Pholadomya barremensis Math.
Neaera interstriata Sim.
Rhynchonella lineolata Phillips.
 „ *cf. multiformis Roemer.*
Terebratulula sella Sow.
Waldheimia Kucarensis Sim.
Serpula parvula Münt.

Die Barrême fauna aus dem Quellgebiete der Dîmbovicioara besitzt eine grosse Aehnlichkeit mit derjenigen von Schlesien, aber auch mit derjenigen der Ostalpen und Südfrankreich, und zwar enthält sie neben Formen, die alle diesen Localitäten gemeinsam sind, auch solche (*Heteroceras*-Arten), die in dem schlesischen Neocom nicht mit Sicherheit vertreten sind.

Die meisten der oben angeführten Formen sind für das Barrémien sehr bezeichnend (*Bel. beskidensis*, *Nautilus plicatus*, *Am. difficilis*, *cassidoides*, *Didayi*, *Seranonis*, *vulpes*, *Crioceras Emerici*, *dissimile*, *Heteroceras Leenhardtii*). Dazwischen gibt es auch viele Arten, die schon in den älteren Stufen zu erscheinen beginnen (*Bel. jaculum*, *Nautilus neocomiensis*, *pseudo-elegans*, *Am. infundibulus*, *Tethys*, *subfimbriatus*, *Neumayri*¹⁾). Andere Formen (*Am. Albrechti-Austriae*, *Treffryanus*, *stretlostoma*, *Melchioris*) dagegen gehören dem Aptien an, was Kilian Anlass gegeben hat, zu vermuthen, dass bei Wernsdorf wahrscheinlich diese Formen, welche von Uhlig mit denjenigen des Barrémiens beschrieben worden sind, auf einen eigenen Horizont beschränkt sind. An unserer Localität treten diese Versteinerungen in den obersten Lagen des Valea Muerei auf, und zwar in Schichten, die sich nicht von den anderen unterscheiden und in welchen auch Barrêmeformen aufgefunden wurden. Man kann hier an dieselben Verhältnisse erinnern, die bei Swinitza herrschen, wo in einer dünnen Lage von Mergel zahlreiche, in Brauneisenstein verwandelte Ammoniten aufgesammelt wurden. Unter diesen Ammoniten fanden sich neben solchen, die für Barrémien bezeichnend sind, auch Formen (*Am. striatisculcatus*, *Annibal*), die im Aptien auftreten.

Auffallend für unsere Fauna — wie schon Uhlig²⁾ bemerkte — ist das Fehlen von *Macroscaphites Yvoni*, einer der typischen Formen dieses Horizontes. Dasselbe gilt für *Costuliscus recticostatus*, dessen Auftreten als zweifelhaft angegeben wurde; es liegt nämlich nur ein Bruchstück vor, welches allerdings die für diese Art bezeichnende Ornamentation hat.

¹⁾ Diese Art, welche Haug aus dem Barrémien von Gardennaza beschrieb, wurde auch im Hauterivien Südfrankreichs aufgefunden. Siehe Kilian und Leenhardt, Moustiers etc., l. c. pag. 976.

²⁾ Ueber Herbig's Neocomfauna etc., l. c. pag. 2.

Die faunistische Aehnlichkeit mit den Wernsdorfer Schichten wird noch grösser durch das Vorhandensein von Formen, die aus Columbien (Karsten, Gerhardt) bekannt geworden sind (*Am. compressissimus*, *Lindigi*, *Treffryanus*, *Leptoceras Beyrichi*). Als interessant erscheint das Auftreten der *Pulchellia Sauvageani* und *Holcodiscus diverse-costatus*, die in Westeuropa heimisch sind.

In den Karpathen kennt man das Barrémien von verschiedenen Localitäten. Der Fossilienreichthum der schlesischen Schichten ist durch Uhlig's¹⁾ Arbeit, in welcher auch die Verbreitung dieser Stufe in den Karpathen meisterhaft behandelt wurde, berühmt geworden. Um die Wiederholung zu vermeiden, werde ich nur diejenigen Daten vorbringen, die nach dem Erscheinen des classischen Werkes von Uhlig angedeutet worden sind.

In Osten Schlesiens sind hie und da barrémische Formen aufgefunden worden. Aus der Sandsteinzone, zwischen Rybic und Rzegocina, führt man²⁾ *Nautilus plicatus* an; bei Kalvarya hat Hohenegger *Am. recticostatus* und *Hopkinsi* aufgefunden, während Tietze³⁾ aus der Umgebung von Krakau, bei Gaj, *Silesites Seranonis* erwähnt; aus der Gegend von Wieliczka hat Szajnocha⁴⁾ *Macroscaphites Yvani* und *Hanulina Uhligi* beschrieben. Aus der Klippenregion (bei Maruszyna) werden angegeben⁵⁾: *Pictetia inermis*, *Crioceras Villersense*, *Ptychoceras Morloti* und *Am. cf. psilotolum*. Wenn bisher aus den Ostkarpathen keine Barrémefauna angeführt wurde, so ist das mehr den tektonischen Verhältnissen zuzuschreiben. In den Südkarpathen wurde ausser in unserem noch in dem Kronstädter Gebiete das Barrême mit *Cr. Emerici* aufgefunden, während weiter gegen West schon seit langer Zeit die Fauna von Swinitza von Tietze beschrieben ist.

Das Vorkommen von Barrémeformen ist auch südlich von Swinitza nachgewiesen, wo Zujovic⁶⁾ in einem mergeligen Kalkstein *Silesites Seranonis*, *Lytoceras Phestus* gefunden hat. Weiter im östlichen Balkan, wie sich aus den Beobachtungen Toulas⁷⁾ ergibt, tritt die Barrémestufe wieder mit zahlreichen gut bestimmbar Versteinerungen (*A. difficilis*, *Percevali*, *Crioceras dissimile*, *Suessi*, *Heteroceras*) auf.

Die mittlere und obere Kreide. Die Ablagerungen, welche diesen Abtheilungen angehören, haben eine selbstständige Verbreitung und liegen transgredirend auf den älteren Schichtengruppen; bald füllen sie die Einsenkungen von Rucăr und Podul Dimbovitzei,

¹⁾ Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denkschrift der kais. Akad. der Wissensch. Wien 1883, Bd. XLVI.

²⁾ V. Uhlig. Sandsteinzone etc., l. c. pag. 212.

³⁾ Die Gegend von Krakau. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1887, Bd. XXXVII, pag. 691.

⁴⁾ Przyczynek do znajomosci fauny cephalopodów etc. in Verhandl. der Krakauer Akademie 1884, Bd. XI.

⁵⁾ V. Uhlig. Der penninische Klippenzug. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1890, Bd. XI, pag. 771.

⁶⁾ Note sur la crête de Greben in Annales géol. de la Peninsule Balcanique. Tom. III. Belgrad, 1891, pag. 56.

⁷⁾ Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. Denkschriften d. math.-naturw. Classe d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. LVII, 1890, pag. 393.

bald erscheinen sie zwischen Kalkfelsen eingeklemmt, bald decken sie die Kalkgebirge oder lehnen sich an deren Abhänge an.

Der allgemeine petrographische Charakter weist auf eine litorale Bildung und bietet eine sehr grosse Mannigfaltigkeit, in Verbindung mit der Verschiedenheit älterer Ufer und mit den damals herrschenden physikalischen Verhältnissen des Meeres. Die Gesteine, welche vorkommen, sind überhaupt Conglomerate, Sandsteine und sandige Mergel. Die Conglomerate treten in mehreren Varietäten auf, von denen die verbreitetsten folgende sind:

a) Die Varietät, welche man als *polygene* bezeichnet, besteht aus grossen, wenig abgerundeten Blöcken von verschiedenen Urgebirgsarten und Quarzen, die mit einem in Salzsäure wenig aufbrausenden, quarzitären Bindemittel verfestigt sind. Der Kalkstein fehlt nicht, ist aber verhältnissmässig in viel geringerer Quantität als die anderen Bestandtheile des Conglomerates vorhanden. Die weitaus leichter lösbaren Kalkbrocken dienen dazu, die Quarzkörner des Bindemittels miteinander zu verkitten, oder nachträglich die Kluftwände in Form von Kalkspathkrystallen zu bedecken (Valea lui Ecle).

b) Die Varietät des Conglomerates, welche eine grössere Verbreitung besitzt, besteht aus kleinen, ganz abgerundeten Stücken von Urgebirgsgesteinen, Quarzen und Kalksteinen, welche mit einem kieselligen Bindemittel verbunden sind. In Folge der Verwitterung lösen sich die kleinen Partien los und liegen zerstreut auf der Oberfläche des Gesteins, oder, wenn die Felsen stark geböschet sind, häufen sich die gelösten Bestandtheile am Fusse desselben zu grossen Schutthaufen an.

c) Die dritte Varietät des Conglomerates, die in unserem Gebiete vorkommt, ist nur auf Grindu am östlichen Abhänge des Königsteins beschränkt, und besitzt eine viel grössere Aehnlichkeit mit den Bucegiconglomeraten als mit den oben angeführten Gesteinsarten. Sie bestehen aus Geröllen von verschiedener Grösse und Art. Die meisten sind kalkig, mitunter aber auch schiefrig und kieselig. Sie sind durch ein festes, kalkiges Zwischenmittel cementirt. Uebergänge von diesem Conglomerat zu demjenigen von Rucăr konnten nicht beobachtet werden.

Die Sandsteine treten so verschiedenartig auf, dass von einer Gruppierung derselben sehr schwer die Rede sein kann. Von echten, feinkörnigen Conglomeraten bis zu losen Sanden kann man alle Uebergänge wahrnehmen. Sie bestehen fast nur aus Glimmerschüppchen und kleinen Quarzkörnern. Das kalkige Element tritt zurück und dient mehr als Bindemittel oder kommt in dünnen Adern vor. Die Farbe dieser Gesteine ist abhängig von den massgebenden Elementen. Im frischen Zustand sind sie entweder weisslich (Podul Cheii), gelblichbraun oder bläulichgrau (Pravätz). Auf der verwitterten Oberfläche erscheinen sie meistens rothbraun. Wo sie grobkörnig und mehr quarzitären sind (Valea lui Ecle), werden sie als Pflaster- oder Mühlsteine verwendet. Erwähnenswerth sind die vielen Brauneisenstein-Concretionen, die hie und da (Rucăr, Podul Cheii) vorkommen; überhaupt sind sie sehr reich an Eisenoxyden, so dass nicht selten dünne Sandsteinschichten ganz rothbraun gefärbt er-

scheinen. Auffallend ist das Auftreten einer fettigen, grünen Substanz, die als dünne, kurze Fäden in den Sandsteinen eingebettet ist.

Sandige, glimmerreiche Mergel sind sehr stark entwickelt nördlich von Rucăr (Brädätzelul).

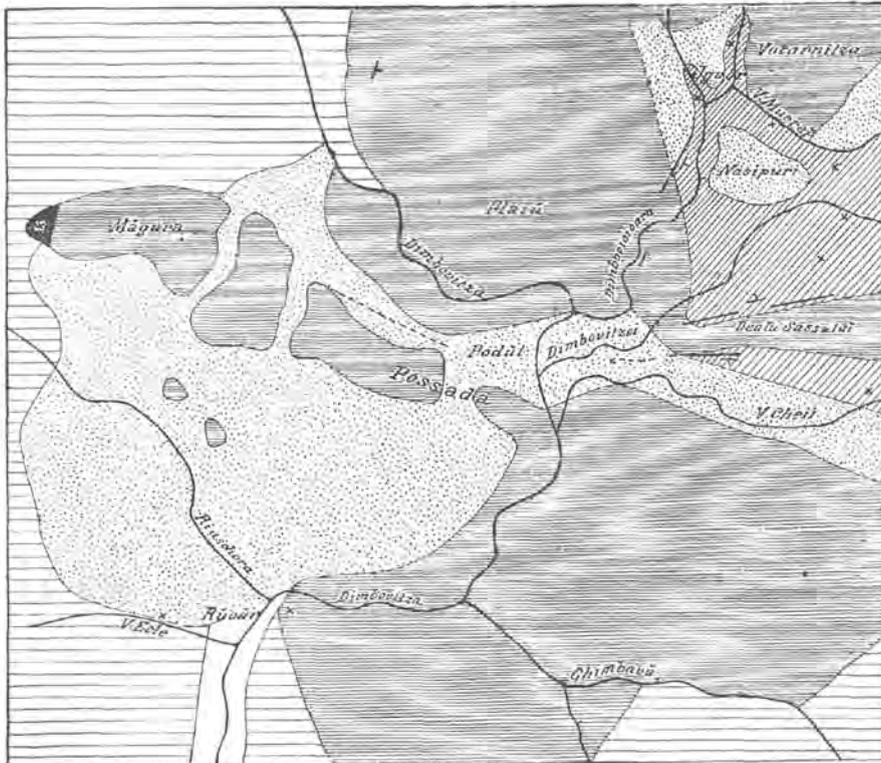
Die verticale Aufeinanderfolge dieser verschiedenen Gesteine kann nur in der Einsenkung von Rucăr völlig beobachtet werden. Die Basis ist von den polygenen Conglomeraten oder von denjenigen der Varietät *b*) gebildet. Darauf liegen die grobkörnigen Sandsteine in engem Zusammenhange. Man kann in dem Valea Preotului gut beobachten, wie die feinkörnigen Conglomerate in die Sandsteine in horizontaler Richtung übergehen, und zwar in Form auskeilender Lager. Ueber diesen Complex folgt eine Wechsellagerung von dichten und lockeren Sandsteinen mit Brauneisenstein-Concretionen und der oben genannten fettigen Substanz. Dünne mergelige Schichten begleiten (Podul Cheii) die festen Sandsteinbänke. Die glimmerreichen Mergel von Brädätzelul bilden den höchsten Theil.

Wie schon gesagt wurde, ist die vollständige Schichtenfolge nur in der Umgebung von Rucăr und auf Pravätz zu verfolgen. Im Podul Dimbovitzei wurden die oberen Mergel vom Wasser weggetragen, während in anderen Gegenden nur die Conglomerate und die unteren Sandsteine übrig geblieben sind. Die Verbreitung dieser Ablagerungen ist gross, obwohl sie in manchen Orten nur als eine dünne Decke auf den Kalkspitzen erscheinen; die grösste Mächtigkeit besitzen sie in der Nähe von Rucăr, indem sie die Berge bilden, welche sich an das östliche Ende der Fogarascher Alpen anlehnen und die ganze Einsenkung ausfüllen. Von Rucăr über Possada gelangen sie nach Podul Dimbovitzei, wo sie über dem Kalk lagern und den schroffen Wänden des Einsturzbeckens eine sanftere Neigung verleihen. Durch Podul Cheii verbreiten sie sich in Valea Cheii, wo sie theils auf dem Neocom, theils auf dem Kalk liegen. Sie erscheinen gegen Westen bei Näsipurile, indem sie von Valea Săghishtei bis an Isvorul sich ausdehnen, von wo sie auf das Dimbovicioara-Kalkplateau gelangen; andererseits kann man sie längs des Baches Isvorul und Padina Sırnei aufwärts verfolgen. Auf Berile, der südlichen Verlängerung des Königsteins, wurden Spuren bemerkt. Die Conglomerate von Grindu bilden eine isolirte Insel, welche bei der Vereinigung der Dimbovicioara mit Brusturetul verschwindet. (Siehe die umstehende Fig. 2.)

Unterhalb Rucăr erreichen dieselben Ablagerungen eine grosse Verbreitung. Wenn man den verlassenen Pfadweg, welcher von Dragoslavele bei Nämäesti hinüberführt, hinaufsteigt, so trifft man in dem Einrisse des Baches Pravätz und seiner Zuflüsse dieselben Schichtenserien wie in Rucăr, nur weniger entwickelt. Ueber den krystallinischen Schieferen liegen polygene Conglomerate, auf welchen bläulichgraue, glimmerreiche Sandsteine und sandige Mergel folgen. Wenn man den nördlichen Abhang des Pravätz in das Argischelthal hinabsteigt, trifft man wieder mächtige Conglomeratmassen, die bei Nämäesti eine so grosse Mächtigkeit besitzen, dass es möglich war, in ihnen eine Kirche zu bauen. Weiter gegen Süden, bei Bădeni neben Stoenesci, auf dem linken Ufer der Dimbovitza, fangen wieder die polygenen Conglomerate in grosser Entwicklung an.

Die Wichtigkeit dieser Ablagerungen in unserem Gebiete besteht in den wohl erhaltenen Versteinerungen, die sie lieferten und welche eine sichere Altersbestimmung ermöglichen, im Gegensatz zu denselben

Fig. 2.



Kartenskizze der Umgebung von Rucăr und Podul Dimbovitzei.

Maßstab 1:75.000.

Erklärung:

Die horizontalschraffirten Flächen bedeuten krystallinische Schiefer, die horizontal- und dichtschräffirten tithonischen Klippenkalk, die punktirten cretacische Klippen-
decke, die diagonalschraffirten Neocomergel. Die schwarze Fläche zeigt das Vor-
kommen des Malmes, die weisse das Thalalluvium.

Die Kreuzchen bedeuten die verschiedenen Versteinerungsfundorte.

fossilleeren Schichten aus den anderen Regionen der Karpathen. Ein Jahr vor mir gelang es Prof. Toulou, bei dem Besuche der in Rede stehenden Gegend in den Sandsteinbänken von Podul Cheii

Organismenresten zu entdecken, deren kurze Erwähnung er in seinem Reiseberichte gab ¹⁾).

Den zweiten Fundort verdanke ich meinem treuen und eifrigen Führer Ilie Grancca, welcher in der Nähe seiner Wohnung Versteinerungen aus den Conglomeraten von Valea lui Ecle aufgefunden hat. Die interessantesten sind die Ammoniten, welche ich aus Podul Cheii aufsammlte. Sie erscheinen als Steinkerne mit wohlerhaltener Ornamentation und Spuren der Scheidewandlinie. Sie bilden manchmal den Kern einiger abgerundeter Sandsteinstücke, welche zerstreut am Rande der Strasse liegen, so dass die Versteinerungen nur mit einem Hammerschlag entdeckt werden können.

Eine kurze palaeontologische Beschreibung dieser wohlbekanntten Formen gab ich vor kurzer Zeit ²⁾, so dass hier nur ihre Erwähnung stattfinden wird. Die aufgesammelten Formen sind:

- Nautilus* sp., 1 Stück.
Lytoceras (*Gaudriceras*) *Sacya* Forbes, 4 Stück.
Puzosia planulata Sow., sehr zahlreich.
 „ cf. *Austeni* Sharpe, 1 Stück.
Schloenbachia inflata Sow., 2 Stück.
Hamites armatus Sow., 4 Stück.
 „ (*Anisoceras*) sp., 1 Stück.
Baculites Gaudini Pictet, 10 Stück.
Scaphites Meriani Pictet, 2 Stück.

Von besonderem Interesse erscheint die Auffindung des *Gaudryceras Sacya*, einer Art, die bisher noch nicht in Europa nachgewiesen wurde. Sie war bis jetzt nur aus dem pacificischen Cenoman erwähnt und für dasselbe sehr bezeichnend; man kannte sie aus Indien (Odium), Yesso, Sachalin, Queen Charlotte Islands, California ³⁾, und zwar im ersteren Gebiete aus der unteren Uaturgroup (Zone der *Schloenbachia inflata*). Aus Europa sind allerdings von verschiedenen Gebieten Formen bekannt geworden, welche nach Kossmat zu der Gruppe des *Lytoceras Sacya* gehören; so beschrieb Sharpe ⁴⁾ aus dem Grey Chalk von Ventnor den *Lyt. leptonema*; ferner erwähnt Uhlig ⁵⁾ aus den Inoceramenmergel von Glodu (Rumänien) eine Form, die auch dieser Serie angehört. Ausserdem hat Grossouvre ⁶⁾

¹⁾ Neues Jahrb. I. c., pag. 159: „... gelang es mir, eine grössere Anzahl von zum Theil wohlerhaltenen Fossilien zu sammeln, vor Allem Ammoniten (aber auch einen *Nautilus* von ganz ansehnlicher Grösse) . . . „An einer zweiten Stelle, am Steilhange der Strasse, fanden sich neben Ammoniten auch Scaphiten (?), Baculiten und Belemniten“.

²⁾ Ueber eine Unterocenomanfauna aus den Karpathen Rumäniens. Verändl. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 269.

³⁾ Siehe Fr. Kossmat. Untersuchungen über die südindische Kreideformation. I. Theil: Beiträge zur Pal. und Geol. Oesterreich-Ungarns. Wien 1895. Bd. IX, pag. 119.

⁴⁾ Mollusca of the Chalk. Palaeontographical Society of London 1863.

⁵⁾ Bemerkungen zur Gliederung etc., I. c. pag. 219.

⁶⁾ Ammonites de la craie supérieure de France. Paris 1883, pag. 225 ff.

eine Anzahl hierher gehöriger Arten aus der oberen Kreide von Frankreich beschrieben und abgebildet.

Wie man aus der oben angeführten Liste ersehen kann, enthält die Fauna von Podul Cheii solche Versteinerungen, die für das *Vraconnien* Renevier's¹⁾ bezeichnend sind. Diese Zone wird von den meisten Geologen als oberes Gault angesehen, eine Annahme, die in verschiedensten Gebieten durch stratigraphische Ergebnisse bestätigt wird. Fast überall, wo man dieselbe Fauna gefunden hat, zeigt sie einen viel engeren Zusammenhang mit den älteren untercretacischen Formen, als mit dem Cenoman *s. str.* (Zone des *Am. Rhotomagensis*). *Schloenbachia inflata*, welche diesem Horizonte den Namen gegeben hat, wurde mehr in Gesellschaft gaultischer als cenomaner Arten gefunden. Sie wird begleitet von *A. auritus* in den Flammenmergel Deutschlands; in Folkestone befindet sie sich neben *A. lautus*, *varicosus*, die eigentliche Formen des Gault sind. Kilian²⁾ erwähnt *A. inflatus* und *inflatiformis* (Arten, die in dem oberen Gault von Angola³⁾ mit *A. mammillaris* vorkommen) an der Basis des Gault, unter den „grès sus-aptiens“, in Gesellschaft von *A. Mayori*, *Dutemplei*; die Fauna von Clansayes⁴⁾ (*A. varicosus*, *inflatus*, *Mayori*, *dispar*) ist als eine „faune albienne caractérisée“ angenommen. In der neuesten Zeit wurde das *Vraconnien* mit einer der unserigen sehr ähnlichen Fauna von Karakasch⁵⁾ auf dem nördlichen Abhange des Kaukasus, in dem Thale von Kislowodsk gezeigt, und zwar in Schichten, die zwischen dem fossilreichen Aptien und der cenomanen, mergeligen Kalke mit *A. Mantelli* und *Rhotomagensis* liegen. Aber auch ausserhalb Europas behält diese Fauna dieselben Eigenschaften bei. Aus den südindischen Kreideablagerungen, an der Basis der Otatoorgroup, ist eine Fauna bekannt, in welcher sich fast alle rumänischen Formen finden (*A. inflatus*, *dispar*, *plumulatus*, *Sacya*, *Bac. Gaudini*, *Ham. armatus*). Es wurde von Kossinat⁶⁾ betont, dass in dieser Zone alle bezeichnenden Formen des mittleren und höheren Cenoman noch völlig fehlen, während Formen, welche solchen aus dem Gault sehr nahe verwandt sind, vorkommen. Der Zusammenhang der Zone mit *A. inflatus* mit dem Gault ist auch in den nordischen Provinzen so eng, dass J. Browne und Hill auf Grund ihrer vergleichenden Studien in Nord-Frankreich und Süd-England den Vorschlag machen, unterhalb des Cenoman in

¹⁾ Monographie des hautes-Alpes vaudoises. Mat. p. la carte géol. de la Suisse 1890. Vol. VII, pag. 337.

²⁾ Note sur le gault de la Montagne de Lure (Basses-Alpes) et le *Schloenbachia inflatiformis* Szajuooha. Bul. soc. géol. Fr. 1887, Bd. XV, pag. 464.

³⁾ Choffat et Loriol. Matériaux p. l'étude strat. et pal. de la province d'Angola. Mém. de la soc. de physique et d'hist. nat. de Genève, p. 1888, T. XXX, p. 50.

⁴⁾ Kilian et Leenhardt. Notes sur les sables de la vallée d'Apt. Bul. de la Charte géol. de France 1890-91, Vol. II, pag. 14.

⁵⁾ Dépôts crétacés du versant septentrional de la chaîne principale du Caucase et leur Faune. St. Petersburg 1897, pag. 201 (russisch mit franz. Résumé).

⁶⁾ Untersuchungen über die südindische Kreideformation. III. Theil. Beiträge zur Pal. und Geol. Oesterreich-Ungarns 1897, Bd. XI, pag. 130.

engerem Sinne (mit *A. Rhotomagensis* und *Mantelli*) eine besondere „Gault and Greensandgroup“ auszuscheiden¹⁾.

Der andere Fundort aus den Conglomeraten von Valea lui Ecle bei Rucăr lieferte mir nur indifferente Formen, welche grösstentheils aus hochspiraligen Gastropoden, Brachiopoden, einzelnen Echinidenstacheln und Bivalven bestehen. Der Erhaltungszustand ist kein besonders guter. Sie sind mit dem Bindemittel durch Kalk so fest verbunden, dass es nur selten gelingt, sie ganz aus dem Gestein zu befreien.

Es wurden gefunden:

Ostrea sp.

Pecten Raulini d'Orb., 4 Stück.

Euchrysalis Laubeana Geinitz (Elbthalgebirge, Palaeontogr. Bd. XX, pag. 242, Taf. 53, Fig. 1). Unsere Formen sind von etwas grösseren Dimensionen; sie unterscheiden sich von *E. amphora* d'Orb. dadurch, dass der Gewindevinkel spitzer ist. 12 Stück.

Terebratula Dutemplei d'Orb. (Ter. cret., Bd. IV, Taf. 511, Fig. 6, 7), 2 St. *Rhynchonella* cf. *depressa* Sow.²⁾, 10 Stück.

Cidaris vesiculosa Gldf., 2 Stück.

Ausserdem wurden einzelne *Cidaris*-Stachel und eine *Ostrea* in den Sandsteinen von Valea lui Andriesch aufgesammelt.

Die angegebene Fauna gewinnt dadurch grosses Interesse, weil sie uns zeigt, dass die betreffenden Conglomerate von Rucăr und ihre Aequivalente nicht tertiär, sondern sicher cretacisch sind.

Für die nähere Altersbestimmung genügen die Fossilien kaum, weil sie solchen Typen angehören, die nicht auf einen Horizont beschränkt sind.

Terebratula Dutemplei, aus der so verbreiteten Gruppe der Biplicaten, ist aus der unteren wie auch oberen Kreide bekannt.

Pecten Raulini, sehr schwer von den *P. interstriatus*, *Dutemplei*, *Galliennei* zu unterscheiden, findet sich in Vraconnien, wie auch in höheren Stufen. *Euchrysalis Laubeana* wurde aus dem unteren Pläner Schlesiens beschrieben, während *Cidaris vesiculosa* aus dem schweizer Gault (Loriol, Ter. cret. de St. Croix, VI Série), wie aus dem deutschen Cenoman bekannt ist.

Während die palaeontologischen Ergebnisse uns nicht erlauben, weitere Schlüsse auf das Alter dieser Conglomerate zu ziehen, geben uns die stratigraphischen Verhältnisse wichtige Beweise dafür in die Hand. Es wurde gezeigt, dass die betreffenden Gesteine in der Um-

¹⁾ A delimitation of the Cenomanien. Quart. Journal of the geol. Soc. of London 1896, Bd. LVI, pag. 171.

²⁾ Wahrscheinlich gehören unsere Formen einer neuen Art an. Sie stehen der *Rh. depressa* Sow. (in Noetling: Die Fauna der baltischen Cenomangeschiebe in Palaeontol. Abhandl. 1885. Bd. II, Taf. XVI, Fig. 13–17) ungemein nahe, von welcher sie sich aber durch den Mangel einer Depression auf der durchbohrten Klappe unterscheiden, so dass die Stirncommissur geradlinig und etwas stumpfig ist. Von der *Rh. Mantelliana* unterscheidet sie sich durch die geringere Wölbung der ventralen Klappe und durch die geringere Anzahl von Rippen.

gebung von Rucăr unter Sandsteinbänken mit Brauneisenstein-Concretionen und der erwähnten fettigen Substanz liegen. Diese Sandsteine sind mit den fossilführenden gleichen Sandsteinen in petrographischer Hinsicht gleichzustellen. Von heteropischer Aequivalenz zwischen den Rucărconglomeraten und den Ablagerungen von Podul Cheii kann nicht die Rede sein, weil es bei der kleinen Distanz der beiden Localitäten schwer zu erklären wäre.

Wenn auch die fossilführenden Sandsteine nicht für Gault gehalten werden können, sondern als die Vertreter des untersten Cenoman, so müssen doch die darunterliegenden polygenen Conglomerate als Gault aufgefasst werden. Ueber das Alter dieser Ablagerungen, die weit und breit auf grossen Flächen in der Karpathenregion auftreten, wurden verschiedene Meinungen ausgesprochen. Während Ha u e r und St a c h e sie als Eocän betrachteten, wurden sie von Meschen-dörfer, Bielz, Uhlig mehr aus stratigraphischen Gründen als obercretacisch angenommen. Neuerdings hat Popovici-Hatzeg eine Notiz veröffentlicht, in welcher er das cenomane Alter dieser Ablagerungen betont¹⁾.

In Siebenbürgen sind dieselben Conglomerate sehr verbreitet, und Koch²⁾ hat sie in der letzteren Zeit auf Grund stratigraphischer Ergebnisse als Gault betrachtet. Das Profil von Ūrmos, welches Herbig³⁾ seinerzeit gab, stimmt ziemlich gut mit den Verhältnissen überein, die in unserem Gebiete wahrzunehmen sind. Ueber den neocomen Mergeln folgen die polygenen Conglomerate, welche in einen grobkörnigen Sandstein übergehen; darüber folgen sandige Mergel mit einer reichen Fauna (darunter *A. Mantelli*, *Hem. armatus*, Inoceramen). Auch am östlichen Abhange der Persanyergebirge erscheinen also die Conglomerate älter als die Zone des *A. Mantelli*. Auf der neuen ungarischen geologischen Karte wurden dieselben Ablagerungen von der unteren und oberen Kreide verschieden gefärbt.

¹⁾ In seiner Notiz: Sur l'âge des conglomérats de Bucegi (Roumanie) Bull. soc. géol. de France 1897, T. XXV, p. 669, gibt Popovici-Hatzeg der Meinung Ausdruck, dass die Conglomerate von Bucegi gleichaltrig wären mit den uns beschäftigenden Ablagerungen, und er gebraucht diesen Namen für alle Conglomerate, die westlich von Bucegi verbreitet sind. Es wäre dies eine sehr interessante Thatsache, wenn er sichere Beweise vorgebracht hätte. Seine Meinung stützt sich aber nur auf eine *Belemnitella*, die er in den grauen Mergeln von Comarnic (SE von Bucegi) aufsammete und die er in die Nähe der *B. mucronata* stellte. Es scheint, dass es Popovici-Hatzeg nicht bekannt war, dass in derselben Localität Paul einen Ammoniten fand, welcher von Vacek als *Ac. Mantelli* bestimmt wurde (Die neueren Fortschritte der Karpathen-Sandsteingeologie. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1883, Bd. XXXIII, pag. 687), und dass noch früher in der Umgebung von Sinaia Robescu und Stefanescu *Ac. mammilare* (s. Pilide, Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 71) auffanden. Wenn wirklich die Mergel von Comarnic und Sinaia den Conglomeraten von Bucegi auflagern (wie es Popovici erwähnt), dann ergibt sich daraus, dass diese Ablagerungen etwas älter sind als die Zonen des *Ac. Mantelli* und *mammilare*. Das wäre für meine Schlussfolgerungen eine Stütze; aber die Verhältnisse zwischen den Conglomeraten von Bucegi und anderen Ablagerungen sind noch ebenso unbekannt, wie zu der Zeit, als Paul die erwähnte Arbeit publicirte.

²⁾ A. Koch. A. Brassói Hegység földtani szerkezetéről. Schriften der k. ung. Akad. d. Wissensch. XVII, 1887, pag. 8.

³⁾ Ueber Kreidebildungen der siebenbürgischen Ostkarpathen. Verhandl. 1886, pag. 368.

Wenn das Gault in den Südkarpathen mehr auf stratigraphischem Wege anzunehmen ist, gibt es in den Nordkarpathen viele Localitäten, wo es sicher bestimmbare Versteinerungen lieferte. Aus dem Godulasandstein, welcher manchmal in grosse Conglomeratbänke übergeht, kennt man seit langer Zeit: *Bel. minimus*, *Am. mammilatus*, *Dupinianus*, *Mayorianus*. *Am. Hugurdianus*, *cristatus*, *Buchardianus* wurden in dem Trencziner Comitate aufgesammelt. Aus der nördlichen Arva gibt Paul¹⁾ *Am. tardefurcatus*, *mammillaris*, *Velledae* an. In dem Revucathale erwähnt Stur²⁾ *A. splendens*. Weiter noch, in dem Bakonyerwalde, beschrieb v. Hauer³⁾ neben Formen die dem Vraconnien angehören (*A. dispar*, *planulatus*, *inflatus*, *Bac. Gaudini*, *Ham. armatus*), auch solche, die im Gault sich finden.

Es ist also nicht unwahrscheinlich, dass in manchen Orten der Nord- wie der Südkarpathen die grosse cenomane Transgression etwas früher angefangen hat⁴⁾, wie es auch in vielen anderen Localitäten der Fall ist.

Die sandigen Mergel, welche bei Brädätzelul so stark entwickelt sind, lieferten mir keine näher bestimmbaren Versteinerungen. Am Fusse des Pleascha fand ich undeutliche Ammonitenspuren mit starken, runden Rippen, die an *A. Mantelli* erinnern. Ebenso sah ich auf Pravätz in gleichen Gesteinen Spuren von Ammoniten, Baculiten und Bivalven, die aber bei der Zerklüftung des Gesteines nicht erhalten sein konnten. Die Ammoniten deuten an, dass diese Mergel nicht dem Tertiär — wie es auf der geol. Karte der rumänischen Anstalt angenommen ist — sondern sicher der oberen Kreide zuzuschreiben sind. Wahrscheinlich sind dies dieselben Ablagerungen, in welchen Popovici-Hatzeg⁵⁾ *Sequoia Reichenbachi* fand, eine Pflanze, die für das Cenoman bezeichnend ist.

Tertiär (?). Da ich in den schiefrigen Mergeln, die auf beiden Seiten der Possada auftreten und welche petrographisch von den anderen Mergeln verschieden sind, keinen Rest von Organismen fand, halte ich nothgedrungen die Ansicht von Prof. Stefanescu⁶⁾ aufrecht, welcher sie, ohne jeden Beweis, als Tertiär annimmt. Prof. Toula⁷⁾ verglich sie mit den sehr ähnlichen tertiären Mergeln von Bogatesti.

¹⁾ Die nördliche Arva. Jahrb. der k. k. geol. R.-A., Bd. XVIII, 1868, pag. 241.

²⁾ Bericht über die geol. Aufnahme im oberen Waag- und Granthale. Wien, 1868, pag. 387.

³⁾ Ueber die Petrofaceten der Kreideformation des Bakonyerwaldes. Sitzungsbericht d. math.-naturw. Classe d. kais. Akademie d. Wiss. Wien 1861. Bd. XVI, pag. 640.

⁴⁾ Siehe auch Uhlig, Pienninischer Klippenzug, l. c. pag. 785.

⁵⁾ L'âge du conglomerats etc. l. c., pag. 672.

⁶⁾ Anuarul biuroului geologie. 1884, pag. 35.

⁷⁾ l. c. pag. 153.

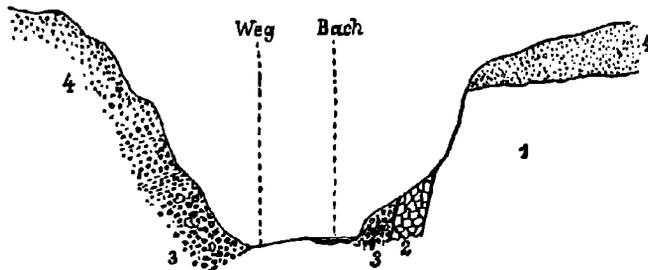
Tektonischer Theil.

Fassen wir kurz die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse und ihre Beziehungen zu der Orographie unserer Localität zusammen.

In der Umgebung von Rucăr sind diese Verhältnisse sehr verwickelt. Gegen NO ragt die längliche Kalkdecke von Possada bei 200 m über Rucăr empor; sie bildet mit ihren schroffen, verticalen Wänden eine Art Horst, welcher als Rest jener Kalkmasse zu betrachten ist, durch deren Herabsenkung in die Tiefe das Becken von Rucăr und Podul Dimbovitzei gebildet wurde.

Die Possada verbindet den Ghimbavu mit der Măgura, indem sie sich gegen Westen in die Pleascha fortsetzt, welche von den

Fig. 3.



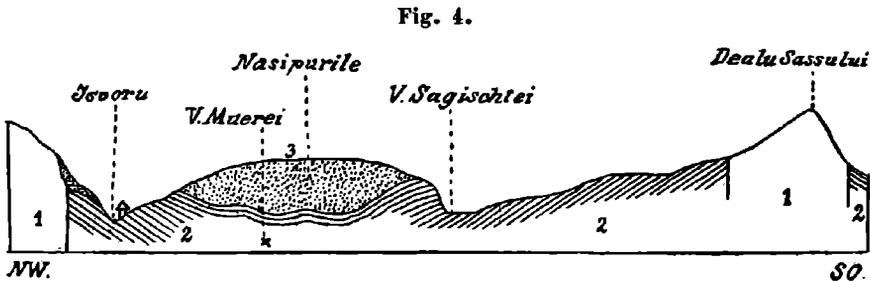
Durchschnitt des Valea Preotului bei Rucăr.

1. Klippenkalk. — 2. Kalkbreccien. — 3. Conglomerate. — 4. Sandsteine der Klippendecke.

Kreideablagerungen, wie eine Insel aus dem Meere hervortritt. Der gegen Rucăr abgesunkene Theil des Kalksteines erscheint in den tiefen Einrissen der kleinen Bäche als Vorsprünge, welche von den Kreideablagerungen umgeben und überdeckt sind (Fig. 3). Kalkbreccien begrenzen den äusseren Rand des Einsturzbeckens und lassen sich verfolgen von Piatra Crucei auf der rechten Seite der Dimbovitza bis nach dem Valea Preotului. Die mittel- und obercretacischen Ablagerungen füllen die ganze Einsenkung und sind gegen die krystallinischen Schiefer hauptsächlich als polygene Conglomerate stark entwickelt. Sie lehnen sich an den Abhang der Pleascha an, decken die Possada und hängen mit denselben Ablagerungen des Podul Dimbovitzei eng zusammen.

Die letztere Localität ist ein schon auf den ersten Blick erkennbares Einsturzbecken. Prof. Toulou nannte sie „einen grossartigen Kessel im Kalk, eine riesige Pinge“, welche nach allen Richtungen von hohen schroffen Kalkwänden begrenzt erscheint. Es entstand durch Brüche und wurde von den in ihm zusammentreffenden Bächen erweitert; wie in Rucăr, erscheint auch hier der abgesunkene Kalk in dem Bette der Dimbovitza und über ihm die cretacischen

Ablagerungen, welche das ganze Becken füllen. Folgt man der zum Törzburgerpass hinführenden Strasse, so wird man oberhalb des Aufseherhauses zu einem Orte gelangen, wo Bruchlinien beobachtet werden können. Wie das Profil (Fig. 4) andeutet, sank hier der östliche Theil des Kalkes von Dealu Sassului sammt den daraufliegenden Neocommergeln in die Tiefe und bildete so die Niederung von Valea Cheii. Gegen Westen bemerkt man ebenfalls einen Bruch, welcher längs der Strasse bis zu dem Orte la Uluce sich verfolgen lässt, so dass der wahrscheinlich in seiner ursprünglichen Lagerung befindliche Kalk den Rücken des Berges mit seinen kleinen, zackigen, nadel-förmigen Klippen gebildet hat. Wie schon früher erörtert wurde, fand ich auf einer solchen Klippe einen Rest der Neocommergel, die einmal den ganzen Berg bedeckten. In Folge der mechanischen Gewalt, welche die Entstehung der Brüche bewirkte, sind überhaupt die Neocommergel stark verändert; sie sind geschliffen, besitzen eine schalige Structur und die Trennungsfläche der Schalen wurde durch



Durchschnitt von Dealu Sassului bis an die Dimbovicioara bei Isvoru.

1. Klippenkalk. — 2. Neocom. — 3. Cretacische Klippendecke.

dicke, langgezogene Kalkspathausscheidungen bedeckt. Andere, überhaupt die hornsteinreichen mergeligen Kalke, erscheinen von einem Netz von Kalkspathadern durchsetzt und zeigen zahlreiche Risse, sehr ähnlich denjenigen Erscheinungen, die Haug¹⁾ in den Puezalpen nachwies. Zwischen dem 86. und 87. km sieht man die mergeligen Kalke mit einem Fallen von 45—50°, während die daraufliegenden schiefrigen Mergel mit harten Kalkmergelbänken ein Fallen von kaum 15° besitzen. Die Schichtköpfe des Mergels sind abgebrochen und liegen zertrümmert in der Verwerfungskluft.

Die Neocommergel, welche den westlichen Abhang des Dealu Sassului bilden, fallen in NW ein, während sie sich in dem Valea Maorei ein wenig aufwölben und bei Isvorul gegen SE einfallen. Wir haben es hier wahrscheinlich mit einer flachen Synklinale zu thun, deren Flügel in Folge einiger Verwerfungen von dem Kalke abstossen²⁾. Auch im Westen konnte ich in dem kleinen Bache Valea Fruntzilor

¹⁾ Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corvara in Südtirol. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1887, Bd. XXXVII, pag. 264.

²⁾ Vergleiche auch das Profil, welches A. Koch (A. Brassói etc. l. c.) aus der Umgebung von Kronstadt gibt.

neben Isvorul dieselben mechanischen Erscheinungen beobachten, wie auf dem Dealu Sassului, die zur Vermuthung veranlassen, dass wir es auch hier mit einer Bruchlinie zu thun haben, die leider wegen der die ganze Gegend bedeckenden Wälder nicht zu verfolgen ist¹⁾.

Das Verhalten der cretacischen Ablagerungen oberhalb Podul Dimbovitzei ist ganz bezeichnend, indem sie überall den Reliefverhältnissen folgen. Bald finden sie sich in dem niedrigen Valea Cheii, bald in dem Valea Urdei, von wo sie über einen Sattel nach Valea Muerei hinüberreichen, wo sie den Fuss des spitzigen Votarnitza umschliessen, um über Isvorul und Padina Sirnei auf das hohe Kalkplateau der Dimbovicioara zu gelangen.

Es ergibt sich aus den oben gezeigten Verhältnissen, dass bei der Umgestaltung unseres Gebietes die Hauptrolle die durch Senkungen verursachten Bewegungen spielten; Rucăr, Podul Dimbovitzei und Valea Cheii sind durch Brüche entstanden, deren Spuren man hier und da auch in anderen Kalkpartien beobachten kann. Der Beginn der Entstehung dieser Brüche dürfte nach der Ablagerung des Neocoms, welches concordant auf dem Jurakalke liegt, und zwar theilweise vor der mittelcretacischen Transgression stattgefunden haben, wie aus den Beziehungen der Strandconglomerate und anderer Kreidelagerungen zu den älteren Schichten zu schliessen ist.

Diese Beobachtungen stimmen vollkommen mit den Vorkommnissen überein, die man aus der Klippenregion der Nordkarpathen kennt, und bestätigen dadurch die Annahme Uhlig's²⁾, welcher das uns beschäftigende Gebiet als die Fortsetzung der Klippenzone betrachtet. Dort wie hier bedeuten die nach dem Neocom stattgefundenen Dislocationen schon den Beginn der Individualisirung der Klippen, welche erst später von den cretacischen Meereswogen umgeben oder auch überfluthet wurden. Während aber die penninischen Klippen in den meisten Fällen als Nadeln, Schroffen oder als Felskegel von kleinen Dimensionen in Reihen oder Gruppen angeordnet³⁾ auftreten, erscheinen die Klippen in dem Quellgebiete der Dimbovicioara als ausgedehnte Kalkmassen mit abstürzenden Wänden und plateauartigen Gipfeln, deren Oberfläche oft den Schichtenflächen entspricht. Ein Unterschied besteht auch in der Klippenhülle. Während im Penniniklippenzug sie mehr aus stark gefalteten Schiefnern besteht, die nur den Fuss der Klippen umgeben, so dass ein hervorragender orographischer Unterschied entsteht, bilden in unserer Region die cretacischen Ablagerungen hauptsächlich Decken, indem sie sich über die Kalke ausbreiten oder an die Abhänge sich anlehnen. Nach einem glücklichen Ausdrucke Uhlig's „verhalten sie sich wie ein etwas durchsichtiger und halb durchlöcherter Schleier, der einen Gegenstand nur nothdürftig maskirt und das geistige Auge nicht hindert, die Hauptformen darunter zu erfassen“ (l. c. pag. 10).

¹⁾ Bei der Besprechung der Verhältnisse zwischen den Neocommergeln und dem Kalke nimmt auch Popovici-Hatzeg (*Calc. tithoniques etc.*, l. c. pag. 551) an, dass die Mergel in Folge einer Verwerfung sich an die Kalke anlehnen (*viennent buter par faille contre le calcaire*).

²⁾ Die Beziehungen der südlichen etc., l. c. pag. 3.

³⁾ Uhlig. Der penninische Klippenzug, l. c.

Durch diese Eigenschaften gleichen die Klippen unserer Region mehr denjenigen im Arva- und Waagthale, die einerseits gleichfalls als mächtige, selbstständige, hochaufragende Gebirge erscheinen, während andererseits die Klippenhülle ebenfalls als Decke auftritt. Die Aehnlichkeit wird noch auffallender dadurch, dass hier, wie bei uns, die Transgression etwas früher angefangen hat und die Kalkmasse innig an die älteren Gebirge angelehnt ist. Die letzte Erscheinung lässt sich auch in der Walachei wahrnehmen. Das Ostende der Fogarascher Alpen, wie auch die krystallinische Insel des Leota-gebirges, welche für nichts anderes als für deren Verlängerung anzusehen ist, stehen in engem tektonischen Zusammenhange mit den Kalkmassen von Dimbovicioara und von Bucegi. Sie haben eine gemeinsame Decke; gegen Ost verlieren sie sich unter den ungeheueren Conglomeratbildungen, gegen Süd sind sie von den cretacischen Ablagerungen theilweise begrenzt, theilweise bedeckt. Bei Rucăr ziehen sich die letzteren ununterbrochen von den Kalken auf die Phyllite des Capitanuberges hinüber, wie dies auch auf dem Pravatz westlich von Dragoslavele der Fall ist.

Bei Nämăesti und Bădeni kommen die Conglomerate mit den krystallinischen Massen in Berührung; am Rande derselben, etwas weiter unten gegen Westen, kommen bei Albesti die Mergel mit *Inoceramus Cripsi* und *Larnarcki*¹⁾ zum Vorschein. Dieselben Erscheinungen wurden von Uhlig in der Moldau'schen Masse gezeigt, wodurch er sich veranlasst glaubte, dieselbe nicht als die Fortsetzung des Tatragebirges, sondern als eine grosse Klippe zu betrachten, die mit den penninischen Klippen in Verbindung steht. Nach Uhlig setzt sich die Klippenregion gegen Süd in das Hagy-Nagymas-, Persanyer- und Burzenländergebirge fort, die in unmittelbarem Zusammenhange mit unseren Gebirgen stehen. In allen diesen letzteren Gegenden herrschen, nach den Beobachtungen von Hauër und Stache, Herbich und Koch, dieselben stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse wie bei uns.

Für die Erklärung des Klippenphänomens in den Karpathen bestehen zwei Hypothesen. Klippen, mehr orographisch angenommen, finden sich auch in anderen Gebirgsregionen, wie in den französischen und schweizerischen Alpen. Unter den Klippen versteht man hier²⁾ grosse, wurzellose Massen älterer Gesteine, die auf geologisch jüngeren Ablagerungen liegen. Diese werden erklärt durch gewaltige Ueberschiebungen älterer Schichten, welche dann durch Erosion zerstückelt und von den anstehenden Gesteinen abgetrennt wurden (Lambéaux de recouvrement). Uhlig hat die Unanwendbarkeit dieser Erklärung für die karpathischen Klippen betont (l. c. pag. 14), welche durch andere Erscheinungen entstanden sein sollten.

¹⁾ Fr. Wähner. Inoceramenmergel von Albesti bei Campolung in Rumänien. Annalen des k. k. naturhist. Hofmuseum in Wien 1893, VIII, Notizen, pag. 84.

²⁾ Siehe Lugeon. Région de la Brèche du Chablais. Bull. de la Carte géologique de la France 1895—96, Vol. VII, pag. 254 ff.

Neumayr¹⁾ betrachtet die penninischen Klippen „als Trümmer und Reste eines geborstenen Gewölbes, welche als Blöcke oder Schichtköpfe von Schollen und anstehenden Schichtmassen in jüngere Gesteine, von welchen sie überwölbt werden, in discordanter Lagerung hinein- oder durch dieselben hindurchgepresst worden sind.“ Er nimmt also an, dass die Klippen in Folge starker Faltungen und ungleichartigen Widerstandes der Gesteine gegen Biegung, entstanden sind, und dadurch, meint Neumayr, wird auch die Discordanz zwischen dem Klippenkalk und deren Hüllen (zu welchen er auch das Neocom zählt) verursacht. Wenn sich diese Hypothese für die penninischen Klippen scheinbar genügend zeigte, ist sie für die Klippen des Waagthales, wie auch für die unseres Gebietes, wo Spuren einer gewaltigen Faltung ganz fehlen, nicht anzuwenden.

Beim längeren Studium der Nord- und Ostkarpathen gelangte Uhlig zu einer Ansicht, die durchaus von derjenigen Neumayr's verschieden ist, und welche den Vortheil besitzt, für die ganze Klippenregion der Karpathen zu gelten. Es sind dieselben grundlegenden Anschauungen, die Stache zur selben Zeit wie Neumayr für die Erklärung der Klippen im Waagthale ausgesprochen hatte, und welche in Folge der neueren geologischen Angaben erweitert wurden. Nach dieser Uhlig'schen Hypothese²⁾ sind die Klippen, „an deren Zusammenhang alle Formationsstufen von der Trias bis ins Neocom theilhaftig sind, keineswegs als regellos aus einer geologisch jüngeren Hülle aufragende Schollen, sondern als zwar individualisirte, jedoch mit ihrem örtlichen Ganzen in tektonischem Zusammenhange stehende Theile eines älteren Gebirges zu betrachten, welche sich durch einen ihnen eigenthümlichen und von der Tektonik der Klippenhülle abweichenden geologischen Bau auszeichnen.“

In einer im vorigen Jahre veröffentlichten Arbeit versuchte Uhlig³⁾ seine Hypothese auf den ganzen karpathischen Bogen auszudehnen, indem er die ganze Moldau'sche Masse bis zum Burzenlande und den Fogarascher Alpen als Klippen betrachtete.

Die Hauptpunkte dieser so erweiterten Hypothese sind folgende:

In der ganzen Klippenregion sind die Neocomablagerungen in engem Zusammenhange mit den darunter liegenden Schichten. Die Individualisirung der Klippen wurde durch Dislocationen bewirkt, welche mehr durch Einsenkungen als durch Faltungen verursacht wurden und vor der cretacischen (mittleren oder oberen) Meerestransgression stattfanden. Als diese begann, wurden die schon individualisirten Klippen theilweise von Fluthen bedeckt oder ragten als Inseln über den Meeresspiegel empor. Die bereits gefalteten und zerstörten Juraklippen mussten mit den jüngeren Hüllbildungen eine gemeinsame Faltung erleiden, welche sehr oft eine scheinbare Concordanz zwischen Hüllschichten und Klippen veranlasst hat.

¹⁾ Jurastudien, III. Folge (Der penninische Klippenzug), Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1871, Bd. XXI, pag. 526 ff.

²⁾ Der penninische Klippenzug, I. c. pag. 801.

³⁾ Die Beziehungen der südl. Klippenzone zu den Ostkarpathen, I. c. pag. 17.

Wie man sieht, könnte für die Erscheinungen, die in unserem Gebiete zu beobachten sind, nur diese Uhlig'sche Hypothese eine Aufklärung bringen, und sie erhält durch die hier vorgeführten Thatsachen wirklich eine Bestätigung. Die Concordanz zwischen den Jura- und Neocomablagerungen, die in den Nordkarpathen in Folge verwickelter tektonischer Verhältnisse schwer zu beobachten ist, weswegen eine mehr als lebhafte Discussion darüber entstand, erscheint in unserem Gebiete als sicher bewiesen, wo scheinbar die Dislocationen nicht so mannigfaltig waren und so gewaltige Dimensionen annahmen. Die Anordnung der Strandconglomerate, Kalkbreccien und Sandsteine könnte nur durch eine Transgression in dem schon modellirten Gebiete erklärt werden.

Was die posthunen Faltungen betrifft, welche für die heutige Anordnung der Gebirge massgebend waren, so konnte hier, wegen der kleinen Oberfläche des Gebietes und der vorwiegend massigen Kalksteine, zu dem, was schon Prof. Suess in seinem „Antlitz der Erde“¹⁾ darüber sagt, nichts Neues hinzugefügt werden. An den einzigen Stellen (Königstein, Dimbovicioaraschlucht), wo die Kalke geschichtet auftreten, ist das Fallen der Schichten immer nach SO, bezw. O, und die Streichrichtung dieselbe, wie im Persanyergebirge und am östlichen Ende der Fogarascher Alpen, nämlich NO-SW, im Gegensatz zu den übrigen Theilen dieses Gebirges, wo die Streichrichtung beinahe O-W ist. Unser Gebiet, wie auch die benachbarte Region des Leotagebirges und der Bucegimasse bilden einen interessanten Theil der rumänischen Karpathen, wo das Streichen der Schichten nicht dem gesammten orographischen Streichen der Gebirgskette entspricht.

Die auf umstehender Seite befindliche Tabelle gibt eine Uebersicht über die in dem Quellgebiete der Dimbovicioara auftretenden Gesteine, deren geologisches Alter und deren Aequivalente in den anderen Regionen der Karpathen.

¹⁾ Bd. I, pag. 615. Franz. Uebersetzung: 1897, Vol. I, pag. 635.

Die Stufen	Dimbovicioara- Quellgebiet	Karpathen
Cenoman	Versteinungsarme, sandige Mergel von Brädätzelul, Pravätz	—
Vraconnien	Sandsteine von Podul Cheii mit <i>Lytoceras Saeya</i> , <i>Puz. planulata</i> , <i>Schl. in-</i> <i>flata</i> , <i>Ham. armatus</i> , <i>Bac.</i> <i>Gaudini</i> , <i>Scaphites Meriani</i>	Die Sandsteine von Ūrmos (z. Th.). Die Schichten v. Penzeskut (Bakonyerwald).
Gault	Polygene Conglomerate, grobkörnige Sandsteine von Rucăr mit <i>Tereb.</i> <i>Dutempleana</i> , <i>Pecten Rau-</i> <i>lini</i> , <i>Cidaris vesiculosa</i>	Conglomerate v. Ūrmos. ? Godulasandstein.
Aptien	Ein Theil des weissen, dichten Kalkes mit <i>Requienia</i> , Brachiopoden, Echiniden	Caprotinenkalk von Per- sanyergebirgen und Ost- Karpathen.
Barrémien	Dichte Mergel mit <i>N. plicatus</i> , <i>Bel. beskidensis</i> , <i>Am. difficile</i> , <i>Seranonis</i> , <i>provincialis</i> , <i>Albrechti-</i> <i>Austriae</i> , <i>Borowae</i> , <i>Crioc.</i> <i>Emmerici</i> , <i>dissimile</i> , <i>Lept.</i> <i>Beyrichi</i> , <i>Heter. Giraudi</i>	Die Wernsdorfer Schichten mit <i>Bel. beskid.</i> , <i>Am. dif-</i> <i>ficile</i> , <i>Seran.</i> , <i>provinc.</i> , <i>Albr.-Austriae</i> , <i>Borowae</i> , <i>Cr. Emmerici</i> , <i>dissimile</i> , <i>Leptoceras Beyrichi</i> .
Hauterivien	Schiefrige Mergel mit <i>Crioceras Duvali</i> , <i>Am. in-</i> <i>certus</i> , <i>Grasi</i> , <i>romanus</i> , <i>Duvalia dilatata</i>	Die Mergel von Valea Dracului bei Kronstadt mit <i>Crioceras Duvali</i> , <i>Am. Grasi</i> . Die Grodsichter Sandsteine mit <i>B. dilatatus</i> . Die Kalke von Maruszyna mit <i>B. dilatatus</i> , <i>A. Grasi</i> .
Valangien	Fossilleere, mergelige Kalke	—
Berriasschichten?	? Ein Theil des unter- stehenden Kalkes mit <i>Ho'codiscus Caillaudi</i> (nach Popovici)	—
Tithon	Weisse, dichte Kalke mit <i>Diceras Lucii</i> , <i>Nerinea</i> <i>Staszycii</i> , <i>carpathica</i> , <i>Ceri-</i> <i>thium Suesii</i> , Korallen	Die Kalke von Inwald, Toroczko, Persanyer- gebirgen.
?	Oolithenartige, röthliche Kalke, Hornsteinkalke	—
Callovien	Crinoidenkalke von Valea Lupului mit <i>Am. tortisul-</i> <i>catus</i> , <i>Lima rupicola</i> , <i>Rh.</i> <i>penninica</i> , <i>defluxoides</i> , <i>Wal. margarita</i>	Der rothe Kalk von Babierzowca (W.-Galizien) mit <i>Lima rupicola</i> , <i>Rh.</i> <i>penninica</i> , <i>defluxoides</i> .

Krystallinische Schiefer.

Der Wienerwald.

Ein Beitrag zur Kenntniss der nordalpinen Flyschbildungen.

Von C. M. Paul.

Mit einer geologischen Karte im Farbendruck (Taf. Nr. II), 4 Tafeln mit Autotypien (Taf. Nr. III—VI) und 27 Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Wie jedem Fachgenossen bekannt ist, erstreckt sich der ausgedehnte Zug sandiger und mergeliger Gesteine, der den Nordrand der Alpen begleitet, und den wir die „nördliche alpine Sandstein- oder Flyschzone“ zu nennen pflegen, aus der Schweiz bis in die Gegend von Wien, und werden die östlichen, in Niederösterreich, Oberösterreich und Salzburg gelegenen Partien dieser Zone speciell als „Wienersandstein-Zone“ bezeichnet.

Es ist dies, wie hier gleich bemerkt werden kann und aus dem Inhalte der vorliegenden Mittheilung noch des Weiteren sich ergeben wird, im Allgemeinen eine ziemlich ungenaue Bezeichnungweise, indem neben eigentlichen Sandsteinen auch thonige, mergelige und kalkige Gesteine in dieser Zone vielfach vertreten sind und überhaupt die so häufig in unserer älteren Fachliteratur betonte geologische „Einförmigkeit“ dieser Zone in Wirklichkeit durchaus nicht in diesem Grade vorhanden ist, wie vielfach geglaubt wird. Der „Wienersandstein“ umfasst ferner, abgesehen von der ebenberührten petrographischen Mannigfaltigkeit der unter diesem Namen zusammengefassten Gesteine, wie schon längst bekannt ist, Bildungen des Alttertiär, der Oberkreide und (wie ich in dem Folgenden nachzuweisen versuchen werde) auch der Unterkreide, repräsentirt somit auch in stratigraphischer Beziehung durchaus keine Einheit.

Aehnlich verhält es sich mit dem in topischer Beziehung weiteren Begriffe „Flysch“; wir bezeichnen mit diesem Namen Gesteinsbildungen, welche die den Nord- und Südrand der Alpen, sowie den Nord-, Ost- und Südrand der Karpathen begleitenden Zonen niedrigerer Vorberge zusammensetzen, aus einem Wechsel von Quarzsandsteinen, Kalksandsteinen, vielgestaltigen Schiefen, Thonen und Kalkmergeln — mit Ausschluss mächtigerer Kalk- und Dolomitmassen — bestehen und durch das in einzelnen Lagen massenhafte

Auftreten von Fucoiden und den unter dem Namen der „Hieroglyphen“ zusammengefassten Reliefzeichnungen charakterisirt sind.

Eine den meisten alpinen wie karpatischen Flyschsandsteinen gemeinsame Eigenthümlichkeit ist die, dass das im Bindemittel derselben stets in grösserer oder geringerer Menge vorhandene Eisenoxydul sich an der Luft verhältnissmässig rasch in Eisenoxyd verwandelt, wodurch zunächst die im frischen Innern des Gesteins gewöhnlich blaugraue Färbung sich in eine bräunliche oder gelbliche ändert, dann aber im weiteren Verlaufe des Verwitterungsprocesses das Gestein sich mit einer zuerst abblätternden, dann zu einer schlammigen, wasserundurchlässigen Masse zerfallenden Kruste überzieht. Diese Art der Verwitterung bedingt, wie E. Suess¹⁾ näher auseinandersetzt, in erster Linie die gerundeten Bergformen, die Vegetations- und Quellbildungsverhältnisse der Flyschgebiete, und macht die Flyschsandsteine, trotz ihres im frischen Bruche oft sehr festen Ansehens, doch stets zu minderwerthigen Baumaterialien. In dieser Erscheinungsform, sowie in dieser Verbreitung treten Bildungen verschiedener Formationen auf, die, wenn auch unter sich durch mehrfache feinere petrographische Merkmale unterschieden, doch im Ganzen durchaus den erwähnten Charakter an sich tragen. Dem Namen „Flysch“ kann sonach nur eine facielle Bedeutung zuerkannt werden, und man sollte daher wohl von einer „Flyschfacies“, nicht aber von einer „Flyschformation“ sprechen.

Alle derartigen rein nomenclatorischen Fragen sind indessen nebensächlich, und man kann ganz gut bei den einmal sprachgebräuchlich gewordenen Bezeichnungen bleiben, wenn man nur keine Unklarheit darüber bestehen lässt, in welchem Sinne man dieselben gebraucht, was man unter denselben verstanden wissen will.

Es sollen also im Folgenden als „Wienersandsteine“ bezeichnet werden: Die der Kreide und dem Alttertiär angehörigen, den östlichen, nach Oesterreich fallenden Theil der „nördlichen alpinen Flyschzone“ zusammensetzenden Gesteinsbildungen, insoferne sie in der Flyschfacies auftreten, also wenn es auch nicht durchaus wirkliche Sandsteine sind (z. B. die sogenannten „Ruinenmarmore“). Dagegen sind andere, in der Gegend von Wien auftretende Sandsteine, die anderen geologischen Bildungsperioden und nicht der Flyschzone angehören (so z. B. die die triadischen und liassischen Alpenkohlen begleitenden Sandsteine, die Sandsteine des Wiener Neogenbeckens etc.), sowie einzelne, in der allgemeinen Streichungslinie der Flyschzone auftretende mächtigere Kalkmassen (so z. B. die alttertiären Korallenkalke der Gegend von Stockerau), auch wenn sie irgend einem Niveau der Flyschreihe stratigraphisch äquivalent sind, von dem Begriffe ausgeschlossen.

Aus dieser Fassung des Begriffes ergibt sich auch, dass es unthunlich wäre und zu Irrungen führen könnte, wenn man, wie es in den meisten älteren bezüglichen Arbeiten geschieht, eine petrographische Beschreibung des „Wienersandsteins“ im Allgemeinen zu

¹⁾ Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Commission des Gemeinderathes der Stadt Wien 1864.

geben versuchen würde. Als für alle Glieder des Wienersandsteins gültige Merkmale könnten eben nur diejenigen aufgeführt werden, die soeben als Charakterisierung der „Flyschfacies“ erwähnt wurden. Ein einigermaßen geübter Beobachter, der z. B. die bekannten grossen Steinbrüche bei Greifenstein und die bei Sievering besucht, wird sofort erkennen, dass man es bei den verschiedenen Wienersandstein-Localitäten durchaus nicht mit petrographisch gleichen Gesteinsbildungen zu thun habe; namentlich die Vergesellschaftung der einzelnen Gesteinstypen, von denen ja einige im Handstücke sich untereinander sehr ähnlich sein können, pflegt nach den einzelnen stratigraphischen Niveaus der Wienersandsteine eine verschiedene zu sein. Diese Vergesellschaftung dient daher meistens bei der Seltenheit leitender Fossilreste als wichtiges Unterscheidungsmerkmal der Niveaus. Im Allgemeinen pflegt der Flyschcharakter bei den jüngeren (alt-tertiären) Gliedern des Complexes minder ausgesprochen zu sein als bei den älteren (cretacischen)¹⁾. Alles Nähere muss der speciellen Beschreibung der Niveaus, respective einiger besonders typischer Aufschlusslocalitäten derselben überlassen bleiben.

Das zwischen dem allbekannten Donaudurchbruche bei Wien und dem Traisenthale in Niederösterreich gelegene Stück der Wienersandsteinzone nun bildet das unter dem Namen des Wienerwaldes bekannte Bergland. Der erwähnte Donaudurchbruch zwischen Höllein und Nussdorf bei Wien im Osten, das Traisenthal zwischen den Orten Traisen und Wilhelmsburg im Westen und das obere und hügelige Land der Donauniederung südlich und südwestlich von Tulln, etwa bis an die Linie Greifenstein, St. Andrä, Königstetten, Wilfersdorf, Ollern, Anzbach, Unter-Dambach, Furth, Pyhra, Ochsenburg im Norden (oder genauer Nordwesten) werden so ziemlich allgemein als Begrenzung des „Wienerwaldes“ angenommen, während bezüglich der Südgrenze (respectively Südostgrenze) desselben wohl zwischen Geologen und Topographen einige Meinungsverschiedenheit herrschen kann. Vom rein geologischen Standpunkte nämlich erscheint es wohl am naturgemässesten, die Südgrenze des „Wienerwaldes“ mit der Grenze zwischen der alpinen Kalk- und Flyschzone zusammenfallen zu lassen, dieselbe sonach von Traisen über St. Veit a. d. Gölsen, Hainfeld, Kaumberg, nördlich bei Altenmarkt und Aland vorüber, über Sulz, Kaltenleutgeben nach Kalksburg zu ziehen. Von hier weiter ist dann die Grenze des Wienerwaldgebirges naturgemäss durch die des Wiener Neogen-Beckens gegeben, verläuft sonach etwas westlich von Mauer, Speising und Lainz über St. Veit, Baumgarten, Dornbach, Pötzleinsdorf und Sievering nach Nussdorf.

Die Berggruppen des „Hohen Lindkogel“ oder „Eisernen Thores“ bei Baden, des „Anninger“ bei Mödling und des „Höllenstein“ und „Föhrenberges“ bei Perchtoldsdorf, die sonst in topographischen und touristischen Werken dem Wienerwalde zugezählt werden, gehören nicht der Flysch-, sondern der Kalkzone an, bestehen aus durchaus anderen Gesteinsbildungen, steigen zu bedeutenderen Höhen an als

¹⁾ Für die Karpathensandsteine gilt dieser Satz nicht.

die ihnen benachbarten Bergzüge des Flyschgebietes, bieten vermöge ihrer geologischen Verschiedenheit auch wesentlich abweichende Landschaftsbilder, Vegetations-, Wasserführungs- und Quellbildungsverhältnisse und müssen daher — von unserem Standpunkte aus — von dem Begriffe des „Wienerwaldes“ ausgeschieden werden, wollen wir nicht diesem zu Gunsten der Zuziehung eines Kalkgebirges, das im Verhältnisse zu der auf das Flyschgebiet fallenden Area nur ungefähr den vierten Theil der Flächenausdehnung bedeckt (circa 294 Quadratkilometer Kalkgebirge gegen 876 Quadratkilometer Wienersandsteingebirge), seine relative geologische Einheitlichkeit als ausgesprochenes und ausschliessliches Flyschgebirge einbüßen lassen¹⁾.

Dieses Wienerwaldgebirge nun habe ich im Laufe der letztverflossenen Jahre, von der Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt mit der Neuaufnahme desselben betraut, etwas eingehender und mehr im Zusammenhange, als es bisher geschehen war, begangen, und will nun in dem Folgenden in gedrängter Kürze über die Hauptresultate meiner bezüglichen Studien berichten.

Von einer topographischen Beschreibung des Gebietes, wie sie sonst wohl gewöhnlich den geologischen Schilderungen der untersuchten Aufnahmsgebiete vorausgeschickt zu werden pflegt, und auch bei weniger bekannten Gebieten zweifellos nützlich und wünschenswerth erscheint, glaube ich in unserem Falle absehen zu können; der Wienerwald, dieses unserer Stadt so nahegelegene Ziel zahlloser Touristen, ist in dieser Beziehung vollständig bekannt und in einer Reihe topographischer und touristischer Werke auf das Genaueste beschrieben worden²⁾; es könnte also hier nur Oftgesagtes wiederholt werden.

So viel und ausführlich aber auch über die orographischen und hydrographischen Verhältnisse, die landschaftlichen Schönheiten etc. unseres Gebietes geschrieben wurde, so kurz und fragmentarisch erscheinen dagegen die vorliegenden Angaben über die eigentliche geologische Beschaffenheit desselben und wenn auch die Reihe der diesbezüglichen Mittheilungen keine ganz kurze ist, so sind es doch meistens nur anhangsweise der ausführlicheren Behandlung der fossilreicheren und daher dankbareren alpinen Kalkgebilde angeschlossene Bemerkungen oder kürzere Notizen, die wir hier zu verzeichnen haben.

Ohne ein annähernd vollständiges Literaturverzeichniss anzustreben³⁾, will ich in dem Folgenden eine kurze Uebersicht der

¹⁾ Auch Neumayr (Erdgeschichte, Leipzig 1887, 2. Bd., pag. 664) sagt mit Bezug auf den Wienerwald, dass derselbe „ausschliesslich aus den hier besprochenen Gebilden („Wienersandstein“) zusammengesetzt ist“, und ebenso spricht Kittl (Oesterr. Touristenzeitung 1887, Nr. 21) von der „Flyschzone, welche die nordöstlichsten Ausläufer der Alpen, den Wienerwald bildet“. Diese Geologen fassen hiernach den Begriff des „Wienerwaldes“ in demselben Sinne wie ich, d. i. mit Ausschluss des Kalkgebirges.

²⁾ Siche z. B. Der Wienerwald, herausgegeben von der Section „Wienerwald“ des österr. Touristenclub, Wien 1887 (mit einer kurzen geologischen Skizze von F. Karer). — Förster's Touristenführer in Wiens Umgebungen, herausgegeben von K. Ronniger, Wien 1895 etc.

³⁾ Ein solches (bis zum Jahre 1876) liegt bereits in F. Karer's grossem Werke „Geologie der Kaiser Franz Joseph's-Hochquellen-Wasserleitung, Wien 1877“ vor.

Entwicklung unserer Anschauungen und Kenntnisse über die Sandsteingebilde des Wienerwaldes zu geben versuchen, wobei ich aber die ältesten, auf das Gebiet bezugnehmenden Mittheilungen, in denen noch Standpunkte vertreten sind, die von unseren gegenwärtigen Anschauungen und Resultaten allzuweit abstehen, um ein anderes als ein bloß historisches Interesse erregen zu können, hier wohl übergehen zu dürfen glaube.

Noch in den „Erläuterungen zur geognostischen Karte der Umgebungen Wiens von J. Čžjžck, Wien 1849“, mit denen ich, da sie schon manche benützbaren Details enthalten, hier unsere Uebersicht beginnen will, wurde der Wienersandstein mit den die Alpenkohlen begleitenden Sandsteinen zusammengefasst und „im Vergleiche mit dem Alpenkalke als älter“ bezeichnet. Diese Anschauung, die aus der obenerwähnten Vermischung der eigentlichen Flyschsandsteine mit den ziemlich ähnlichen Liassandsteinen von Gresten etc., sowie aus dem an der Grenze zwischen Kalk- und Sandsteinzone häufig beobachteten scheinbaren Einfallen der letzteren gegen die erstere hervorgegangen war, ist nun wohl seither durch eine Reihe beweiskräftiger Fossilfunde in unseren Wienersandsteinen als unrichtig erwiesen worden, doch finden wir in dieser für ihre Zeit jedenfalls verdienstlichen Arbeit schon mehrfache Angaben über das Vorkommen der hydraulischen Kalke und sogenannten Ruinenmarmore¹⁾, über den Uebergang zwischen den Schieferthonen und Mergelschiefern in die hydraulischen Kalke, über einzelne Hornsteinvorkommnisse, über Flyschfucoiden, die sogenannten Chelonierfahrten etc. Die Karte enthält viele Einzelzeichnungen von Vorkommnissen hydraulischer Kalke, von Streichen und Verflächen etc., die sich später meistens als richtig erwiesen. Dagegen ist in Folge der obenerwähnten irrigen Grundanschauungen die Grenze zwischen Kalk- und Sandsteinzone auf dieser Karte vielfach verschoben und ungenau, und aus ebendemselben Grunde sind auch die beigegebenen Profile heute nicht mehr acceptabel.

C. v. Eттingshausen berichtete im nächsten Jahre²⁾ über die Resultate einer mikroskopischen Untersuchung der Kohlentheile im Wienersandstein von Sievering, in denen er Fragmente von Blättern und Stengeln von *Pterophyllum longifolium Brogn.* zu erkennen glaubte, daher er diesen Wienersandstein dem Lias zurechnete. Heute müssen wir den Sandstein von Sievering wohl ganz anders deuten, ich glaubte jedoch diese Mittheilung hier nicht ignoriren zu dürfen, da in derselben der erste Versuch erscheint, der Altersbestimmung der Wienersandsteine auf mikroskopischem Wege beizukommen, ein Versuch, der, wie sich hier schon zeigt, zu sehr bedenklichen Resultaten führen kann.

Einen wesentlichen Schritt nach vorwärts bezeichnete im selben Jahre (1850) die Arbeit F. v. Hauer's „Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöst-

¹⁾ Mergelkalke, die angeschliffen, eigenthümliche ruinenähnliche Zeichnungen zeigen.

²⁾ Haidinger's Ber., VI. Bd., 1850.

lichen Alpen zwischen Wien und Salzburg¹⁾. Es erscheinen zwar auch hier noch die die Alpenkohlen begleitenden, als „Keuper“ oder „Unterlias“ bezeichneten Sandsteine den Wiener Sandsteinen zugezogen; doch wird die Altersbestimmung dieser Gesteine nicht mehr auf die ganze Hauptmasse der Wiener Sandsteine übertragen, diese vielmehr als Neocom und Eocän gedeutet und dabei hinzugefügt, es seien „ausser den berührten Formationen vielleicht noch manche andere in den Wiener Sandsteinen verborgen“. Directe Nachweise aus den östlichen Alpen für diese Formationsbestimmungen lagen damals noch nicht vor, dieselben beruhten vorwiegend auf der Analogie mit den schon etwas besser bekannten Karpathensandsteinen, aus denen bereits Neocomfossilien aus der Teschner Gegend, *Exogyra columba* aus dem Trencsiner Comitate etc. bekannt waren und in denen, sowie in westlicheren Alpengebieten, bereits nahe Beziehungen von Flyschsandsteinen zu Nummulitengesteinen, zu eocänen Menilit- oder Fischeschiefern etc. constatirt worden waren. Die blosser Ueberlagerung von Nummulitengesteinen durch Flyschsandsteine, aus welcher in älteren Arbeiten gewöhnlich auf ein jüngeres Alter dieser letzteren geschlossen zu werden pflegte, ist allerdings nach unseren heutigen Erfahrungen an sich ebensowenig beweiskräftig, wie das Einfallen von Flyschsandsteinen unter Alpenkalke, da wir heute die Ueberschiebung und Ueberkippung der Schichten in der Flyschzone als ein sehr häufiges, meistens sogar als herrschendes Lagerungsverhältniss kennen gelernt haben. Jedenfalls ist aber die erwähnte Arbeit v. Hauer's (wenn wir von der Zuziehung der Keuper- und Liassandsteine absehen) als der eigentliche Ausgangspunkt rationeller Anschauungen über die stratigraphische Deutung der Wiener Sandsteine anzusehen, denn die hier zuerst angedeutete Gliederung derselben in eine cretacische und eine eocäne Gruppe erlangte bald durch einige glückliche Fossilfunde feste Bestätigung. Es sind dies die Funde von Aptychen bei Stollberg und an einigen anderen Punkten des Wiener Sandsteingebietes, von Inoceramen am Kahlenberge und von Nummuliten bei Greifenstein.

Ueber die erstgenannten gab J. Čížek im Jahre 1852 in seiner Arbeit: „Aptychenschiefer in Niederösterreich“²⁾ die erste Nachricht. Čížek bestimmte die von ihm bei Stollberg nordöstlich von Hainfeld in hydraulischen Kalke gefundenen Fossilreste als *Aptychus lamellatus Park.* und *Belemnites canaliculatus Schloth.* und deutete demnach die sämtlichen, von ihm mit diesem Stollberger Vorkommen identificirten und zusammengezogenen Züge hydraulischer Kalke und Kalkmergel des Wienerwaldes als Jura³⁾.

Die Aptychen der hydraulischen Kalkzüge des Wiener Sandsteines wurden jedoch schon im Jahre 1884 von Dr. K. Peters

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., I. Jahrg., Heft 1, pag. 17.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., III. Jahrg., Heft 3, pag. 1—7.

³⁾ Wir werden später Gelegenheit haben zu sehen, dass diese vielfach auf ältere Uebersichtskarten übergegangenen „Züge hydraulischer Kalke“ oder „Aptychenzüge“ oft sehr Verschiedenartiges, Nichtzusammengehöriges verbinden, so z. B. sicher der Oberkreide zugehörige Fucoiden-Kalkmergel und Rutenmarmore mit umfassen etc.

nach eingehender Untersuchung eines grösseren Materiales von zahlreicheren Fundorten in seiner Arbeit: „Die Aptychen der österreichischen Neocomien- und oberen Juraschichten“¹⁾ (mit Ausnahme von drei Formen, die theils den bekannten Juraklippen bei St. Veit und Lainz, theils dem schon in's Innere der Kalkzone fallenden Fundorte Haselhof bei Hainfeld entstammen) durchaus als Neocomienformen, nämlich: *Apt. Didayi Coqu.*, *A. angulicostatus Pet.*, *A. pusillus Pet.*, *A. rectecostatus Pet.*, *A. striatopunctatus Emmer.*, *A. aplanatus Pet.*, *Ant. giganteus Pet.* bestimmt und die Hauptmasse des Wiener sandsteins galt hiernach durch längere Zeit als neocom.

Mittlerweile (im Jahre 1853) waren auch die ersten Inoceramen des Wiener sandsteins, und zwar am Abhange des Kahlenberges, in dem gegen Kahlenbergdorf herabführenden Graben, aufgefunden worden. Das erste Exemplar hatte G. Petter, das zweite F. v. Hauer an derselben Stelle gefunden²⁾. Es war dadurch, wenn auch die Inoceramen nicht näher bestimmbar waren, doch das cretacische Alter eines Theiles des Wiener sandsteins noch weiter erhärtet.

Im Jahre 1887 besprach F. v. Hauer in seiner Arbeit: „Ein geologischer Durchschnitt von Passau bis Duino“³⁾ den damaligen Stand unserer Kenntnisse über die stratigraphische Deutung und Tektonik der Wiener sandsteinzone und gab hier auch Nachricht von dem Vorkommen von Nummuliten im Wiener sandsteine von Höflein und Greifenstein an der Donau, das er dann im nächsten Jahre („Die Eocängebilde im Erzherzogthume Oesterreich und Salzburg“⁴⁾) noch näher beschrieb. v. Hauer betonte schon damals, dass die durch diese Nummuliten als eocän sichergestellten Partien des Wiener sandsteins mit gleichem Streichen und Verfläichen unter die cretacischen Sandsteine des Kahlengebirges einfallen, eine Ueberkipfung der Schichten sonach mit Sicherheit constatirt sei. Als Unterscheidungsmerkmale zwischen den eocänen und den älteren, „der Neocomienformation zugezählten Wiener sandsteinen“ gibt v. Hauer an: Das gänzliche Fehlen von Aptychenkalk (hydraulischem Kalk, Ruinenmergel), die Seltenheit von Fucoiden und das Auftreten sehr mächtiger (bis über 10 Klafter), nicht weiter geschichteter Sandsteinbänke. „Diese Bänke unterscheiden sich durch hellere Färbung, durch zahlreiche grössere und kleinere Poren, sowie weiters durch geringere Festigkeit von den gewöhnlichen Varietäten des Wiener sandsteins.“ In Beziehung auf die chemische Zusammensetzung des Bindemittels wurde kein wesentlicher Unterschied zwischen eocänen und älteren Wiener sandsteinen constatirt. Alle diese Angaben (mit Ausnahme der Bezeichnung der Sandsteine des Kahlengebirges als neocom) sind auch nach unseren heutigen Erfahrungen als vollkommen zutreffend zu bezeichnen.

1) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., V. Jahrg., 2. Hft.

2) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1853, pag. 637.

3) Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. XXV.

4) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., IX. Jahrg., 1. Hft.

Im Jahre 1857 erschien auch eine geologische Karte von Nieder-Oesterreich von F. Foetterle (als erstes Blatt eines nicht zur Vollendung gelangten geologischen Atlases von Oesterreich). Auf derselben ist der Wienersandstein (mit Ausnahme der kleinen Partie bei Greifenstein, von wo die eben erwähnten Nummuliten stammten), sowie die hydraulischen Kalkzüge desselben durchaus als *neocom* bezeichnet.

Im Jahre 1859 gab Dr. J. N. Woldřich eine Mittheilung über „die Lagerungsverhältnisse des Wienersandsteins auf der Strecke von Nussdorf bis Greifenstein“¹⁾. Der Verfasser trennt den „Wienersandstein ohne Nummuliten“ vom „eocänen Wienersandstein“ und bezeichnet, der damals herrschenden Anschauungsweise gemäss, nach dem Vorgange Cžjžek's gewisse Mergelschiefer seines Durchschnittes als „Aptychenschiefer“, obwohl hier in diesen Bildungen Aptychen nicht gefunden wurden. Wir werden auf diese Arbeit, sowie auf die vorerwähnte v. Hauer's bei der specielleren Besprechung des Donaudurchschnittes noch näher zurückkommen.

Ungefähr gleichzeitig mit den letzterwähnten Arbeiten wurde im Laboratorium der k. k. geol. R.-A. durch Carl v. Hauer eine Reihe von Analysen des Bindemittels der Wienersandsteine von zahlreichen Localitäten durchgeführt und darüber berichtet²⁾. Schon früher hatte Pohl³⁾ eine chemische Analyse des dem Wienersandsteine eingelagerten hydraulischen Kalkes von Sievering (mit Rücksicht auf seine Eignung zur Cementerzeugung) veröffentlicht.

Im Jahre 1860 erschien die „Geologische Karte der Umgebungen Wiens von Cžjžek, rectificirt und neu aufgenommen von D. Stur“. Auf dieser Karte erscheint das gesammte Wienersandsteingebiet des Wienerwaldes als „mittlere Kreide“ bezeichnet. In demselben sind — wohl etwas zu schematisch — fünf grössere und einige kleinere Parallelzüge von „Mergelkalk (hydraulischem Kalk)“ ausgeschieden, die ebenfalls der Mittelkreide zugezählt und — im Gegensatze zu der älteren Anschauung — vom *neocomen* Aptychenkalk unterschieden werden. Als *Eocän* ist von der Hauptmasse (wie auf der obenerwähnten Foetterle'schen Karte) nur eine kleine Partie an der Nordostspitze des Wienerwaldes, wo eben die mehrerwähnten Nummuliten gefunden worden waren, ohne weitere Fortsetzung gegen Westen ausgeschieden. Die Grenze der Sandsteinzone gegen die Kalkzone, sowie weiterhin gegen das Neogen des Wiener Beckens ist hier schon ziemlich genau angegeben.

Die erwähnte Trennung eines Theiles der im Wienersandsteine eingelagerten hydraulischen Kalke und Mergel von den *neocomen* „Aptychenschiefern“ war, wie spätere Erfahrungen ergeben haben, jedenfalls ein richtiges Princip; da dasselbe jedoch auf der Karte nicht durchgehends richtig durchgeführt und ausserdem durch keine näheren erläuternden Angaben motivirt erschien, so fand es im Laufe

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., X. Jahrg., 2. Heft.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855 u. 1859.

³⁾ Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. VI, 1851.

der nächsten Jahre von Seite der Fachgenossen nicht die verdiente Berücksichtigung.

So bezeichneten die meisten Geologen, die im Laufe der Sechzigerjahre in dem Wienerwalde benachbarten Gebieten der nordöstlichen Alpen beschäftigt waren ¹⁾, den Wienersandstein, wo sie denselben berührten, nach wie vor als neocom und ebenso erscheinen auf der Farbenerklärung der grossen geologischen Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie von F. v. Hauer (1867—1874) die sämtlichen Züge hydraulischer Kalke und Mergel des Wienersandsteins als neocom „Rossfelder Schichten (Aptychenschichten)“ eingezeichnet, wenn auch in den bezüglichen Erläuterungen ²⁾ nur für Zuziehung eines Theiles des Wienersandsteins zur Kreideformation überhaupt plaidirt wird.

Letztere Anschauung schien eine neue Bestätigung erlangt zu haben, als F. Karrer ³⁾ aus dem Schlammrückstande eines dem Wienersandstein von Hütteldorf eingelagerten Mergels eine kleine Foraminiferensuite beschrieb, von der er bemerkte: „Es sind zumeist Genera, die eine sehr tiefe verticale Verbreitung haben und in den Kreideablagerungen besonders häufig getroffen werden.“ Später nahm jedoch Karrer diese Deutung ausdrücklich zurück, indem er diese Foraminiferenfauna nun (auf Grundlage von zwei Formen, die mit solchen des Oligocäns von Nikolschitz übereinstimmen) als oligocän erklärte ⁴⁾. Karrer schloss seine letztecitirte Notiz mit den Worten, dass sich „fortwährend die Anzeichen dafür mehren, dass man in dem Wienersandsteine es durchwegs mit einer tertiären Bildung zu thun habe“.

Ungefähr in dieselbe Zeit mit den vorerwähnten Publicationen fällt C. v. Ettinghausen's sorgfältige Arbeit über „Die fossilen Algen des Wiener- und Karpathensandsteins ⁵⁾“ und die bereits oben citirte Mittheilung vom E. Suess über die Wasserführungs-, Quellbildungs- und Verwitterungsverhältnisse der Wienersandsteine ⁶⁾, die wir auch heute noch als das Massgebendste, was wir in dieser Beziehung in unserer Wienerwald-Literatur besitzen, bezeichnen können.

Im Jahre 1869 sprach C. L. Griesbach seine Ansichten über die stratigraphische Deutung der Wienersandsteine aus, bei denen wir etwas verweilen müssen, da es sich hier wieder um die Capitalfrage handelt, ob der Wienersandstein zum Theile cretacisch, oder in seiner Gänze eocän sei.

In seiner Arbeit „Die Klippen im Wienersandstein“ ⁷⁾ betont Griesbach (was allerdings, wie oben bemerkt wurde, schon

¹⁾ Stelzner, Umgebung von Scheibbs. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1865. — Hertle, Lilienfeld—Payerbach. Ebendasselbst.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1868.

³⁾ Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. LII, 1865.

⁴⁾ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1869, Nr. 13.

⁵⁾ Sitzungsbericht der kais. Akademie der Wissenschaften 1863.

⁶⁾ Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Commission der Stadt Wien 1864, pag. 63 und 64

⁷⁾ Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1869, pag. 217.

auf der Cžjžek-Stur'schen Karte im Principe durchgeführt war), dass die „Aptychenzüge“ von den dem Wienersandsteine eingelagerten hydraulischen Fucoidenmergeln zu trennen sind. Die aptychenführenden Gesteine, die jurassischen wie neocomen, betrachtet er, gleichwie einige kleine, von ihm näher untersuchte liassische und rhätische Inseln, die im k. k. Thiergarten bei Wien im Wienersandsteine auftauchen, als „Klippen“ und bemerkt hinzu: „Selbstverständlich kann eine solche Klippe auch zur Richtigstellung der Lagerungsverhältnisse des Sandsteins nichts beitragen, da der Sandstein in keinem weiteren Verbands mit den Klippen auftritt.“ An einer anderen Stelle derselben Arbeit bemerkt Griesbach jedoch, es unterliege „nicht dem geringsten Zweifel, dass das Auftreten dieser isolirten Partien von Kalksteinen älterer Formationen auf Antiklinallinien in der Flyschzone hinweist.“ Hierin scheint mir nun wohl ein Widerspruch zu liegen. Wenn das Auftreten solcher „Klippen“ wirklich Antiklinallinien im Wienersandsteingegebiete andeutet, was ich selbst für richtig halte (was jedoch Uhlig¹⁾ bezüglich der karpathischen Klippen nicht zugibt), dann ist nicht wohl einzusehen, wie eine solche Antiklinallinie die Lagerungsverhältnisse der Sandsteine nicht beeinflussen soll. Jede energischere Antiklinale zeigt uns einen Aufbruch älterer Schichten innerhalb eines Complexes jüngerer; eine Antiklinale in der Flyschzone wird uns also die relativ älteren Sandsteine an die Oberfläche bringen und kennen lehren. Die älteren Kalkinseln markiren dann (insoferne es nicht lose Blöcke sind) die Central- oder Scheitellinie der Antiklinale, und da in jeder Antiklinale bekanntlich die der Scheitellinie zunächst liegenden Schichten die älteren, die entfernteren die jüngeren sein müssen, so trägt das Auftreten solcher älterer Kalkklippen wohl sehr wesentlich zur Richtigstellung der relativen Niveaus der Sandsteine und damit mittelbar auch zur Richtigstellung der Lagerungsverhältnisse derselben bei. Man kann ja die Lagerungsverhältnisse eines solchen Complexes, wie unsere Flyschsandsteine, überhaupt nur dann deuten, wenn man einmal weiss, welche Theile desselben die älteren, welche die jüngeren sind. Zu den „Klippen“ rechnet Griesbach, wohl etwas zu weit gehend, auch die Neocomfleckmergel; meine neueren Beobachtungen haben ergeben, dass man von diesen durchaus nicht behaupten könne, sie stehen „in keinem weiteren Verbands“ mit den Sandsteinen. Sie finden sich vielmehr, wie später gezeigt werden soll, mehrfach in engster Verbindung und Wechsellagerung mit den älteren Theilen der Wienersandsteine und sind daher auf die Deutung dieser letzteren jedenfalls von Einfluss.

Ueber die stratigraphische Stellung der Wienersandsteine spricht sich Griesbach in dieser Arbeit noch nicht direct aus, er thut dies aber in einer zweiten Mittheilung: „Bemerkungen über die Alterstellung des Wienersandsteins“²⁾, welche er mit den Worten schliesst: „Viele Punkte bestimmen eine Linie, und die zahlreichen Beweise für das eocäne Alter des Sandsteins,

¹⁾ Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1890.

²⁾ Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1869, Nr. 13.

die man längs der ganzen Zone sammeln kann, sind wohl im Stande, wenigstens bessere Anhaltspunkte zu liefern, als es das einzige Vorkommen eines „undeutlichen“ und deshalb „unbestimmbaren“ Inoceramenbruchstückes war. Alles zusammen — sprechen viel mehr Gründe für das Eocänalter des Wienersandsteins als für Kreidealter — es ist offenbar nichts anderes als eine Fortsetzung des Flyschzuges der Westalpen.“ Als Argumente für diese Ansicht werden angeführt: dass dieselben Fucoiden auch in sicher eocänen Schichten vorkommen; dass der als eocän anerkannte Greifensteiner Sandstein „als ein ganz isolirter Punkt mitten im petrographisch wohl gleichen, aber sonst ungleichaltrigen Sandstein sich sehr sonderbar ausnimmt“; dass v. Mojsisovics und Schloenbach (Verh. 1868) den Wienersandstein zwischen Traun- und Landachsee bei Gmunden für jünger als die eocänen Nummuliten-Grünsande erklärten, und keine Anzeichen von einem etwa der Kreideformation angehörigen Gliede des Wienersandsteins fanden; dass (ausser bei Greifenstein) auch im Kierlingerthale und bei Laab Nummuliten, und bei Neulengbach eine von Rolle als eocän bestimmte *Teredina* gefunden wurden; und dass endlich die (oben berührten) Foraminiferen von Hütteldorf, die Karrer untersuchte, mit Oligocänformen von Nikolschitz übereinstimmen.

Einen sehr ähnlichen Standpunkt nimmt auch noch Th. Fuchs in den „Erläuterungen“ zu seiner „geologischen Karte der Umgebung Wiens“¹⁾, ebenfalls unter Berufung auf die Hütteldorfer Foraminiferen, ein.

Alle diese Argumente scheinen mir nun ziemlich hinfällig zu sein. Die Fucoiden kommen sicher in älteren Schichten ebensowohl als in eocänen vor, beweisen also nichts, und werden auch nie als directes Beweismittel für cretacisches Alter angeführt. Die neuen Nummulitenfunde beweisen nichts anderes, als dass der ohnedies als eocän längst bekannte Greifensteiner Sandstein eine grössere Verbreitung gegen Westen habe, als auf den älteren Karten dargestellt ist. Die vollkommene petrographische Gleichheit des Greifensteiner Sandsteins mit der übrigen Hauptmasse der Sandsteine existirt in Wirklichkeit nicht. Die angeführte *Teredina* wurde am Bahnhofe von Neulengbach, ausserhalb der Flyschzone, gefunden, ist also für die Deutung der letzteren irrelevant. Die Foraminiferen von Hütteldorf können meiner Ansicht nach nicht einmal für die Localität, von der sie stammen, geschweige denn für den ganzen Wienersandstein oligocänes Alter beweisen. Karrer hatte in seiner ersten bezüglichen Arbeit ausdrücklich bemerkt: „Es sind zumeist Genera, die eine sehr tiefe verticale Verbreitung haben und in den Kreideablagerungen besonders häufig getroffen werden.“ Wer beweist uns nun, dass die zwei Formen die später mit Nikolschitzer Oligocänarten identificirt wurden, und nun das Alter der ganzen Fauna bestimmen sollen, nicht ebenfalls eine „tiefe verticale Verbreitung“ haben und schon in der Kreide vorkommen? Mir scheint aus dieser ganzen Foraminiferenuntersuchung mit ihren schwankenden Resultaten nichts anderes

¹⁾ Herausgegeben von der k. k. geol. R.-A. 1873.

hervorzugehen, als dass mikroskopische Foraminiferen, mindestens in dem Erhaltungszustande, wie sie in Flyschbildungen aufzutreten pflegen, sich zur Altersbestimmung dieser Gesteine sehr wenig eignen und daher, zur Vermeidung schädlicher und verwirrender Fehlschlüsse, besser ganz beiseite gelassen werden sollten. Uebrigens hält K a r r e r, wie aus seinen neueren Mittheilungen ¹⁾ ersichtlich ist, seine damals ausgesprochene Ansicht von „durchwegs“ tertiärem Alter des Wienersandsteins heute selbst nicht mehr aufrecht. Ebensovornig thut dies v. Mojsisovics bezüglich der oberösterreichischen und Salzburger Flyschbildungen, welche er, auf Grundlage der *Inoceramen*-funde von F u g g e r und K a s t n e r am M u n t i g l bei Salzburg, sowie seiner eigenen *Inoceramen*-funde am N u n n b e r g e bei Mattsee, nun ebenfalls als cretacisch erklärt ²⁾.

Da ich hier den oberösterreichischen und Salzburger Flysch berühre, scheint es mir am Platze zu sein, einzuschalten, dass ich selbst im Jahre 1895 Gelegenheit hatte, unter freundlicher Führung des Herrn Prof. Dr. G. A. Koch, die Flyschbildungen am Nordfusse des Traunsteins bei Gmunden, im Gschlifgraben und am Grünberge aus eigener Anschauung kennen zu lernen. Ich sah hier die durch zahlreiche *Inoceramen*, *Ananchyten*, *Belemnitella mucronata* etc. als Oberkreide charakterisirten und längst bekannten Nierenthaler Schichten einerseits von nummulitenreichem Eocänsandstein überlagert, andererseits von Flyschbildungen unterlagert, die den die Hauptmasse unserer Wienerwaldsandsteine zusammensetzenden vollkommen gleichen und nördlich im Liegenden der Nierenthaler Schichten des Gschlifgrabens eine Antiklinale bilden, also jedenfalls älter sind als die letzteren. Ich vermeide es, hier näher auf diesen Gegenstand einzugehen, da ich den von den Herren v. Mojsisovics, Koch und Fugger über diese Flyschgebiete zu erwartenden Mittheilungen nicht vorgreifen will ³⁾.

Aber auch in unserem Wienerwalde selbst vermehrten sich im Laufe der letzten Decennien die Funde cretacischer Fossilreste, und zwar ist zu bemerken, dass dieselben durchgehends nicht aus fremdartigen Gesteinsbildungen, die etwa als „Klippen“ gedeutet werden könnten, sondern aus dem echtsten, typischen Flysch mit Fucoïden, Hieroglyphen und hydraulischen Mergelkalklagen, wie er eben den grösseren Theil unseres Flyschgebirges constituirt, stammen.

Zunächst berichtete D. Stur ⁴⁾ über die Wiederauffindung des Petter'schen *Inoceramus* vom Kahlenberge (der durch einige Zeit verlegt gewesen war) in unserem Museum. „Das betreffende Stück umfasst circa zwei Quadratzoll Fläche und enthält einen nam-

¹⁾ Geologie der Wiener Hochquellenwasserleitung, Wien 1877. — Geologische Skizze des Wienerwaldes in „der Wienerwald“, herausgegeben vom Oest. Touristenclub, Wien 1887.

²⁾ Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1890, Jahresbericht.

³⁾ Den genannten Autoren, die sich bereits durch längere Zeit mit dem Gegenstande zu beschäftigen Gelegenheit hatten, glaube ich, auch die Stellungnahme zu den seinerzeit von G ü m b e l, B ö h m, F r a u s c h e r u. A. über den bayrischen und Salzburger Flysch verlaublichen Ansichten überlassen zu sollen.

⁴⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1872, Nr. 4.

haften Theil einer *Inoceramus*-Schale im Abdruck. Die Schale ist concentrisch gestreift und die Streifen selbst sind schwach wellig — wonach das betreffende Schalenstück wohl dem *Inoceramus Cuvieri* Sow. angehören dürfte“. Gleichzeitig theilte hier Stur den Fund eines Cephalopoden in der Gegend von Weidlingau (?) durch Herrn Redtenbacher mit, „dessen Erhaltung es im Zweifel lässt, ob er zu *Crioceras* oder zu einem anderen Geschlechte der Amoneen gehöre“.

Das Jahr 1875 brachte uns eine wichtige Mittheilung von Heinrich Zugmayer: „Ueber Petrefactenfunde aus dem Wienersandstein des Leopoldsberges bei Wien“¹⁾. Zunächst berichtete Zugmayer über einen Ammonitenfund. „Derselbe betrifft einen kleinen, schlecht erhaltenen, gerippten, flachen, ziemlich involuten, nicht näher bestimmbar Ammoniten, der aber durch Lobenspuren hinreichend als solcher erkennbar ist. Das denselben umgebende Gestein ist bräunlichgrauer, ziemlich dichter, dickschieferiger Wienersandstein, mit kleinen, schwarzen, von Pflanzenresten herrührenden Flecken; sein Fundort, das Ende des kleinen Thaleinschnittes, welcher von der Mitte des Ortes Weidling sich gegen den Leopolds- und Kahlenberg hinzieht und nach einigen hundert Schritten zwischen Wald- und Weinbergen ausläuft.“

Ein weiterer Fund, der sich durch Grösse und theilweise vortreffliche Erhaltung des Objectes auszeichnet, glückte Zugmayer auf einem Bauplatze in der Nähe des Wiener Nordwestbahnhofes. Hier fand sich auf einem Wienersandstein-Bruchsteine ein *Inoceramus* „von nicht gewöhnlicher Grösse, fast kreisrundem Umriss und beinahe vollständig erhaltener Schalensubstanz. Die Schale ist sehr flach, nur in der Wirbelgegend schwach concentrisch gerippt, ungefähr 24 cm hoch und 26 cm breit, mit ziemlich entgegenstehenden, sehr regelmässig concentrisch verlaufenden Streifen bedeckt und von sehr geringer, übrigen nicht ganz gleichmässiger Dicke; die senkrecht-faserige Structur derselben aufs Beste ersichtlich“ Zugmayer benannte denselben *Inoc. Haueri*. Als Fundort desselben wurde mit Sicherheit der Steinbruch des Herrn Wenisch zwischen Kahlenbergerdorf und Klosterneuburg-Weidling (der zweite vom ehemaligen Bahnhof der Drahtseilbahn stromaufwärts nächst der Cementfabrik gelegene Steinbruch) eruirt. In den folgenden Jahren gelangten von diesem Fundorte noch zahlreiche weitere Exemplare dieser selben *Inoceramus*-Art in die Wiener Sammlungen²⁾. In der nächsten Nähe dieses Steinbruches wurde auch ein Fragment einer „austerartigen Muschel“ (durch R. Hoernes) gefunden.

Ein kleines Stück der Flyschgebilde des Wienerwaldes (die Gegend zwischen Alland und Hainfeld) fiel auch auf das Gebiet, welches Dr. A. Bittner³⁾ im Jahre 1882 beschrieb. Bittner widmet dem Wienersandstein nur einen kurzen Abschnitt seines

¹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1875, Nr. 15.

²⁾ Stur. Eine flüchtige, die *Inoceramenschichten* des Wienersandsteines betreffende Studienreise nach Italien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1889, 3. u. 4. Heft.

³⁾ Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich. Wien 1882, Holzhausen.

grossen und inhaltsreichen Werkes. „Die Hauptmasse (des Wiener-sandsteines) in den Nordostalpen muss wohl gegenwärtig nach den spärlichen Petrefactenfunden, die in neuerer Zeit wieder durch einige vermehrt wurden, der Kreideformation zugezählt werden.“ Das vorwiegend südlich (gegen die Kalkzone) gerichtete Einfallen der Wienersandsteinschichten dieser Gegend wird betont, die Grenze zwischen Kalk- und Flyschzone bei Hainfeld auf der Profilkarte als scharfe, senkrechte Bruchlinien eingezeichnet. Weiter erwähnt der Verfasser „die thatsächlich vorhandene Schwierigkeit, die im Vor-gebirge entwickelten Gosauablagerungen mit Schärfe von den Flysch-gesteinen zu scheiden“. Eine engere Gliederung der Wienersandsteine wird nicht versucht.

Im Jahre 1883 theilte G. Starkl den Fund eines fossilen Harzes (Copalit) im Wienersandsteine des Rosenthals bei Hütteldorf mit und beschrieb die petrographischen und Lagerungsverhältnisse der betreffenden Localität¹⁾.

Es folgten nun einige werthvolle Mittheilungen über Fossilfunde im Flysch des Wienerwaldes von H. Keller. Zuerst theilte der Genannte²⁾ den Fund zahlreicher Inoceramen bei Pressbaum (in dem Steinbruche rechts von der Elisabethbahn, kurz ehe man, von Wien kommend, die Station Pressbaum erreicht) mit; dieselben liegen zusammen mit vielen *Nemertilites maecandrinus* Sav. und *Men.* und erinnerten Keller an *Inoc. Cripsi*, daher er die bezüglichen Schichten für obercretacisch hielt. Ueber einen weiteren Inoceramenfund bei Kilometer 4·7 der Kahlenberger Zahnradbahn berichtete Keller im nächsten Jahre³⁾; zugleich werden hier die zahlreichen Nemertiliten- und Helminthoidenvorkommnisse aus dem Sieveringer Steinbruche und vom Mühlberge bei Weidlingau beschrieben.

Im Jahre 1886 berichtete F. Toula über einen neuen Inoceramenfund im Wienersandstein des Leopoldsberges⁴⁾. Die Fundstelle (nunmehr bereits der fünfte Inoceramenfundort im Wienerwalde) befindet sich an der ehemaligen (jetzt aufgelassenen) Drahtseilbahn auf den Kahlenberg, und zwar „an der nordwestlichen, zur Donau niederblickenden linken Seite des Einschnittes, etwas oberhalb der Holzbrücke des Klosterneuburger Waldweges, welche darüber hinführt“. Das Gestein ist Sandstein mit Fucoidenkalkmergeln wechselnd; der Inoceramenfund stammt aus einer anstehenden Sandsteinschichte. Die Schichten sind steil, beinahe vertical aufgerichtet, „in eigenthümlicher Weise gedreht“ und gestört. Auf den Schichtflächen fand sich neben einigen zerbrochenen Inoceramenschalen und Ostreen (*Ostr. semiplana* Sow.?) „ein zum grossen Theile mit der Schale erhaltener *Inoceramus*, mit ziemlich derben concentrischen Runzeln und feiner Zwischenstreifung. Der gerade Schlussrand ist zum Theile ganz wohl erhalten und lässt die seichten Baudgrübchen deutlich erkennen. Dieselben erscheinen etwas weiter und

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883.

²⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883, Nr. 12.

³⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1884, Nr. 12.

⁴⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, Nr. 6.

flacher, als Zittel (Biv. d. Gosaugeb., Taf. XIV, Fig. 14) bei *Inoc. Cripsi Mant.* angibt. In den übrigen Eigenschaften, in Grösse, Form und Wölbung und auch in der Runzelung der Schale würde unser Exemplar mit der citirten obercretacischen Form, und zwar mit der von Zittel als *var. typica* bezeichneten Form recht wohl übereinstimmen, wengleich die Runzelung gegen den Hinterrand zu bei unserem Exemplare noch weniger scharf erscheint.“ Am selben Tage fand Toulà auch oberhalb des „grünen Kreuzes“ am Fahrwege auf den Kahlenberg eine ähnliche *Ostraea*.

Eine noch wichtigere Mittheilung machte Prof. Toulà über einen „Ammonitenfund (*Acanthoceras Mantelli* Sow.) im Wiener-sandstein des Kahlengebirges bei Wien“¹⁾. Der Fundort ist „etwas unterhalb des Einschnittes der ehemaligen Drahtseilbahn“, oberhalb des Gasthauses Mondl's, also unweit der vorerwähnten Fundstelle, ohne mit derselben identisch zu sein. Die Lagerung wird als eine stark verbögene, mit mehrfachem Wechsel des Streichens angegeben. „Die Schichten sind hier ziemlich dünnplattige, gelblich-braun gefärbte Sandsteine mit Hieroglyphen auf der oberen Seite.“ Etwas tiefer als die Schichte mit den Ammoniten wurde ein Inoceramenbruchstück gefunden. Der Ammonit konnte „mit ziemlicher Sicherheit“ als *Ac. Mantelli* Sow. bestimmt werden (am nächsten übereinstimmend mit einem Exemplare des naturhistorischen Hofmuseums aus dem „Lower Chalk“ von Dower) und spricht mit Wahrscheinlichkeit für Obercenoman. Diese Ammonitenfunde Toulà's und Zugmayer's (der Redtenbacher'sche muss wegen Unsicherheit des Fundortes ausser Betracht bleiben) haben eine besondere Bedeutung, da nach denselben wohl niemand mehr an dem cretacischen Alter der so zahlreichen, in denselben Schichten liegenden Flysch-Inoceramen wird zweifeln können. In derselben Notiz theilte Toulà auch den Fund einer *Alveolina oblonga* Desh. im nummuliten-führenden Greifensteiner Sandstein bei Höflein mit, und erwähnte, dass M. v. Hantken von dieser Localität *Num. striata* d'Orb. und *Num. contorta* d'Arch. bestimmt habe.

Während durch die erwähnten Mittheilungen (bei denen es sich nicht mehr um undeutliche oder unsichere, sondern um wohl-erhaltene, von zahlreichen Fundorten, und aus echten, typischen, anstehenden und weitverbreiteten Flyschgesteinen stammende cretacische Funde handelte) der wirklich als alttertiär zu deutende Theil unserer Wienersandsteine für jeden unbefangenen Beurtheiler sehr bedeutend eingeengt und dadurch unser Verständniss der Stratigraphie der Wienersandsteine wesentlich gefördert wurde, waren indessen von anderer Seite auch die genetischen und tektonischen Verhältnisse unserer in Rede stehenden Gebilde, sowie die in denselben auftretenden Einschlüsse altkrystallinischer Gesteine in Erörterung gezogen worden.

Unter dem Titel „Ueber die Natur des Flysches“ hatte Th. Fuchs²⁾ eine Abhandlung veröffentlicht, welche in dem Satze

¹⁾ Neues Jahrb. für Mineralogie etc. 1893, Bd. II.

²⁾ Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Bd. LXXV, I. Abth., Märzheft 1877.

gipfelt, „dass der ganze Complex von charakteristischen Eigenthümlichkeiten, welche die Flyschbildungen aufweisen, sich nur unter dem Gesichtspunkte vereinigen lassen, dass man den gesammten Flysch nicht für eine Detritusbildung, sondern für das Product eruptiver Vorgänge erklärt, deren beiläufiges Analogon in der Jetztzeit die sogenannten Schlammvulkane darstellen“. In einer zweiten Mittheilung: „Ueber den Flysch und die *Argille scagliose*“¹⁾ modificirte er diese Ansicht etwas. „Die *Argille scagliose*“, heisst es hier, „verhalten sich zum Flysch genau so, wie nach v. Richthofen die *Rhyolite* zum eigentlichen Trachyt.“ Der Flysch sei „ähnlich wie der Trachyt mit seinen Tuffen aus Masseneruptionen hervorgegangen und setzt selbstständig ausgedehnte Gebirgssysteme zusammen“, während die *Argille scagliose*, die mehr local auftreten, den Eindruck machen, „als ob sie durch Zertrümmerung, Auflösung und Umformung des Flysches hervorgegangen wären“ und „die grösste Aehnlichkeit mit den noch jetzt thätigen Schlammvulkanen“ zeigen.

Ich habe mich bemüht, die Gründe, die Fuchs für diese eigenthümlichen Ansichten beibringt, in einer speciellen Arbeit²⁾ möglichst eingehend und objectiv zu beleuchten, daher ich hier auf den Gegenstand nicht weiter einzugehen brauche. Ich will nur kurz erwähnen, dass ich mich genöthigt sah, diese Ansichten vollständig abzulehnen, wobei ich mich auch der Zustimmung der gewiegtesten Fachgenossen zu erfreuen hatte³⁾.

Die Tektonik der Wienersandsteinzone bespricht F. v. Hauer kurz in seiner „Geologie“⁴⁾ und gibt hier von derselben auch eine schematische Skizze. Wir haben es „in der ganzen Zone der Wienersandsteine wohl vielfach mit sich wiederholenden, völlig zusammengebogenen und überkippten Falten zu thun“. Die Falten erscheinen bei vorwiegend südlichem Fallen der Schichten meist gegen Norden übergeneigt; die Wienersandsteinschichten fallen oft an der Südgrenze der Zone scheinbar unter die älteren Alpenkalke ein, sowie sie häufig im Norden — ebenso scheinbar — von nummulitenführendem Eocän unterteuft werden. Für die wirkliche Existenz des Faltenbaues, bei dem dieselben Schichtglieder wiederholt in Parallelzügen an der Oberfläche erscheinen, führt v. Hauer unter Anderm die Breite der Zone an. Man würde, „wollte man die in irgend einem Querschnitt entlang der ganzen Breite der Sandsteinzone über einander folgenden Schichten in der That als stets jüngere und jüngere Gesteine betrachten, eine Gesammtmächtigkeit der Ablagerung erhalten, die allen sonstigen Erfahrungen über die Mächtigkeit gleichartiger Schichtencomplexe widerspricht“. Die Art, wie die Grenze zwischen Wienersandstein und Nummuliteuschichten im Norden der Sandsteinzone auf der schematischen Skizze gezeichnet ist, scheint mir das thatsächliche Verhältniss dieser beiden Glieder,

¹⁾ Ebenda, Octoberheft 1877.

²⁾ Ueber die Natur des karpathischen Flysches. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, 4. Hft.

³⁾ Vergl. F. v. Hauer, Die Geologie etc. II. Auflage, Wien 1878, pag. 514.

⁴⁾ Ebenda, pag. 568.

sowie die bezügliche Ansicht des Autors selbst, nicht gut zum Ausdrucke zu bringen. Wir sehen auf dieser Zeichnung den Wiener-sandstein mit einer Synklinale auf den Nummulitenschichten aufliegen; die Fortsetzung dieser letzteren könnte nach dieser Darstellungsweise nur unter allen Flyschsynklinalen, also im wirklichen, nicht im scheinbaren Liegenden der Wienersandsteine gedacht werden; diese müssten sonach durchaus jünger sein, als die Nummulitenschichten. Dies entspricht aber durchaus nicht der wirklichen Ansicht v. Hauer's, der im Texte (l. c. pag. 510) einen Theil des Wienersandsteines ausdrücklich als cretacisch erklärt und denselben auch unter dem Capitel „Kreideformation“ abhandelt. Wir haben es also bei dieser graphischen Skizze wohl mit einem übersehenen Missverständnisse des Zeichners zu thun.

Ueber „altkrystallinische Gesteine im Wienersandsteine“ berichtete F. Berwerth¹⁾. Diese Vorkommnisse (die sogenannten „exotischen Blöcke“), die vorwiegend in der Gegend des Troppberges bei Gablitz auftreten und schon früher von Morlot, Čížek und v. Hauer erwähnt worden waren, werden als Quarzdiorit, Biotit-Amphibolgneiss und Biotitgneiss bestimmt und mit Sicherheit als in den Sandstein eingeschwemmte Blöcke bezeichnet. Sie sind von den sogenannten „blauen Hartkugeln“, welche nur concretionäre Sandsteinbildungen sind, zu unterscheiden. Die Frage nach der Heimat der exotischen Blöcke wird offen gelassen, da erst der Nachweis des Vorkommens gleichartigen Gesteinsmaterials im böhmischen Massiv (an welches man bezüglich der Provenienz dieser Vorkommnisse zunächst zu denken geneigt wäre) erbracht werden müsste. In derselben Arbeit theilt Berwerth auch einen neuen Nummulitenfund am Steinhartberge zwischen Rekawinkel und Eichgraben mit.

Sehr überraschend musste nach allen vorliegenden Fossilfunden, tektonischen Daten und Analogien mit anderen Flyschgebieten die stratigraphisch-tektonische Grundanschauung erscheinen, die D. Stur in seiner „geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien“²⁾ zum Ausdrucke brachte. Nach dieser Karte wäre unser Wienersandsteingebiet überhaupt gar kein Faltengebirge. Von einem wiederholten Wiederauftauchen derselben Bildungen in parallelen Faltenaufbrüchen, wie es von allen anderen Autoren und in allen anderen Flyschgebieten als der herrschende tektonische Charakter der ganzen alpin-karpathischen Sandsteinzone constatirt wurde, ist hier nichts zu sehen. Die gesammte Breite der Zone (hier circa 7—18 Kilometer) ist vielmehr als eine regelmässig übereinander liegende Lagerfolge von drei Alttertiärgliedern aufgefasst, von denen das älteste (Stur's Wolfpassinger Schichten) im Norden, das mittlere (der Greifensteiner Sandstein) in der Mitte, das jüngste (Stur's Bunte Schiefer und Sandsteinschichten) im Süden der Zone entwickelt ist. Die „Inoceramenmergel und Sandsteine“ (die im Ver-

¹⁾ Annal. d. Naturhist. Hofmuseums, Bd. V, Hft. 3, 1890.

²⁾ Aufgenommen 1889/90, herausgegeben nach dem Tode des Autors von der k. k. geol. R.-A., Wien 1894.

hältnisse zum Alttertiär in verschwindend geringer Ausdehnung, und beinahe nur dort, von wo Kreidefossilien vorliegen, (ausgeschieden sind) erscheinen aus dem erwähnten jüngsten Alttertiärgliede ganz unregelmässig, klippenförmig auftauchend.

Es war mir die Aufgabe zugefallen, mit Benützung eines von Stur zurückgelassenen fragmentarischen Manuscriptes, die Erläuterungen zu dieser Karte (insoweit sich dieselbe auf das Wienersandsteingebiet bezieht) zusammenzustellen, und ich habe schon bei dieser Gelegenheit einigen Bedenken gegen diese Auffassungsweise Ausdruck gegeben. In der That würde unser Wienerwald nach derselben im Vergleiche mit allen anderen Theilen der alpin-karpathischen Flyschzone eine sehr merkwürdige Anomalie darstellen. Der oberösterreichische und Salzburger Flysch kann nach den vorliegenden zahlreichen Inoceramenfunden, nach seinem Verhältnisse zu den Nierenthaler Schichten etc. seiner Hauptmasse nach nur als cretacisch aufgefasst werden, und wird auch thatsächlich von allen Forschern, die sich neuerer Zeit mit demselben beschäftigten, so gedeutet. Der Karpathensandstein enthält zwar wirklich viel Alttertiär, dagegen ist ein klippenförmiges Auftreten der Oberkreide hier nirgends nachgewiesen worden. Es hatte sich zwar, wie bekannt, zwischen Prof. Uhlig und mir eine Controverse darüber entsponnen, ob der cretacische Theil des Karpathensandsteines zum Theile auch der Unterkreide oder ganz der Oberkreide zuzuweisen sei; dass aber mindestens die Oberkreide ein integrierender Bestandtheil der Karpathensandsteinreihe sei, darüber besteht auch zwischen Uhlig und mir keine Meinungsverschiedenheit, und eben dasselbe geht auch aus den bezüglichen Arbeiten von Tietze, Vacek etc. hervor. Nachdem nun die Stur'sche Auffassung und kartographische Einzeichnung weder nach Westen noch nach Osten hin mit den aus den übrigen Flyschgebieten vorliegenden Resultaten auch nur annäherungsweise in Uebereinstimmung zu bringen war, so lag wohl das Bedürfniss nahe, diese Frage durch eine Neuaufnahme des Gebietes der Klärung näher zu bringen. Mit dieser Aufgabe wurde ich von der Direction der k. k. geol. Reichsanstalt betraut, und die Hauptresultate der bezüglichen Neuaufnahmen sind es, welche in der vorliegenden Arbeit kurz mitgetheilt werden sollen. Bevor ich jedoch zur Mittheilung dieser von den Stur'schen Anschauungen sehr wesentlich abweichenden Resultate übergehe, sind noch einige neuere, nach der Stur'schen Karte veröffentlichte Mittheilungen, die auf unser Gebiet Bezug nehmen, hier zu erwähnen.

Zunächst muss hier der geistvollen und interessanten Studien gedacht werden, die Th. Fuchs bezüglich der Entstehungsart der Fucoiden und Hieroglyphen veröffentlichte¹⁾. Der bis nun allgemein angenommene pflanzliche Ursprung der Fucoiden wird von dem genannten Autor gänzlich geleugnet; die häufigsten derselben, die Chondriten, werden als ein System verzweigter, hohler

¹⁾ Sitzungsber. d. k. Akademie. Bd. CII, Abth. I, 1893; Bd. CIII, Abth. I, 1844; Bd. CIV, Abth. I, 1895. Denkschr. d. k. Akademie. Bd. LXII, 1895. Vgl. auch Zimmermann, Naturw. Wochenschr., Dümmler's Verlag, Berlin, Bd. VIII., Nr. 16 und Bd. IX., Nr. 30.

Gänge aufgefasst, welche sich nach oben öffneten und von oben mit dem Materiale der darüber liegenden Schichte ausgefüllt wurden; die sogenannten „Hieroglyphen“ werden vorwiegend als Flusswülste, als Abgüsse vertiefter „Kriechspuren“, zum Theile auch als Schneckenlaich gedeutet. Als Hauptargument wird bezüglich der Fucoiden namentlich wiederholt auf den Umstand hingewiesen, dass dieselben nicht, wie es bei Algen sein müsste, mit ihren Verästelungen nach aufwärts, sondern nach abwärts im Gestein stecken, und zum Beweise, dass man diesbezüglich nicht durch überkippte Lagerung getäuscht sein könne, wird dann wieder das Vorkommen der Hieroglyphen auf der Unterseite der Schichten, wo sie als Abgüsse von Kriechspuren bei normaler Lagerung erscheinen müssen, herangezogen. Mit diesem letzteren Beweismittel scheint man nun aber wohl etwas zu weit zu gehen. Sind auch viele Hieroglyphen, wie nicht geleugnet werden soll, solche Kriechspuren, so sind es doch nicht alle; und solche, die anderen, meistens noch ganz dunklen Ursprunges sind, können ebensowohl auch auf der Oberseite der Schichten vorkommen.

Auf die diesbezüglichen Angaben Fuchs' kann schon deshalb kein besonderes Gewicht gelegt werden, weil sich dieselben zum Theile direct widersprechen. So sagt Fuchs z. B. an einer Stelle¹⁾: „Die Zopfplatten des Lias und Dogger, sowie alle ähnlichen Bildungen treten immer auf der Unterseite der Bänke auf.“ An einer anderen Stelle²⁾ heisst es aber: „Die im braunen Jura so häufigen, unter dem Namen *Gyrochorda* bekannten gegliederten Wülste (Zopfplatten) treten in der Regel nicht auf der unteren, sondern auf der oberen Seite der Schichten auf.“ Es wird also hier, wie es scheint, mit der Kritik und Sichtung der zur Stütze der verschiedenen neuen Theorien herangezogenen sogenannten Beobachtungsdaten nicht allzu genau genommen, und es ist daher wohl auch einige Reserve bezüglich anderer derartiger Angaben nicht ganz unberechtigt. Ich selbst habe in einem Steinbruche bei Pressbaum (s. spec. Th. vorl. Mitth.) Hieroglyphen — wenn auch von verschiedener Schärfe der Ausprägung — auf beiden Seiten der Schichten beobachtet und daselbe beobachtete v. Hauer bei Kierling (Eocängebiet, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1858). Man kann daher keinesfalls ein ausschliessliches Vorkommen hieroglyphenartiger Reliefs an der Unterseite der Schichten als Axiom annehmen und aus demselben sichere Schlüsse auf normale oder überkippte Lagerung ziehen. Damit fällt — namentlich bei der grossen Häufigkeit überkippter Lagerung im Flyschgebiete — wohl ein grosser Theil der aus der Stellung der Fucoiden im Gestein geschöpften Argumente. Uebrigens werden auch die Fuchs'schen Ansichten über die Flyschfucoiden dermalen noch nicht von allen Fachgenossen vollinhaltlich getheilt³⁾, und ich glaube daher, ohne der bezüglichen genetischen Frage präjudiciren

¹⁾ Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Nov. 1893, pag. 557.

²⁾ Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Jänner 1895, pag. 7.

³⁾ So wird z. B. von E. Suess in seiner neuesten Arbeit („Der Boden der Stadt Wien und sein Relief“, Sep.-Abdr. aus „Geschichte der Stadt Wien“, hrsg. v. Alterthumsvereine zu Wien 1897) eine Abbildung von Flyschfucoiden von Kahlenbergerdorf mit der Unterschrift „Meerespflanzen“ gegeben.

zu wollen, die althergebrachten Bezeichnungen derselben als Chondriten etc., die bei Acceptation des Fuchs'schen Standpunktes consequenter Weise ganz in Wegfall kommen müssten, vorläufig als kurzes Verständigungsmittel beibehalten zu sollen.

Eine interessante Arbeit veröffentlichte 1895 Dr. K. A. Redlich über einen *Ptychodus*-Zahn im Wiener Sandstein von Hütteldorf¹⁾. Der Zahn wird als *Ptych. granulatus n. sp.* bezeichnet und da alle bis jetzt gemachten *Ptychodus*-Funde der oberen Kreide angehören und speciell *Ptych. polygyrus Ag.*, dem die Hütteldorfer Art am nächsten steht, allenthalben im Turon und Senon vorkommt, so wird dieser Theil des Wiener Sandsteins ebenfalls der Oberkreide zugezählt. Wir werden auf diese Arbeit bei Besprechung der bezüglichen Localität zurückkommen.

Ueber die Klippe von St. Veit bei Wien veröffentlichte neuestens Dr. Egbert von Hochstetter²⁾ eine eingehende Monographie, die hier erwähnt werden muss, da die besprochene Localität mindestens räumlich in das Gebiet des Wienerwaldes fällt, wenn auch die diese ältere Gesteinsinsel zusammensetzenden triadischen und jurassischen Bildungen dem Complexe des Wiener Sandsteins (nach der gegenwärtig üblichen Fassung dieses Begriffes) nicht zugehören. Auf den inneren Bau, die Fossilführung etc. der in Rede stehenden Klippeninsel brauche ich, unter Hinweis auf diese Publication, in vorliegender Mittheilung nicht weiter einzugehen; über die Lagerung des die Juraklippe randlich begleitenden Neocomiens, das uns hier näher interessirt, werden bei Besprechung der Gegend von St. Veit noch einige Bemerkungen Platz finden.

Wenn ich nun noch die vorläufigen Reiseberichte erwähne, die ich selbst in unseren „Verhandlungen“ über die Hauptresultate meiner bezüglichen Studien gab³⁾, so dürfte damit die Reihe der Original-Mittheilungen, die bis heute (1897) über die Sandsteinzone des Wienerwaldes vorliegt, so ziemlich erschöpft sein.

Specieller Theil.

1. Der Donaudurchbruch zwischen Greifenstein und Nussdorf.

Wie allgemein bekannt, durchfließt die Donau mit ungefähr westöstlichem Laufe das Tullnerfeld, ändert bei Greifenstein und Höflein diese Richtung in eine südöstliche, durchbricht von hier in einem Querthale die nordöstlichen Ausläufer der alpinen Sandsteinzone und tritt bei Nussdorf in das inneralpine Wienerbecken ein.

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, Heft 2.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Heft 1.

³⁾ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1895, Nr. 6; 1895, Nr. 10; 1896, Nr. 3; 1896, Nr. 11; 1897, Nr. 2 u. 3; ausserdem in den Jahresber. d. Direction d. k. k. geol. R.-A. 1895, 1896 u. 1897.

Die zahlreichen, leicht zugänglichen Aufschlüsse dieses Donau-durchbruches zogen begreiflicherweise stets die Aufmerksamkeit der Wiener Geologen auf sich, und die (in der voranstehenden Einleitung citirten) Mittheilungen von v. Hauer, Keller, Toula, Woldfich, Zugmayer etc. bezogen sich zum grossen Theile auf dieselben.

Wir wissen aus den erwähnten Mittheilungen schon seit längerer Zeit, dass die Flyschgesteine des Höhenzuges Leopoldsberg-Kahlenberg durch die Funde von *Acanth. Mantelli* und zahlreichen Inoceramen als Oberkreide charakterisirt sind, dass dagegen die im nördlichen Theile des Durchschnittes bei Höflein und Greifenstein entwickelten Sandsteine nummulitenführend, somit dem Alttertiär zuzuweisen sind, und dass die letzteren mit südöstlicher Fallrichtung widersinnig gegen die Kreidegesteine einfallen.

Der Durchschnitt lehrt aber, namentlich bei Combination der Aufschlüsse beider Thalseiten, noch mehr; er lehrt uns das relative Niveau einzelner Wienersandstein-Glieder kennen, bildet dadurch in mancher Beziehung geradezu ein Normalprofil für den Wienerwald, und muss daher hier wohl noch einmal kurz besprochen werden, weniger um zahlreichere neue Details hinzubringen, als vielmehr der Ergebnisse wegen, die sich aus den sich hier darbietenden Einzelbeobachtungen ziehen lassen.

Von Süden ausgehend, erreicht man die Grenze des Wiener Neogenbeckens gegen das Wienersandsteingebirge an der längs der Franz Josefsbahn führenden Hauptstrasse, unmittelbar nach den nördlichsten Häusern von Nussdorf¹⁾.

Was wir von hier bis Kahlenbergerdorf am Ostgehänge des Nussberges und Burgstallberges, westlich von der Strasse, sehen, sind durchgehends Gesteine, die mit den Inoceramen und Ammoniten führenden Gesteinen des Leopoldsberges petrographisch vollkommen übereinstimmen, und daher jedenfalls mit diesen identisch sind. Auch Stur giebt dieselben auf seiner Karte (wenn auch mit anderer Begrenzung gegen Westen) als „Inoceramenschichten“ an. Die Gesteine sind Sandsteine und Mergel. Die ersteren sind entweder plattig und dann auf den Schichtflächen mit zahlreichen Glimmerblättchen bedeckt, oder mehr compact, mit Kalkspathadern durchzogen. Häufig erscheinen auch ganz dünnblättrige, harte Sandsteinschiefer. Einige Lagen sind grobkörnig. Hieroglyphen sind ziemlich häufig; ich fand darunter Formen, die nicht nur Reliefs auf den Schichtflächen, sondern stengelförmige Gebilde mit kreisförmigem Querschnitt darstellen, die aus einem etwas abweichenden, weicherem Sandsteinmateriale bestehen, beim Schlagen leicht ganz von der

¹⁾ Das ehemalige Dorf Nussdorf ist gegenwärtig der Wiener Stadtgemeinde zugezogen und mit den Ortschaften Heiligenstadt, Döbling, Sievering, Grinzing, Kahlenbergerdorf und Josefsdorf zum XIX. Wiener Gemeindebezirke „Döbling“ vereinigt. Da jedoch die alten Ortsnamen noch allgemein sprachgebräuchlich sind, auf den bei meinen Aufnahmen benützten Specialkarten des k. u. k. militärgeographischen Institutes eingetragen sind, und eine raschere Auffindbarkeit der berührten Localitäten ermöglichen als die Ziffern der umfangreichen Wiener Gemeindebezirke, so glaubte ich die ersteren, wenn sie auch bereits eingermassen veraltet sind, hier in Anwendung bringen zu sollen.

Gesteinsfläche abfallen und sicher keine Fährten sein können. Sie finden sich mit den gewöhnlichen Reliefhieroglyphen vergesellschaftet vor. Ebenso finden sich hier ziemlich häufig die vielfach verschlungenen, dormalen als Frassspuren von Gastropoden gedeuteten Zeichnungen, die man sonst als *Helminthoidea*, *Nemertilites* etc. zu bezeichnen pflegte. Mit den Sandsteinen stehen vielfach Mergelbänke in Wechselagerung, und zwar scheinen diese gegen unten, die Sandsteine gegen oben vorzuherrschen. Die Mergel sind meistens grau oder bläulichgrau und schieferig oder splitterig; der Uebergang derselben durch Zunehmen des Kalkgehaltes in muschelartig brechende Kalkmergel (hydraulische Mergel, Ruinenmarmore), wie sie sonst an anderen Localitäten der obercretacischen Wienersandsteine allorts auftreten und geradezu als charakteristisch für dieses Niveau bezeichnet werden können, ist hier nur selten und in geringerem Masse, aber doch stellenweise deutlich genug zu beobachten.

In den Mergeln, sowie auf den Sandsteinschiefern sind *Flysch-fucoiden* häufig; ich fand hier: *Chondrites Vindobonensis* var. *cupressiformis* Ett., *Ch. Vindobonensis* var. *intricatus* Ett. und *Ch. Vindobonensis* var. *Targionii* Ett. Woldřich¹⁾ erwähnt auch von hier das Vorkommen von Sphärosideritconcretionen in den Schiefern.

Die Schichtenlagerung ist auf der Strecke von Nussdorf bis Kahlenbergerdorf ziemlich undeutlich; zuerst, an der Grenze des Neogen, scheinen die Schichten (wie auch Woldřich einzeichnet) ziemlich horizontal zu liegen, bald aber zeigen sich bis Kahlenbergerdorf mehrfache wellenförmige Biegungen. An der grossen Entblössung (ungefähr in der Mitte zwischen Nussdorf und Kahlenbergerdorf) zeigen die Schichten im Allgemeinen eine Tendenz zu süd-südöstlicher Neigung, sie sind hier in den höheren, mehr sandigen Partien flach wellig gebogen, weiter unten in dünner geschichteten, schieferigen Gesteinen zuweilen zu ziemlich scharfen Falten zusammengeschoben. Der Uebergang zwischen den beiden Faltungsformen ist jedoch ein allmähiger, so dass zwischen den oberen und den unteren Lagen keine wirkliche Discordanz besteht.

An der Strasse selbst nicht aufgeschlossen, aber doch in ziemlicher Nähe des Donaudurchbruches, nämlich östlich neben dem Meierhofs „Eichelhof“, unmittelbar an der Grenze zwischen Neogen und Wienersandstein, treten rothgefärbte Schiefer auf, von denen man zwar hier an der Oberfläche nicht viel anstehen sieht, die aber bei einigen Brunnengrabungen aus der Tiefe heraufgebracht wurden. Sie bilden hier jedenfalls das erste Wienersandstein-Glied an der Grenze des Neogenbeckens. Von ihrer Lagerung und ihrem Verhältnisse zu dem Schichtencomplexe, den wir soeben beschrieben und den Inoceramschichten des Leopoldsberges parallelisirt haben, ist hier nichts zu sehen. Woldřich zeichnet auf seinem Durchschnitte diese rothen Schiefer am Nussberge als eine flache Lage ungefähr in der Mitte unserer Inoceramschichten ein, ein Verhältniss, was ich allerdings weder hier, noch sonst irgendwo im Wienersandstein-

¹⁾ Die näheren Citate der hier im spec. Theil erwähnten älteren Publicationen siehe Einleitung.

gebiete bestätigt fand. Sollte diese Einzeichnung wirklich auf einer sicheren Beobachtung beruhen, dann müsste wohl entweder der darüber oder der darunter liegende Theil von den Inoceramenschichten getrennt werden. Es ist übrigens zu bemerken, dass Woldřich weiter sagt: „Am nördlichen Abhange des Nussberges erscheinen die Schichten gehoben und von denen des anstossenden Hügels abgebrochen. Man kann fast Schicht für Schicht in derselben Höhe auf beiden Seiten verfolgen, und als einst zusammenhängend erkennen.“ Es ist nun sehr auffallend, dass an der dem Nussberge zugekehrten Seite dieses anstossenden Hügels, wo eben die Schichten des Nussberges, wie Woldřich ganz richtig bemerkt, sich vollständig wiederfinden und sogar wiederfinden müssen, gerade die auffallendste dieser Schichten, die rothen Schiefer, die man selbst bei mangelhaftestem Aufschlusse an der Farbe des Humus erkennt und gar nicht übersehen kann, vollständig fehlt, und auch von Woldřich hier nicht angegeben wird. Die Einzeichnung der rothen Schiefer als eine etwa die Mitte des Nussberges durchsetzende Schicht beruht hiernach wohl jedenfalls auf einem Irrthume. Ebenso ist die Woldřich'sche Angabe von Leithakalk an der Spitze des Nussberges nicht richtig. Woldřich meint mit diesem Leithakalkvorkommen zweifellos dasjenige, auf dem der Eichelhof liegt; dies ist aber nicht die Spitze des Nussberges, sondern nur eine kleine Vorstufe am Südgehänge dieses Berges. Die Höhe des Nussberges selbst fällt bereits ganz in das Wienersandsteingebiet.

Ebensowenig als mit dem Woldřich'schen Profile konnte ich mich mit den kartographischen Darstellungen der hier in Rede stehenden Gegend auf den geologischen Karten der Umgebung Wiens von Fuchs (1873) und Stur (1894) vollkommen befreunden.

Fuchs unterscheidet in dem auf seine Karte fallenden Flyschgebiete „Wienersandstein“ und „hydraulische Mergel“, begreift aber unter letzterer Bezeichnung nicht nur die echten hydraulischen Kalkmergel, sondern so ziemlich alle mergelig-schieferigen Gebilde des Wienersandstein-Complexes. Nun ist aber ein Wechsel von Sandstein- und Mergelschichten ein allgemeiner Charakter der ganzen Flyschgruppe, jedes Niveau hat seine Sandstein- und seine Mergelfacies. Wenn man nun einerseits Sandsteine, andererseits Mergel ganz verschiedener Niveaus zu zusammenhängenden Zügen verbindet, so kann eine derartige kartographische Ausscheidung (wie jede rein petrographische) den stratigraphisch-tektonischen Bau eines Gebietes unmöglich richtig zum Ausdrucke bringen.

Mit Stur's Darstellung des in Rede stehenden Gebietes auf seiner geologischen Spezialkarte (Blatt II) stimme ich nur insoferne überein, als wir Beide die am Ostgehänge des Nussberges und Burgstallberges zwischen Nussdorf und Kahlenbergerdorf an der Strasse anstehenden Gesteine dem obercretacischen Theile des Wienersandstein-Complexes zurechnen. Stur zeichnet jedoch diese Partie als eine von NNW nach SSO (also geradezu senkrecht auf das allgemeine Gebirgsstreichen) gestreckte Klippe ein, während ich in derselben nichts anderes erkennen konnte, als einen der gewöhnlichen, südwestlich oder westsüdwestlich streichenden Parallelzüge des Wienersand-

steins, der hier an der Donau abbricht. Ich konnte zwar leider, der Terrainverhältnisse wegen, ebensowenig als Stur unsere fragliche Gesteinspartie direct gegen Westen oder Südwesten verfolgen, doch erwies sich das Schichtenstreichen in derselben durchaus als ein ostwestliches oder ostnordost-west-südwestliches; nirgends ist nordsüdliches oder nordnordwest-südsüdöstliches Streichen (wie es der Stur'schen Auffassung entsprechen würde) zu beobachten. Auch findet sich, wie wir später sehen werden, in dem nächsten, kaum 1·5 Kilometer entfernten Paralleldurchschnitte (an der Strasse von Nussdorf auf den Kahlenberg) die Fortsetzung unserer Gesteinspartie mit demselben Schichtenstreichen und genau an derjenigen Stelle, wo sie unter Zugrundelegung meiner Anschauungsweise gesucht werden muss, vor; die von mir an der Stur'schen Einzeichnung vorgenommene Aenderung ist daher wohl einigermaßen begründet und keinesfalls willkürlich.

Weit instructiver und interessanter als der bisher betrachtete Theil des Donauprofils ist derjenige bei Kahlenbergdorf und von hier donauaufwärts. Westlich von Kahlenbergdorf, in der Depression zwischen dem eben berührten Burgstallberge und dem Höhenzuge Leopoldsberg—Kahlenberg, finden wir Gesteine entwickelt, die von den bis jetzt erwähnten (den Inoceramenschichten zugeählten) sehr merklich abweichen. Neben verschiedenartigen, minder charakteristischen Sandsteinvarietäten findet sich hier: dunkelgrauer bis tiefschwarzer, seidenglänzender oder lebhaft glasglänzender, sehr dichter und feinkörniger Sandstein ohne Spathadern (wir werden denselben in Hinkunft als „schwarzer, glasiger Sandstein“ bezeichnen); dunkler, zuweilen grüner Sandstein mit Calcitadern; dunkle Sandsteinschiefer mit dünnen, meist geradlinig verlaufenden Kalkspathadern; einzelne dünne Lagen von hellem Mergelkalk und dunklerem Mergel mit einigen seltenen Fucoidenspuren; rothe Schieferthone mit Bänken von dünnem, hieroglyphenreichem, ebenfalls rothgefärbtem Kalksandstein (namentlich an der kleinen Terrasse an der Strasse, unmittelbar unterhalb des steileren Anstieges des Leopoldsberges); endlich ein besonders charakteristischer schwarzer oder dunkelbrauner, glanzloser Sandstein mit scharfkantigem, splitterigem Bruch, der mit Kalkspathadern derart durchsetzt ist, dass die letzteren der Sandsteinmasse gegenüber an einzelnen Stellen beinahe prävaliren. Man könnte sich versucht fühlen, dieses Gestein seines von anderen Sandsteinen sehr abweichenden Ansehens wegen als Quarzit zu bezeichnen, doch wäre dies nach der eingehenden chemischen und mikroskopischen Untersuchung, die Herr v. John auf meine Bitte in unserem Laboratorium durchführte, nicht richtig. Herr v. John theilte mir darüber freundlichst die folgende Notiz mit: „Das Gestein kann wohl am besten als ein schwarzer, dichter Sandstein mit Calcitadern bezeichnet werden. Es macht den Eindruck, als ob der schwarze, dichte Sandstein durch Druck in einzelne unregelmässig begrenzte Stückchen zerbrochen worden wäre und zwischen diesen dann nachträglich kohlen-saurer Kalk, meist in Form von Adern, an den entstandenen Sprüngen sich abgelagert hätte, wodurch dann wieder eine Art Verkitung des Gesteins erfolgt wäre. Die schwarzen Partien des Gesteins

zeigen im Dünnschliff zahlreiche kleine Quarzkörner, die durch eine kieselig-thonige, eisenschüssige Bindemasse fest verkittet erscheinen. Sie sind also unbedingt als Sandstein zu bezeichnen. Eine Kieselsäurebestimmung in diesen schwarzen Partien, die aber doch noch an feinen Sprüngen kohlen sauren Kalk enthielten, ergab 76.65% Kieselsäure, welcher Kieselsäuregehalt sich, auf den reinen Sandstein bezogen, natürlich noch höher stellen würde. Ausserdem ist noch ziemlich viel Eisen und Thonerde vorhanden.“ Wir werden das Gestein in Hinkunft „schwarzer splitteriger Sandstein mit Calcitadern“ nennen. Alle die erwähnten Gesteinsvarietäten finden sich auf ganz engem Raume beisammen, an den Rändern der Weingartenwege etc. in kleinen Partien anstehend oder auf den Feldern in ausgewitterten und ausgeackerten Stücken untereinander gemischt vor. Sie bilden ganz sicher einen zusammengehörigen Complex und wir werden auch dieselben Gesteine ganz in derselben Vergesellschaftung auf meilenweite Erstreckung gegen Südwesten im Streichen derselben Gesteinszone immer wiederfinden. Die Schichten fallen bei Kahlenbergerdorf deutlich nach NW, also unter die den Leopoldsberg zusammensetzenden Lagen ein.

Mit dem Steilanstieg des Leopoldsberges (der sogenannten „Nase“) erreichen wir nun wieder den Complex der „Inoceramen-schichten“, und zwar sind eben die den Leopoldsberg und Kahlenberg zusammensetzenden Gesteinsbildungen diejenigen, die durch das hier verhältnissmässig häufigere Vorkommen der Inoceramen zu dieser Bezeichnung Veranlassung gaben und gewissermassen den Typus der Abtheilung darstellen.

Zunächst über den rothen Schiefern und Kalksandsteinen von Kahlenbergerdorf folgen graue Mergel, die wie die ersteren nordwestlich einfallen und denen sich bald in vielfachen Uebergängen und Wechsellagerungen die lichten, muscheligen brechenden, hydraulischen Kalkmergel (Ruinenmergel, Ruinenmarmore), sowie kalkige Sandsteine und glimmerreiche, plattige Sandsteine und Sandsteinschiefer zugesellen.

Der schwarze, splitterige Sandstein, der dunkle, glasige Sandstein, die rothen Schiefer etc., wie wir sie südlich unterhalb des Leopoldsberges bei Kahlenbergerdorf sahen, fehlen hier gänzlich.

Alle Mergelvarietäten und Schiefer am Ostabhange des Leopoldsberges sind sehr fucoidenreich und wir finden hier namentlich dieselben Chondriten und Frassspuren (Helminthoiden), wie am Nussberge, in zum Theile ausnehmend schönem Erhaltungszustande wieder. Die Sandsteine — namentlich diejenigen mit kalkigem Bindemittel — zeigen auch häufig die unter dem Namen der „Hieroglyphen“ bekannten Reliefzeichnungen auf den Schichtflächen, und zwar vorwiegend auf der unteren, stellenweise aber auch auf der oberen Seite der Schichten. Schon am südlichen Steilgehänge des Leopoldsberges fand Stur (Manuscript) Inoceramen-Bruchstücke.

Die ersten drei grösseren Entblössungen (von Kahlenbergerdorf aus) zeigen nordwestlichen Schichtenfall; noch bevor man die ehemalige Drahtseilbahn erreicht, zeigt ein Steinbruch jedoch entgegengesetztes (südöstliches) Einfallen. Wir haben bis hieher

sonach eine Schichtenmulde verquert und gelangen hier an einen Sattel, denn südlich von dem ehemaligen Stationsgebäude der Drahtseilbahn (in den Steinbrüchen nächst der Cementfabrik) folgt schon wieder nordwestliches Fallen. Die Scheitelregion dieses Sattels, die ungefähr in die Nähe der ehemaligen Drahtseilbahntrace fällt, erscheint mehrfach gebrochen und zusammengedrückt und dadurch sind die localen Irregularitäten des Streichens etc. bedingt, welche Toula in der Umgebung dieser alten Bahntrace (von wo sein wichtiger Fund von *Acanth. Mantelli* und eines *Inoceramus* stammt) beobachtete und näher beschrieb (s. Einleitung).

Nördlich von der Drahtseilbahn, in den beiden aneinandergrenzenden Steinbrüchen, nächst der Pobitsch'schen Cementfabrik, sieht man von derartigen secundären Knickungen und Verschiebungen des Streichens nichts mehr; es herrscht in diesen Steinbrüchen regelmässiges südwestliches Streichen bei nordwestlichem Einfallen, und zwar sieht man im zweiten Bruche sehr deutlich, dass die Schichten oben steiler stehen, gegen unten zu aber sich allmählig flacher legen, so dass jede Schichte gewissermassen eine gekrümmte, gegen NW concave Fläche darstellt. Dieser zweite Bruch ist der erste Fundort von Zugmayer's *Inoceramus Haueri*, und es wurden hier auch später noch zahlreiche Exemplare einer ähnlichen Form gefunden. In dem mehrerwähnten fragmentarischen Manuscripte, das D. Stur zurückliess, findet sich eine genaue Beschreibung dieser neueren Funde, die ich hier wörtlich einschalten will, da sie nirgends publicirt wurde, und es bei dem Interesse, das der Gegenstand für die Wiener Sandstein-Geologie besitzt, jedenfalls schade wäre, derartige, sorgfältig gesammelte Details verloren gehen zu lassen. Stur schreibt: „Am 26. März 1889 schrieb mir der k. k. Commissär Heinrich Keller eine Correspondenzkarte, worin er die Anzeige machte, dass im Steinbruche unweit der Drahtseilbahn stromaufwärts, im eigentlichen Steinbruche der Pobitsch'schen Cementfabrik, in welchem die Bauunternehmung Ziwaliski für das zweite Geleise der Strecke Wien—Tulln gegenwärtig Steine bricht, auf einer Stelle zehn Inoceramen bemerkt wurden. Da die Schichte im Abräumen begriffen ist, so wäre es erwünscht, die Inoceramen bald abzuholen. Ich fuhr am nächsten Tage an Ort und Stelle, und habe die besagten Inoceramen eingesammelt. Es waren darunter bis 40 cm im Durchmesser messende Exemplare, in guter Erhaltung. Zwei Exemplare zeigten das Aeussere ihrer Schalen ganz bedeckt mit Schalen der *Ostrea Couloni*. Bei dieser Gelegenheit habe ich den Steinbruch eingehend besichtigt. Derselbe ist von der Donaustrasse an in WSW-Richtung circa auf 150 m Länge in das Gchänge des Leopoldsberges steigend hineingearbeitet und circa 75 m breit. Derselbe hat die Inoceramenmergel circa unter 45° nach NW fallend aufgeschlossen, und zwar ist das Fallen der Mergel an der Basis des Steinbruches flacher, während dieselben höher oben am oberen Rande des Steinbruches steiler, bis über 50°, aufgerichtet erscheinen, so dass man auf den Schichtflächen der Mergel unten im Steinbruche ganz bequem herumgehen, am oberen Steinbruchrande sich nur mühsam stehend und gehend erhalten kann. Auf den Schichtflächen der Mergel trifft man die Inoceramen parallel der Schich-

tung lagernd, und man sieht an den mit dem Gestein herausgemeisselten Inoceramenstücken die Schichtung der Mergel ganz wohl. Die Inoceramen lebten daher am Meeresboden horizontal liegend. Ein Exemplar des *Inoceramus*, das sehr reichlich mit Schalen der *Ostrea Couloni* bedeckt war und das ich mit grosser Mühe in einer Höhe von circa 28 m über dem Boden des Steinbruchs in der Mergelwand lagernd fand und herausmeisseln liess, lag derart auf der betreffenden Schichtfläche, dass der *Inoceramus* mit der unteren Schale auf dem Mergel lag und die Schalen der *Ostrea Couloni* über der oberen Schale des *Inoceramus* klebten. Die beiden Thierarten wurden also in ihrer natürlichen Lage gefunden — von einer Umkipfung der Mergelschichten war also hier nichts zu bemerken. Die betreffende Mergelschichte des Steinbruchs war sehr schütter mit den colossalen Inoceramenschalen bedeckt, so dass man die meisten mehrere Meter weit auseinander eingelagert beobachten konnte; aber auch Fälle von nahem Beisammenliegen einzelner Exemplare sind beobachtet worden. Noch ist zu erwähnen, dass einzelne Inoceramenexemplare zerbrochen vorgefunden wurden. Darunter fielen Exemplare auf, deren Schalen einfach zerdrückt erschienen von der Schwere der darauflagernden Mergelmasse und die zugehörigen Schalenstücke als Bruchstücke nebenan lagen. Es sind aber auch zerbrochene Stücke der Inoceramen vorgekommen, bei welchen die Bruchstücke fehlten, also vor der Einlagerung abhanden gekommen sind. In diesem Steinbruche wurden nur Inoceramen von einer Species bemerkt, die man für *Inoceramus Haueri* gelten lassen kann.“

Diesen detaillirten Aufzeichnungen habe ich wenig hinzuzufügen. Die Beschreibung, die hier von dem Vorkommen der Inoceramen gegeben wird, stimmt vollkommen mit den Beobachtungen überein, die ich an dem bekannten Inoceramenfundorte Muntigl bei Salzburg anstellen konnte. Der Erhaltungszustand der Schalen schliesst bei deren Grösse, Dünne und Brüchigkeit hier wie dort jeden Gedanken an eine Einschwemmung, einen Transport von weiterher für jeden unbefangenen Beobachter vollständig aus. Da in dieser Stur'schen Notiz nur von Mergeln gesprochen wird, so muss ich dazu bemerken, dass wir es in diesem Steinbruche keineswegs nur mit solchen zu thun haben, dass vielmehr mit den gewöhnlichen Mergeln in Wechsellagerung auch vielfach kalkige Gesteine (die sogenannten Ruinenmarmore), sowie Kalksandsteinbänke auftreten. Auch das erste Zugmayer'sche Exemplar von *Inoc. Haueri* sitzt auf einer Kalksandsteinplatte mit vielen Hieroglyphen auf. Zur Zeit meines Besuches der Localität waren übrigens die inoceramenreichen Schichten vollständig abgebaut, und ich konnte nur mehr einige schlechte Bruchstücke in den alten Schutthalden finden.

Von hier stammt auch ein schönes Fundstück von *Helminthoidea crassa* Heer., einer jener auffallenden, gewundenen Zeichnungen, die man neuerlich (Fuchs, Denkschrift. d. k. Akad. d. Wissensch. 1895) als Frassspuren von Gastropoden zu deuten pflegt, und die im Wienerwalde, speciell im Niveau der Inoceramenschichten, sehr verbreitet sind. Das Stück zeigt die Zeichnung auf beiden Seiten einer dünnen Sandsteinschichte, und zwar auf einer Seite etwas vertieft,

auf der anderen in sehr flachem Relief. Die beifolgende Abbildung (Fig. 1) stellt die letztere Seite dar.

Gehen wir nun weiter stromaufwärts, so gelangen wir bald (am Ostgehänge des Flohbügels¹⁾) an einen kleineren Steinbruch, in welchem die Schichten wieder südöstlich, also gegen die Schichten

Fig. 1.



des vorherbeschriebenen Steinbruches, einfallen. Wir haben hier also wieder eine zweite Schichtenmulde verquert. Schon Woldřich erkannte, dass die Schichtfolge dieses Steinbruches mit derjenigen bei der

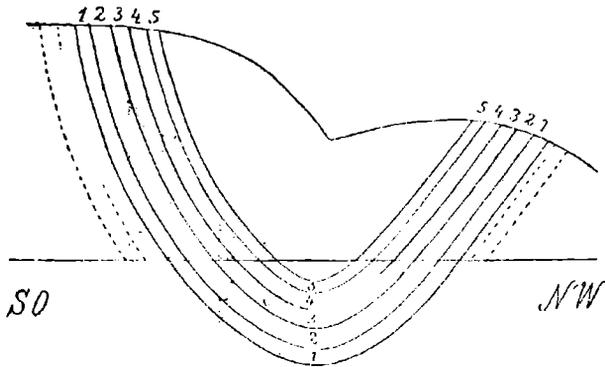
¹⁾ Mit diesem Namen ist die Localität in den Original-Aufnahme-sectionen des k. u. k. milit.-geogr. Institutes (im Massstabe von 1 : 25.000) bezeichnet; auf der verkäuflichen „Specialkarte“ (1 : 75.000) erscheint diese Bezeichnung nicht.

Cementfabrik genau übereinstimme, nur in umgekehrter Reihenfolge, und gab hievon eine kleine Skizze (l. c. pag. 8), die ich hier reproducire, da sie dieses Verhältniss ganz richtig darstellt¹⁾ (s. Fig. II).

Auch in diesem Steinbruche wurden (Stur, Manuscript) Inoceramen gefunden.

Es folgt nun noch vor der Einmündung des Weidlingthales in das Donauthal (an welcher der Bahnhof Klosterneuburg—Weidling liegt) noch ein weiterer Steinbruch, in welchem die Schichten, wie in dem vorhergehenden, südöstlich fallen.

Fig. II.



Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse in den Steinbrüchen bei der Cementfabrik und am Flohbügel.

Nach Woldřich.

1. Marmoralk. — 2. Sandstein. — 3. und 5. Mergelschiefer. 4. Kalk.

Werfen wir nun einen Rückblick auf die von Kahlenbergdorf bis hieher zu beobachtenden Verhältnisse (siehe die umstehenden Profile Fig. III und IV).

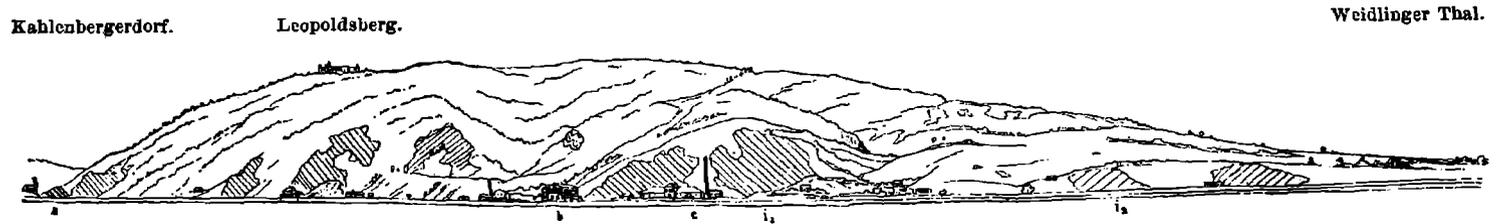
Wir sehen hier zwei Schichtenmulden (Synklinalen) mit einem dazwischenliegenden, viel schmäleren Sattel.

Dieses an zahlreichen Aufschlüssen mit voller Deutlichkeit ersichtliche Lagerungsverhältniss ergibt, dass auf dieser Erstreckung von einer Schichtenüberkippung in grösserem Massstabe durchaus keine Rede sein kann; und aus dieser Erkenntniss folgen dann einige weitere Erwägungen von allgemeinerer Bedeutung.

Zunächst wird es hiedurch mindestens höchst unwahrscheinlich, dass das von Toula an einer Stelle nächst der Drahtseilbahn beob-

¹⁾ Nur die Orientirung der Profillinie ist (wohl infolge eines Druck- oder Schreibfehlers) bei Woldřich unrichtig angegeben. Das ganze Donauprofil von Höflein bis Nussdorf verläuft von NW nach SO, und da das in dieser Skizze Dargestellte ein Stück dieses Profils repräsentirt, so kann es nur ebenso orientirt sein, nicht von SW nach NO. Wo also bei Woldřich SW steht, soll SO, wo NO steht, soll NW stehen. Ich habe diesen Lapsus bei meiner obigen Reproduktion corrigirt.

Fig. III.

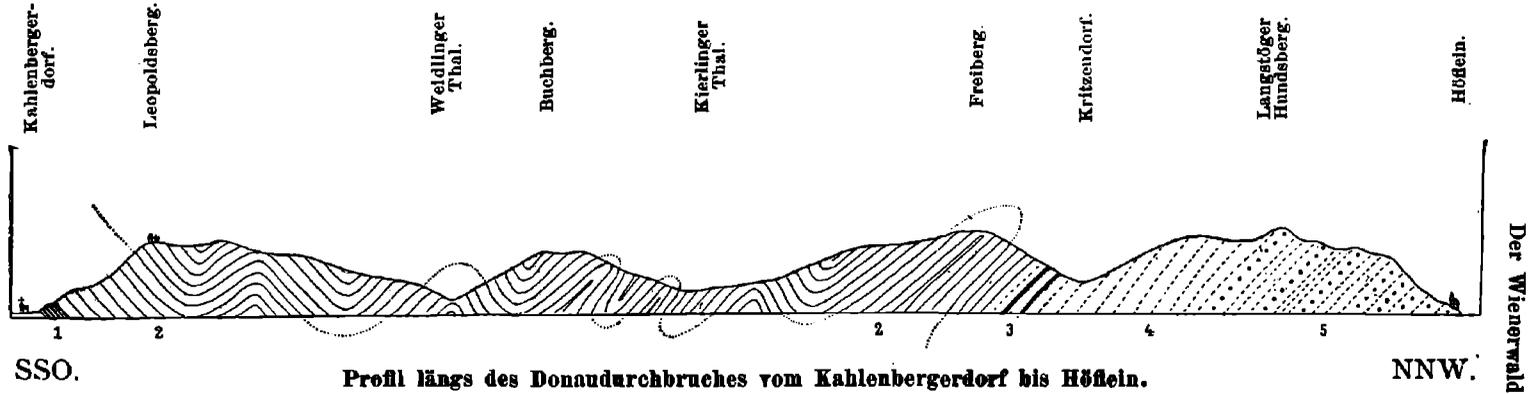


SSO. Anschlussbild des rechten Donaufers zwischen Kahlenbergedorf und der Mündung des Weidlinger Thales. NNW.

(Gesehen vom linken Ufer der Donau bei Lang-Enzersdorf.)

- a. Rothe Aufschlüsse nächst Kahlenbergedorf.
- b. Stationsgebäude der ehemaligen Drathseilbahn.
- c. Cementfabrik.
- i₁, i₂. Fundpunkte von Inoceramen.

Fig. IV.



1. Rothe Schiefer mit dünnen hieroglyphenführenden Kalksandsteinbänken.
2. Sandsteine und fucoidenreiche hydraulische Mergel und Mergelkalke (Inoceramenschichten).
3. Mürber, gelblicher, feinkörniger Sandstein mit dünnen glimmerigen Sandsteinschiefern, glasigem Sandstein und dunkelgrauem weichen Schieferthon.
4. Mürber gelblicher Sandstein vorherrschend.
5. Wechsel von mürbem feinkörnigen Sandstein mit groben Sandsteinen.

(3, 4 und 5 = Greifensteiner Sandstein.)

achtete Vorkommen von Hieroglyphen auf der Oberseite der Schichten auf eine Ueberkipfung hinweise, vielmehr scheint hier abermals ein Beleg für die Ansicht vorzuliegen, dass die Position der Hieroglyphen an der Ober- oder Unterseite der Schichten überhaupt für die Frage, ob irgendwo überkippte oder normale Schichtenstellung anzunehmen sei, nur eine sehr geringe Beweiskraft besitze.

Immerhin könnte aber möglicherweise an der fraglichen Stelle eine ganz locale, das allgemeine Lagerungsverhältniss nicht weiter beeinflussende, kleine Ueberschiebung oder Abrutschung vorliegen; ich will demnach auf diesen Gegenstand hier kein weiteres Gewicht legen.

Viel wichtiger für das Verständniss des Baues des gesammten Wienerwaldes ist aber ein anderweitiges, aus den erwähnten Lagerungsverhältnissen abzuleitendes Ergebniss.

Wenn die Inoceramenschichten des Leopoldsberges im Ganzen zwei aneinandergereihte, regelmässige und nicht überkippte Mulden darstellen, somit normal gelagert sind — und dass dies so sei, ist hier mit genügender Sicherheit constatirt — dann sind wir wohl berechtigt anzunehmen, dass auch das Verhältniss dieser Inoceramenschichten zu den rothen Schieferen von Kahlenbergerdorf, auf welchen die südlichere Schichtenmulde der Inoceramenschichten ganz regelmässig aufliegt, ein normales sei, mit anderen Worten, dass die rothen Schiefer sammt den mit ihnen verknüpften Gesteinsvarietäten wirklich und nicht nur scheinbar das Liegende der Inoceramenschichten, somit älter als diese letzteren seien.

Dieses Verhältniss würde sich wohl noch markanter und überzeugender darstellen, wenn wir, ebenso wie an der Südseite der Doppelsynklinale des Leopoldsberges bei Kahlenbergerdorf, so auch an der Nordseite derselben bei der Eisenbahnstation Klosterneuburg—Weidling, die rothen Schiefer als Liegendes der Inoceramenschichten hervorkommen sehen würden.

Dies ist leider wegen der hier am Ausgange des Weidlingthales herrschenden Bedeckung mit Löss und Culturland auf dieser Seite der Donau nicht möglich. Dass diese rothen Schiefer oder deren Aequivalente und Begleitgesteine hier nichtsdestoweniger wirklich vorhanden sind, erscheint aber mindestens höchst wahrscheinlich durch den Umstand, dass gerade gegenüber auf der linken Donauseite bei Lang-Enzersdorf diese Schichten thatsächlich anstehen und deren südwestliche Streichungsrichtung genau auf die Einmündungsstelle des Weidlingthales hinweist. Wir werden auf dieses Vorkommen, durch welches die Beobachtungslücke beim Ausgange des Weidlingthales in sehr befriedigender Weise ausgefüllt wird, bei Besprechung des linken Donaufers noch näher zurückkommen, und wollen nun die Betrachtung des Donauprofils am rechten Ufer weiter stromaufwärts fortsetzen.

Der Buchberg zwischen dem Weidlinger und Kierlinger Thale besteht bis an die Donau herab ganz aus Inoceramenschichten, die aber vielfach von Löss bedeckt sind. Verfolgt man von der Eisenbahnstation Klosterneuburg—Weidling die Strasse nördlich längs der Donau gegen die Stadt Klosterneuburg, so findet man (etwa bei

der Stelle, wo sich die Strasse in die „Oberstadt“ von der längs der Donau in die „Unterstadt“ fortführenden abzweigt) nordwestliches Einfallen, wie auch Stur auf seiner Karte einzeichnete. Diese hier bemerkliche Fallrichtung ist von einiger Bedeutung, da wir südlich vom Weidlingthale in den Steinbrüchen am Flohbügel südöstliche Fallrichtung hatten, so dass dieses Thal (mindestens in der Nähe seines Austrittes in das Donauthal) wirklich, wie es der oben ange deuteten Anschauungsweise entspricht, eine Antiklinalregion darstellt.

Gleich etwas weiter nördlich (östlich unterhalb der Pionnierkaserne) folgt wieder südöstliches Fallen und diese Fallrichtung bleibt nun von hier an längs des ganzen Donauprofiles die herrschende; nur an einer Stelle (etwa 0·5 Kilometer stromaufwärts von der Einmündung des Kierlingthales, etwas nördlich unterhalb St. Martin) zeigt sich noch eine kleinere locale Knickung mit nordwestlichem Fallen, das aber ebenso schnell wieder in die allgemeine Südostfallrichtung übergeht. Die wechselnden Antiklinalen und Synklinalen der Flyschzone sind eben von hier nordwärts nicht mehr normal gelagert, sondern fast durchaus gegen Norden (resp. Nordwesten) überkippt.

Die punktirte Linie auf der verstehenden Skizze (Fig. IV) soll diese Art der Faltenstellung schematisch veranschaulichen¹⁾.

Die Hauptgrenze zwischen den Inoceramenschichten und den sich nördlich anschliessenden jüngeren (alttertiären) Wienersandsteinen möchte ich in naher Uebereinstimmung mit der Stur'schen Karte etwa unterhalb der letzten (nördlichsten) Häuser der Stadt Klosterneuburg (beim Mechtaristenkloster) ziehen; doch beobachtete ich noch etwas weiter nördlich (beim Wachhause am Ausgange des Thälchens von Unter-Kritzendorf) noch einmal einen kleinen Aufbruch von lichten Mergeln, die ganz mit *Chondr. Vindobonensis var. intricatus Ettingsh.* angefüllt und den Fucoidenmergeln der Inoceramenschichten so gleich sind, dass sie wohl nur als solche gedeutet werden können. Sie kommen in sehr geringer Ausdehnung als liegendste Schichte in einem kleinen Steinbruche hervor, der an der Südseite des Thälchens, an der Eisenbahn, situirt ist; auf ihnen liegt weisslicher Quarzsandstein, auf diesem grober bis breccienartiger, buntpunktirter Sandstein, der vollkommen demjenigen gleicht, in welchem anderwärts Orbitoiden etc. gefunden wurden und der daher wohl dem Alttertiär zugehören dürfte. Das Fallen ist hier sehr flach SO.

Jenseits dieses Thälchens bleibt zwar durchaus dieselbe Fallrichtung, doch stehen die Schichten von hier an steiler.

Bei Ober-Kritzendorf (in einem Steinbruche nächst der gleichnamigen Eisenbahnstation, südlich vom Kahleithenthale) beginnen die Aufschlüsse in denjenigen Sandsteinbildungen, die man mit dem Namen „Greifensteiner Sandsteine“ zu bezeichnen pflegt und die durch das seit längerer Zeit in denselben bekannte Vorkommen von Nummuliten als alttertiär sichergestellt sind.

¹⁾ Auch in der karpathischen Flyschzone erscheinen, wie die Beobachtungen mehrerer Autoren in den letzten Decennien ergeben haben, in vielen Durchschnitten die Falten im südlichen Theile der Zone normal, gegen den Nordrand derselben aber nach Norden überschoben.

Der ersterwähnte Steinbruch zeigt den charakteristischsten Gesteinstypus dieses Niveaus, nämlich einen mürben, feinkörnigen, gelblichen Sandstein mit eigenthümlichen grauen, thonigen Einschlüssen (Thongallen) in mehrfachem Wechsel mit minder mächtigen Lagen von glimmerigen Sandsteinschiefern, gröberem Sandstein, dunkelgrauem Schieferthon und einem harten, etwas glasigen, grünlichen oder braunen Sandstein, der an die oben erwähnten glasigen Sandsteine des unteren Wienersandstein-Niveaus (bei Kahlenbergdorf) erinnert, ohne denselben jedoch vollkommen gleich zu sein. So sah ich z. B. beim alttertiären glasigen Sandstein niemals die tiefschwarze Färbung und den intensiven Glanz, den die ähnlichen Sandsteingebilde des tieferen Niveaus häufig erreichen. Jedenfalls ist aber die Wiederkehr derartiger correspondirender Gesteinsfacies in verschiedenen Niveaus der Wienersandsteine eine sehr beachtenswerthe Thatsache, welche uns lehrt, dass man bei den Versuchen, diesen Complex zu gliedern, sich nicht ausschliesslich von der lithologischen Aehnlichkeit einzelner Handstücke leiten lassen darf, sondern hiebei stets die tektonischen Verhältnisse, sowie die Vergesellschaftung der einzelnen Gesteinstypen berücksichtigen muss.

Die letztere ist nun allerdings hier im Greifensteiner Sandstein von Kritzendorf, wie gezeigt wurde, eine ganz andere als bei Kahlenbergdorf.

Von hier gegen Höflein herrschen die dickschichtigen, mürben, gelblichen Sandsteine vor, denen sich gegen unten häufiger Lager gröberer, grauer Sandsteine einschalten.

Diese Strecke ist insoferne wichtig, als die ersten, sowie die häufigsten späteren Nummulitenfunde aus derselben stammen; es mögen daher hier noch einige nähere Details über dieselbe Platz finden.

Zunächst nördlich von dem nächst der Eisenbahnstation von Ober-Kritzendorf einmündenden Kahlleitenthale sind ziemlich hoch am Gehänge des Hundsbirges zwei grössere, nur durch einen schmalen Weingarten von einander getrennte Steinbrüche situirt; aus dem zweiten derselben führt eine Schlepfbahn über eine grosse Schutthalde ins Thal herab. Es sind hier sehr dickschichtige, gelbliche Sandsteine, zuweilen in feines Quarzconglomerat übergehend, aufgeschlossen. Das Fallen ist im zweiten Bruche 45—55° nach SO, im ersten steiler; Nummuliten sind meines Wissens von hier noch nicht bekannt.

Der erste Fundpunkt Čžžek's folgt etwas stromaufwärts. Es ist ein unten nächst der Strasse gelegener kleinerer Bruch, der gegenwärtig aufgelassen ist und nur mehr verwittertes Gestein zeigt, daher ich die Angaben v. Hauer's (Eocängeb., Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1858, pag. 22 d. Aufs.) über denselben hier reproduciren will: „Der Steinbruch des Herrn K. Maurer, in welchem Herr Bergrath Johann Čžžek Orbituliten und Spuren anderer organischer Reste auffand, liegt etwa eine Viertelstunde vor Höflein. Die organischen Reste fanden sich in einer grobkörnigen Varietät des Sandsteines. Die bis erbsengrossen Körner bestehen zumeist aus Quarz von verschiedenen Farben und verschiedenen Graden der Durchsichtigkeit, ausserdem aus krystallinischen Schieferen, Glimmerschiefern u. s. w.

Nebst den Orbituliten (?) fanden wir bei einem späteren Besuche in diesem Bruche Bruchstücke einer kleinen Austernschale, alles völlig unbestimmbar. Noch verschiedene andere Sandsteinvarietäten lassen sich in diesem und in den benachbarten Brüchen unterscheiden. Einige sind sehr fein- und gleichkörnig, sie werden zu Werksteinen verarbeitet; andere sind sehr glimmerreich, der Glimmer besonders auf den Schichtflächen in grosser Menge ausgeschieden. Bei noch anderen stecken in einer feinkörnigen Grundmasse einzelne gröbere Körner.“

Die hier noch als Orbituliten bezeichneten Reste sind sehr un- deutlich und wohl wahrscheinlich nicht als solche, sondern als Orbi- toiden zu deuten, wie sie später noch an mehreren Stellen im Focän- flysch gefunden wurden.

Auch Fucoiden (dem *Chondr. intricatus* ähnlich) gibt v. Hauer von hier aus einer Schieferzwischenlage an. Es ist dies eine be- merkenswerthe Angabe, da ich meinerseits in den Schieferlagen der echten und zweifellosen Greifensteiner Sandsteine gar keine Fucoiden, oder nur sehr undeutliche Spuren von solchen auffinden konnte. Im Vergleiche mit dem geradezu massenhaften und nirgends zu über- sehenden Auftreten dieser Gebilde in den Mergellagen der Inoce- ramenschichten müssen dieselben im alttertiären Wienersandstein daher jedenfalls bedeutend seltener sein; und die Bemerkung v. Hauer's, der (l. c. pag. 2) „die Seltenheit der Fucoiden“ geradezu als ein Unterscheidungsmerkmal der alttertiären Wienersandsteine erklärt, bleibt trotz derartiger vereinzelter Vorkommnisse immerhin vollkommen richtig. Uebrigens gehen die Mergel der Greifensteiner Sandsteine niemals in muschelig brechende, hydraulische Kalkmergel oder Mergelkalke (Ruinenmarmore) über, wie dies bei den eigent- lichen Fucoidenmergeln der Inoceramenschichten beinahe stets der Fall ist. Eine Verwechslung wird daher trotz des eventuellen ver- einzelten Vorkommens ähnlicher Fucoiden in den ersteren nicht leicht platzgreifen.

Es folgt nun weiter stromaufwärts ein grösserer Steinbruch, der zur Zeit der Publication v. Hauer's (1858) noch nicht eröffnet ge- wesen zu sein scheint, da er denselben nicht erwähnt. Derselbe schliesst in den höheren Lagen gelblichen, sehr dickschichtigen Sand- stein, in den tieferen grauen, dünner geschichteten Sandstein auf. Das Fallen ist (flacher als in den ersten Brüchen) südöstlich. In beiden Sandsteinvarietäten fand ich, sowie Stur (Manuscript), ver- einzelte Nummuliten.

Unmittelbar vor Höflein folgt nun noch ein Steinbruch, jeden- falls derjenige, aus dem v. Hauer's Nummulitenfunde stammen. Der Genannte schreibt (l. c. pag. 23) über diese Localität: „Die Nummuliten fanden wir in einem grossen, unmittelbar vor Höflein gelegenen Bruche. In demselben stehen ungemein mächtige Massen eines hellweissgrauen, bald gröberen, bald feineren Sandsteines an, der hin und wieder Geschiebe von Schiefer eingeschlossen enthält, oft aber auch, wohl in Folge des Auswitterns dieser Schiefereinschlüsse, voll von grösseren und kleineren Höhlungen erscheint. Auf einer Schichtfläche fanden wir Würfel von Brauneiseustein, pseudomorph

nach Eisenkies. Die sehr seltenen Zwischenlagen im Sandstein bestehen aus grauem, sehr thonigem Schiefer, in dem wir keine Fucoiden fanden. Eine andere Zwischenlage bestand aus sehr schiefrigem Sandstein mit zahlreichen Glimmerblättchen auf den Schieferungsflächen. Die Schichten fallen unter etwa 30° nach Süd-Südost. Die Nummuliten zeigen sich nur vereinzelt, nie massenweise angehäuft, wie dies doch sonst so häufig bei diesen Körpern vorzukommen pflegt. Sie bestehen ganz aus weisser, mürber Kalksubstanz und zerfallen leicht an der Luft.“

Von Höflein stromaufwärts gegen Greifenstein ist das Donauthal kein Querthal mehr, das Donauprofil schliesst somit eigentlich bei Höflein ab; doch findet man von hier aufwärts am südlichen Donaugehänge noch eine Reihe grossartiger Aufschlüsse im Greifensteiner Sandstein.

Nach einigen kleineren Entblössungen nächst Höflein gelangt man ungefähr in der Mitte zwischen Höflein und Greifenstein an den grossen Holitzer'schen Bruch, der neuerer Zeit zum Zwecke der Donauregulierungsarbeiten exploitirt wird. Man sieht hier vorherrschend den typischen gelblichen, bald feinkörnigen, bald gröbereren Greifensteiner Sandstein in ausserordentlich dicken Bänken entwickelt; einzelne Lagen sind dünner geschichtet und diese wechseln mit grauen, bald mehr thonigen, bald sandigen Schiefern. Der gelbliche Sandstein enthält die oben erwähnten thonigen Einschlüsse, und ist an den Schichtflächen meist mit einem grauen, glänzenden Beschlage bedeckt; Hieroglyphen sind ziemlich häufig. Die gröbereren, in Conglomerat übergelenden Bänke enthalten Bruchstücke von Glimmerschiefer und anderen krystallinischen Schiefergesteinen, die häufig eckig erscheinen, während die Quarzgeschiebe gerundet sind. Das Fallen ist unter $20-30^\circ$ nach SSO.

Ein weiterer, näher zu Greifenstein gelegener, grösserer Bruch, legt in seinen unteren Partien eine Sandsteinbank blos, die in einer Mächtigkeit von etwa 20 m keine weitere Schichtung zeigt; der Sandstein ist gegen oben feinkörniger, gegen unten gröber. Auf ihm liegen dünner geschichtete Sandsteinbänke und Schiefer, über diesen folgt wieder eine ähnliche mächtige Sandsteinbank wie unten. Es ist dies der Aufschluss, von welchem v. Hauer (l. c. pag. 24) eine schöne Zeichnung mittheilte, die später auch in dessen Geologie (2. Aufl., pag. 564) reproducirt wurde.

In einem Bruche unmittelbar südlich von der Ruine Greifenstein ist ebenfalls der gelbliche, beinahe ungeschichtete Sandstein aufgeschlossen; hier kommen in demselben wie bei Höflein vereinzelt Nummuliten vor. Derselbe Sandstein wird auch am Wege von Greifenstein nach Hadersfeld, nördlich vom Schloss Greifenstein, gebrochen. Das Schloss selbst steht auf grobem Conglomerat aus Quarz- und krystallinischen Geschieben.

Noch ist der ausgedehnte Steinbruch zu erwähnen, der nächst der Eisenbahnstation Greifenstein—Altenberg eröffnet ist. Ueber denselben finden sich in Stur's mehrerwähntem, nicht zur Publication gelangtem Manuscripte einige Details, die ich hier wörtlich wiedergeben will: „Man sieht (schreibt Stur) in dem Steinbruche einen großen

Sandstein anstehend, der keine Schichtung zeigt. Erst in einer Höhe von circa 20 m bemerkt man in dem weissgrauen oder gelblichgrauen Sandsteine eine von Ost nach West streichende, circa 1 m Mächtigkeit messende, flach südlich einfallende, wellig gebogene Schichtenreihe von dunkelgrauem, angefeuchtet fast schwarzem Schiefermergel, der im grösseren Theile seiner sichtbaren Erstreckung aus zwei übereinander lagernden, von einer dünnen weissgrauen Sandsteinlage getrennten Schichten zusammengesetzt erscheint. Der Schiefermergel erscheint durch senkrechte Klüfte verworfen. Zur Zeit des Abbaues des Sandsteines wurde der Schiefermergel über die Wand herabgeworfen, und man hatte Musse genug, dessen Beschaffenheit zu untersuchen. Derselbe war dickschichtig im Detail, in Folge der Verwerfungen zerknittert und seine Schichten zeigten spiegelnde Rutschflächen, die befeuchtet, leicht aufgeweicht werden konnten. Während der Gewinnung des Sandsteines hatte man Gelegenheit wahrzunehmen, dass auch ausserhalb des Schiefermergelzuges, oberhalb und unterhalb desselben, gerundete, ovale oder längliche Massen des Schiefermergels, vom Sandstein umschlossen, einzeln oder zu zwei und drei gruppiert, vorkamen. Sie waren kopfgross und weit grösser und waren aus demselben Schiefermergel gebildet. Diese Rundmassen, die man gegenwärtig nicht mehr besehen kann, da die Sandsteinwand unersteiglich ist, sahen wie geknetet aus und waren in sehr charakteristischer Weise an ihrer Oberfläche mit eingekneteten erbsen- bis haselnussgrossen Geröllen wie bespickt. Man gewann die Ansicht, dass die Schiefermergel-Rundmassen zur Zeit ihrer Ablagerung von anderswoher, wahrscheinlich von bewegtem Wasser hergebracht, auf dem Sande gerollt wurden, wobei die grösseren hervortretenden Körner des Sandes auf der aufgeweichten Schiefermergelmasse haftend blieben, und vom reichlich hergeschwemmten Sande endlich, gerade wie sie bei ihrem Transporte zu liegen kamen, völlig umhüllt wurden⁴.

Blicken wir nun zurück auf die Beobachtungen, die sich an dem besprochenen Durchschnitte durch den Zug der Greifensteiner Sandsteine gewinnen liessen, so sehen wir, dass diese Abtheilung der Wienersandsteine überall durch eine Reihe von Merkmalen charakterisirt ist, durch welche, wenigstens bei grösseren Aufschlüssen, die Unterscheidung derselben von den cretacischen Gliedern unseres Flyschcomplexes wohl in den meisten Fällen ohne besondere Schwierigkeit durchführbar erscheint. Ueberall sehen wir den charakteristischen gelblichen, mürben Sandstein, die thonigen Einschlüsse, die Untermischung des Materials mit eckigen Bruchstücken von krystallinischen Schiefergesteinen, die Neigung zur Bildung ausserordentlich mächtiger Schichten, das gänzliche Fehlen der in den Inoceramen-schichten beinahe stets vorhandenen hellen, muschelartig brechenden Kalkmergel und Ruinenmarmore, überhaupt ein merkliches Zurücktreten des kalkigen Elementes etc.

In tektonischer Beziehung sahen wir eine sehr merkliche Abnahme in der Steilheit der Schichten des Greifensteiner Sandsteines von Kritzendorf gegen Höflein, so dass die Schichten von Kritzendorf, in ihrem Fallwinkel gegen unten projicirt, mit denen von Höflein

in der Tiefe zusammenstossen müssen. Dies ergibt, dass der hier geschnittene Zug von Greifensteiner Sandstein aller Wahrscheinlichkeit nach eine schiefgestellte (gegen Nordwesten überschobene) Mulde (Synklinale) darstellt, die südöstlich unter die gegen Nordwesten überkippten Inoceramenschichten eingreift.

2. Die linke Seite des Donauthales.

Wir wollen nun zum Austritte des Donauthales in die Niederung von Wien zurückkehren und, wieder stromaufwärts von SO gegen NW vorschreitend, die am linken Donauufer sich darbietenden Verhältnisse kurz betrachten.

Die erste Wienersandsteinhöhe am linken Donauufer ist der sogenannte Lanerberg südöstlich von Lang-Enzersdorf.

Derselbe besteht, wie schon à priori zu vermuthen war, da er die Fortsetzung des Leopoldsberges darstellt, aus Inoceramenschichten, zeigt alle die oben erwähnten charakteristischen Gesteinsvarietäten dieser Abtheilung und es wurde hier auch (Keller, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1892, Nr. 6) „in dem Steinbruche bei dem Riegel, welcher 600 m westlich vom Klausgraben liegt“ ein *Inoceramus*, ähnlich dem *Inoc. Haueri Zugm.* gefunden.

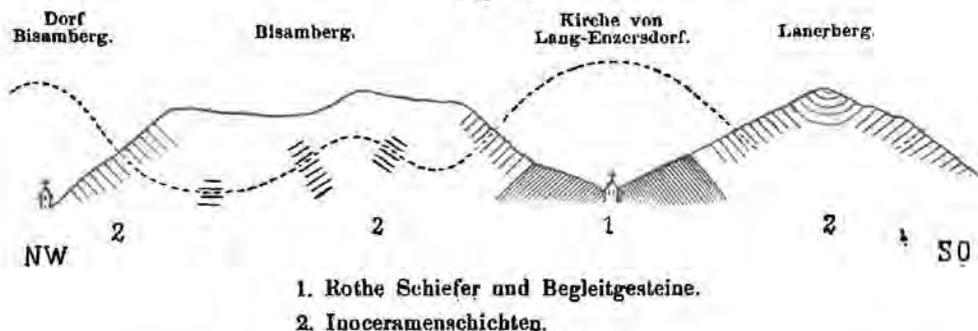
Am unteren Theile des Weges, der nordwestlich von Strebersdorf gegen Norden vom Donauthale abzweigt, und nahe dem Ostlande des Berges durch den Klammgraben gegen die ehemalige Cementfabrik und den Magdalenenhof hinanführt, beobachtet man deutlich nordwestliches Einfallen. Aber schon oberhalb der Cementfabrik, sowie im ganzen nordwestlichen und westlichen Theile des Lanerberges herrscht ebenso deutliches südöstliches oder süd-südöstliches Fallen. Wir haben also hier wieder eine ausgesprochene Synklinale vor uns, und zwar repräsentirt dieselbe die genaue nordöstliche Fortsetzung der Schichtenmulde, die wir am gegenüberliegenden Ufer durch die Steinbrüche bei der Pobitsch'schen Cementfabrik und am Flohbügel aufgeschlossen sahen, und die auf der obigen Skizze (Fig. I) dargestellt ist. Steigen wir vom Lanerberge gegen Westen in die kleine Tefraindepression hinab, welche den Lanerberg vom Bisamberge trennt, und durch welche der Weg von der Kirche von Lang-Enzersdorf zum Magdalenenhof führt, so finden wir, etwa neben der Mitte dieses Weges rechts, am Nordwesthange des Lanerberges aufgeschlossen, als Liegendes der typischen Inoceramenschichten, zunächst schwarze, etwas glimmerige, sandigthonige Schiefer, die wie die Inoceramenschichten süd-südöstlich einfallen. (Diese Fallrichtung ist hier auch von Stur auf seiner Karte eingezeichnet.) Nördlich von diesem Wege, sowie westlich vom Magdalenenhofe sieht man diese Schiefer, ohne weitere Aenderung ihrer Gesteinsbeschaffenheit, eine rothe Färbung annehmen, und mit ihnen vergesellschaftet findet man überall die von Kahlenbergendorf bekannten knolligen, dunklen und grünen, weissgeaderten Sandsteine, geradlinig geaderte Sandsteine etc. in ausgewitterten Stücken herum-

liegen. Wir haben mit einem Worte wieder genau den Gesteinscomplex von Kahlenbergdorf vor uns.

Verqueren wir die kleine Terraindepression, so finden wir nächst Lang-Enzersdorf, unterhalb des Südostabhanges des Bisamberges, wieder genau denselben dunklen Schiefer mit einzelnen Bänken von festem knolligen Kalksandstein, hier aber nordwestlich unter die den Bisamberg zusammensetzenden Inoceramenschichten einfallend.

Wer überhaupt tektonische Verhältnisse unbefangen zu beobachten und zu deuten gewöhnt ist, der kann hier nicht einen Augenblick darüber in Zweifel sein, dass wir es hier mit einem Antiklinalaufbruche von Schichten zu thun haben, die jederseits regelmässig von obercretacischen Inoceramenschichten überlagert sind; und da wir genau dieselben Schichten auch bei Kahlenbergdorf (in einem südlicheren Parallelaufbruche) unter die Inoceramen führenden Gesteine des Leopoldsberges einfallen sahen, so dürfte es wohl als genügend erwiesen angesehen

Fig. V.



werden können, dass wir in diesen Gesteinen nicht (wie Stur annahm und auf seiner Karte einzeichnete) das jüngste, sondern im Gegentheile das älteste Glied unseres Wienersandstein-Complexes zu erkennen haben. Wir können dieselben in Hinkunft, um ohne grössere Umständlichkeit von denselben sprechen zu können, kurz als „untere Wienersandsteine“ bezeichnen (s. Fig. V).

Es ist bemerkenswerth, dass die Antiklinal-Aufbruchsregion von Lang-Enzersdorf auch durch das Auftreten noch älterer Bildungen bezeichnet ist; so gelang es Herrn Keller (l. c. pag. 170) im Jahre 1891, „in dem Riegel, welcher sich parallel mit dem vom Magdalenenhofe herabkommenden Klausgraben, 370 m westlich von diesem Graben herabzieht, einen Kalkstein mit mehreren *Ammon. Amaltheus* zu finden“. Es war mir leider nicht möglich zu erheben, ob dieser Fund aus sicher anstehendem Gesteine, oder etwa aus einer sogenannten „Blockklippe“ stammt, daher ich alle weiteren theoretischen Folgerungen, zu denen derselbe sonst wohl Veranlassung bieten könnte, hier lieber beiseite lassen will.

Nördlich am Donaugehänge vorschreitend, gelangen wir nun an den Bisamberg. Derselbe besteht wieder ganz aus den typischen und unverkennlichen Gesteinen der Inoceramenschichten (glimmerige Sandsteine, blaugraue, kalkige Sandsteine, graue und hellgefärbte, hydraulische, muschelrig brechende, chondritenreiche Mergel, Ruinenmarmore etc.), welche rechts von der Strasse zwischen Lang-Enzersdorf und Bisamberg in einer Reihe von Steinbrüchen aufgeschlossen sind. Sie erstrecken sich von hier nordöstlich in einer Breite von etwa 2·5—3 Kilometer (senkrecht auf das Streichen gemessen) über den Veitsberg, Klein-Engersdorf und Fradenberg bis Hagenbrunn und Königsbrunn, wo sie an der Diluvialniederung abbrechen.

Das Vorkommen kreideweisser Fucoiden, die Fuchs (Sitzb. d. kais. Akad. d. Wissensch., Bd. CII, Abth. I.) aus der Gegend westlich von Hagenbrunn erwähnt, gehört diesem Zuge an.

Die Schichten liegen am Südostrande des Bisamberges bei Lang-Enzersdorf zunächst sehr deutlich, wie bereits oben bemerkt wurde, mit nordwestlichem Fallen auf denen des unteren Wiener-sandsteines. Dann folgen einige Faltungen und kleinere Knickungen, wie die obige Skizze (Fig. V) zeigt. Beim Dorfe Bisamberg und von hier an überall im nördlichen Theile des Zuges fallen die Schichten südöstlich. Wir haben hier wieder die Region der allgemeinen nordwestlichen Faltenüberschiebung erreicht, die wir oben bei Schilderung des gegenüberliegenden Donauufers bereits zu erwähnen Gelegenheit hatten.

Bei Bisamberg entfernt sich der Zug der Wiener-sandsteine vom Donauthale und setzt in einem schmaleren Gebirgsrücken zwischen den Neogenniederungen von Ulrichskirchen im Osten und Korneuburg—Karnabrunn im Westen gegen NNO fort. Bei Hornsburg spaltet sich dieser Zug in einen östlicheren, der bei Nieder-Kreuzstetten, und einen westlicheren, der nördlich von Gross-Russbach endet. Mit Ausnahme der erwähnten nordöstlichen Zunge von Nieder-Kreuzstetten fällt die angegebene Erstreckung dieses Wiener-sandsteinzuges durchaus nicht mit dem Schichtenstreichen zusammen; dieses ist anfangs ONO und biegt sich erst weiter nördlich gegen NO.

Zunächst auf das bisher betrachtete Stück folgt nun bei Flandorf eine kleine Einsattlung, welche die Berggruppe des Bisamberges und Fradenberges von der nördlich sich erhebenden des Stetterberges trennt. Der Weg von Flandorf nach Enzersfeld führt über diese Einsattlung. Dieselbe besteht nicht mehr aus Inoceramenschichten. In einem alten, aufgelassenen Schotterbruche bei den sogenannten „Tränk-Aeckern“ findet man, mit graubraunen Schieferen vergesellschaftet, zerstreute Stücke des grünlichen oder braunen, glasigen Sandsteines, wie wir ihn (am anderen Donauufer) in dem Steinbruche südlich beim Bahnhofe Kritzendorf kennen gelernt haben, und da wir uns hier genau in der Streichungslinie der dort aufgeschlossenen Schichten befinden, so haben wir hier jedenfalls die Fortsetzung derselben vor uns. Wir haben bei Kritzendorf gesehen, dass dieser glasige Sandstein in enger Verbindung mit dem gewöhnlichen typischen Greifensteiner Sandstein auftritt und daher bereits dem Alttertiär angehört.

Auch bei Flandorf finden wir in den Steinbrüchen am Stetterberge den typischen Greifensteiner Sandstein, namentlich die gelbliche, mürbe Varietät desselben wieder. Das Streichen ist hier von WSW nach ONO, das Einfallen SSO.

Die Schichten vom Stetterberge orientiren in ihrer Streichungserstreckung genau auf die Aufschlüsse am Hundsberge (nördlich der Eisenbahnstation Kritzendorf), mit denen sie auch petrographisch übereinstimmen. Von hier nord-nordöstlich (schräg auf die Streichungsrichtung) bestehen dann noch der Donaubrunnberg und Matzbrunnberg (zwischen Klein-Rötz und Plöding), sowie der Pflock-Glockenberg (zwischen Unter-Olberndorf und Würnitz) vorwiegend aus demselben gelblichen, meist mürben und feinkörnigen, nur selten gröberem Greifensteiner Sandstein.

Im Thale des Russbaches, der den hier in Rede stehenden Wienersandsteinzug nördlich von dem letzterwähnten Berge in westöstlicher Richtung durchschneidet, ist der Greifensteiner Sandstein wieder in einem Steinbruche (östlich von der Louisenmühle, an der südlichen Thalseite, gegenüber der Einmündung der von Norden herkommenden Hornsbürgerstrasse in die Strasse Weinsteig-Unter-Olberndorf) sehr typisch aufgeschlossen. Die Sandsteine sind hier, wie beinahe überall, vorwiegend gelblich oder lichtbräunlich, feinkörnig, enthalten thonige Einschlüsse oder die von der Auswitterung derselben herrührenden Hohlräume, und fallen — im Gegensatze zu den bisher gesehenen Aufschlüssen dieses Gesteinszuges — unter 25—30° nach WNW. Die Schichten sind meistens sehr dick und senkrecht auf die Schichtung zerklüftet.

Wir gelangen nun an die obenerwähnte Spaltung des Wienersandsteinzuges.

Der westliche, nahezu gerade, gegen Norden über den Haberfeldberg und die Hipplinger Haide ziehende Arm besteht in seiner Hauptmasse bis zu seinem Ende bei Hipples aus Greifensteiner Sandstein, der jedoch nur in einem kleineren Steinbruche östlich von Gross-Russbach aufgeschlossen ist.

Der östliche, gegen Nieder-Kreuzstetten ziehende Arm zeigt uns jedoch einen hier einigermaßen überraschenden aber unverkennlichen Aufbruch von Inoceramenschichten.

Schon an der Hornsbürgerstrasse, bald nach ihrer Abzweigung vom Russbachthale, bemerkt man in einigen kleinen, westlich neben der Strasse angelegten Schotterbrüchen graue Kalkmergel mit Chondriten, wie sie in den bisher betrachteten grösseren Aufschlüssen im Greifensteiner Sandsteine nirgends vorkamen. Die Schichten fallen unter 45° nach NW, und werden in dieser Richtung (gegen Hornsburg zu) von ebenso fallendem gewöhnlichen Greifensteiner Sandstein überlagert.

Nördöstlich, genau im Streichen dieser Schichten, nämlich am Einschnitte der Staatsbahn, südöstlich von Nieder-Kreuzstetten, findet sich ein noch deutlicherer Aufschluss. Man sieht hier, von glimmerreichen, wellig gebogenen Sandsteinen und Sandsteinschiefern begleitet, die wohlbekannteren, hellgefärbten, muscheligen, chondritreichen Kalkmergel (Ruinenmergel) der Inoceramenschichten sehr

typisch entwickelt. Sie bilden eine nicht sehr mächtige Schichte im Sandstein, deren Ausgehendes man am Bahneinschnitte sehr gut verfolgen kann. Die hier gesammelten Sandstein- wie Kalkmergelstücke stimmen sowohl einzeln als in ihrer Vergesellschaftung mit den Gesteinen vom Leopoldsberge und Bisamberge so vollständig überein, dass man sie — ohne Fundortsbezeichnung — einfach als von dort stammend bezeichnen würde. Der Schichtenfall ist nordwestlich.

Eine zweite ähnliche Stelle findet sich am Ostrande des, wie bereits erwähnt, sonst ganz aus Greifensteiner Sandstein bestehenden westlicheren Wienersandsteinarmes. In einem kleinen Schotterbruche nordwestlich von Hornsburg, zwischen dem Haberfeldberg und Kreutzberg, an der Grenze zwischen Wienersandstein und Neogen, kommen ganz dieselben Ruinenmergel und welligen Sandsteinschiefer, beide mit Chondriten, vor.

Ob und wie sich diese cretacischen Aufbrüche gegen Südwesten oder Westen fortsetzen, konnte ich leider, der in dieser Gegend sehr mangelhaften Aufschlüsse wegen, nicht erheben. Jedenfalls scheinen sie bis an das Donauthal selbst nicht herabzuziehen.

Ein zweiter, mit dem Bisamberg—Russbacher Zuge ungefähr paralleler aber noch schmälere Zug von Wienersandsteinen beginnt an der Donau mit dem Schließberge (bei Leobendorf, unweit von Korneuburg) und setzt von hier nord-nordöstlich über Schloss Kreuzenstein, den Doblerberg und Karnabrunner Wald bis gegen Naglern fort. Dieser Zug wird auch zuweilen mit dem Namen „Rohrwald“ bezeichnet.

Der grosse Steinbruch am Schließberge schliesst gewöhnlichen, sehr typischen Greifensteiner Sandstein auf. Derselbe ist hier, wie beinahe überall, gelblich, gelbgrau oder lichtbräunlich gefärbt, meist feinkörnig, vorwiegend aus Quarzkörnern mit wenig Glimmer bestehend. In einigen Stücken erkannte v. Hauer Theilungsflächen von Feldspath. Der Sandstein entspricht demjenigen, den wir gewöhnlich als „gelblichen, mürben Sandstein“ zu bezeichnen pflegten, ist jedoch hier meistens nicht mürbe, sondern ziemlich fest. Es fallen hier ziemlich zahlreiche kugelige Concretionen auf, die aus härterer, blaugrauer Sandsteinmasse bestehen. Wir werden diese Kugelconcretionen im alttertiären Wienersandstein noch häufig wiederfinden. Nach v. Hauer zeigte sich hier „zwischen zweien der mächtigen Sandsteinbänke eine etwa 2 Fuss mächtige Schichte von abweichender Beschaffenheit. Dieselbe besteht aus einem grobkörnigen, mehr mürben, dunkler bräunlich gefärbten Sandstein, der unzählige, meist eckige Mergelschiefer-Fragmente eingeschlossen enthält. Sie wechseln im Durchmesser von wenigen Linien bis zu einem Fuss und darüber, und gleichen ganz den Fucoidenmergeln, welche so häufig den Schichten des älteren Wienersandsteins eingelagert sind. Wenn sie, was häufig der Fall ist, ausgewittert sind, so erscheint das ganze Gestein porös“.

Bei meinem Besuche der Localität, der etwa 35 Jahre nach der Veröffentlichung der v. Hauer'schen Mittheilung stattfand, sah ich von dieser Schichte hier nichts mehr aufgeschlossen. Man wird sich erinnern, dass ich thonige Einschlüsse und Hohlräume im Sand-

stein nach Auswitterung dieser letzteren wiederholt von verschiedenen Localitäten angab und als charakteristisch für diese Abtheilung der Wienersandsteine hervorhob; die Analogie mit dem hier von Hauer beschriebenen Vorkommen beschränkt sich jedoch auf die Hohlräume; die Einschlüsse selbst, die ich sah, sind stets reine Thon- oder Schieferthonbrocken, die mit den kalkigen Mergeln der Inoceramenschichten nichts gemein haben.

Chondriten wurden hier nicht gefunden. *Zoophycos* (*Taonurus*, *Cancellophycos*) sind nicht selten. Ausserdem glückte es mir, einige, allerdings ziemlich schlecht erhaltene Nummuliten hier aufzufinden. Sie waren nicht in dem feinkörnigen, sondern etwas gröberen Sandstein enthalten.

Die Schichten streichen hier NO und fallen unter circa 40° nach SO; in den höheren Partien ist das Gestein, wie dies im Greifensteiner Sandstein so häufig vorkommt, beinahe ungeschichtet, in den tieferen in Schichten von circa 2 m Mächtigkeit getrennt.

Gesteinsbeschaffenheit, Nummulitenführung und Streichungsrichtung lassen die am Schlieferberge aufgeschlossenen Schichten als genaue Fortsetzung derjenigen von Höflein und Greifenstein erscheinen.

Nordwestlich vom Steinbruche am Schlieferberge, südöstlich von Unter-Rohrbach, westlich vom Schloss Kreuzenstein, tritt am Donagehänge, mit plattigem, stark glimmerigem Sandstein wechselnd, ein mergeliger, ziemlich harter Schiefer auf, der im Innern braun, auf den sehr ebenen Schieferungsflächen weiss, ziemlich vollkommen in den Karpathen so verbreiteten Menilit-schiefer- (Amphysilen-schiefer-) Typus an sich trägt. Es ist dies der südwestlichste, mir bekanntgewordene Punkt des Auftretens dieses Gesteinstypus, der dem eigentlichen Wienerwalde (westlich der Donau) vollständig fehlt. Das Fallen dieser Schiefer ist südöstlich. Nord-nordöstlich von diesem Punkte ist ein zweites Vorkommen von Menilit- oder Amphysilenschiefer schon seit längerer Zeit (E. Suess, Untersuchung über den Charakter der österr. Tertiärabl. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wissensch., LIV. Bd., I. Abth., 1866) bekannt, welches bisher als der südlichste Punkt des Auftretens dieser Bildung galt. Dasselbe befindet sich südlich von Ernstbrunn und östlich von Simonsfeld, und kommen hier auch, wie fast überall in diesen Bildungen, zahlreiche Fischreste vor. Dieses Vorkommen ist vollständig isolirt, allseitig von jüngeren Neogen- und Diluvialbildungen umgeben und mit dem Wienersandstein nicht im Contacte.

Im Wienersandsteinzuge des Rohrwaldes selbst fand ich, vom Schlieferberge denselben gegen NNO verfolgend, Gesteinsaufschlüsse beim Schlosse Kreuzenstein, woselbst ich (im Gegeusatz zu einer älteren Angabe Czjžek's) anlässlich der tieferen Grabungen, die zum Zwecke der Renovirung des Schlosses im Schlosshofe und an der Strasse zum Schlosse vorgenommen wurden, ganz deutlich südöstliches Fallen der Schichten (wie am Schlieferberge) beobachtete.

Weiter nord-nordöstlich findet sich ein grösserer Steinbruch am Kirchberge bei Karnabrunn. Er schliesst den gewöhnlichen, gelblich, bräunlich oder grau gefärbten, meist ziemlich mürben Greifensteiner Sandstein mit thonigen Einschlüssen und Spuren von verkohlten

Vegetabilien auf. Fucoiden finden sich hier ebensowenig als am Schließberge und den meisten grösseren Aufschlüssen des rechten Donauufers. Das Streichen ist beinahe nord-südlich, das Fallen unter 70° nach O.

In der Gegend von Naglern löst sich der Sandsteinzug des Rohrwaldes in einige isolirte Partien auf, die ebenfalls durch einige Steinbrüche aufgeschlossen sind. Es ist hier auch wieder der gewöhnliche, gelblichgraue, meist mürbe und feinkörnige Sandstein, mit ziemlich steilem südöstlichen Fallen aufgeschlossen. Ueber demselben, dann zwischen Naglern und Klein-Ebersdorf und noch an mehreren isolirten Punkten dieser Gegend findet sich ein meist lichtgrauer, oft beinahe weisser Mergel; ein sehr ähnlicher Mergel kommt auch bei Karnabrunn im Hangenden des Sandsteins vor. Weiter westlich im eigentlichen Wienerwalde habe ich diesen Gesteinstypus nirgends beobachtet.

Wenn wir nun einen Rückblick auf die Lagerungsverhältnisse des Rohrwaldzuges werfen, so sehen wir im Westen als liegendstes Glied die Menilit- oder Amphysilenschiefer mit den dazu gehörigen plattigen, stark glimmerigen Sandsteinen, als mittleres, die Hauptmasse des Zuges bildendes Glied den gelblichen, nummulitenführenden Greifensteiner Sandstein, zuoberst die letzterwähnten Mergel.

Da die Menilitschiefer im Allgemeinen bekanntlich wiederholt als Aequivalente der Septarienthone bezeichnet, speciell diejenigen von Nikolschitz von Rzehák (Erläut. zur geol. Karte von Brünn, Brünn 1883) mit Wahrscheinlichkeit in die tongrische Stufe gestellt wurden, so könnte nun vielleicht der Schluss naheliegend erscheinen, dass unseren Greifensteiner Sandsteinen, die hier im Hangenden der Menilitschiefer liegen, ebenfalls kein höheres Alter zukommen könne. Ein solcher Schluss wäre aber meiner Ansicht nach aus mehrfachen Gründen unzulässig. Erstlich befinden wir uns hier in der Region der nördlichen (respectiv nordwestlichen) Faltenüberschiebungen, und können nicht sicher wissen, ob wir hier nicht gerade eine überkippte Faltenseite, also umgekehrte Lagerfolge vor uns haben. Ferner bezeichnen in den Karpathen, wie ich schon vor längerer Zeit hervorhob und wie gegenwärtig auch so ziemlich von allen Karpathenforschern übereinstimmend angenommen wird, die Menilitschiefer gar kein fixes, einheitliches Niveau innerhalb des Complexes der Karpathensandsteine; sie treten vielmehr in einzelnen Bänken und Linsen bald höher, bald tiefer, im älteren „Czënskowitz Sandsteine“ sowohl wie im jüngeren „Magurasandsteine“ auf, ohne dass es bisher gelungen wäre, irgend ein constantes Unterscheidungsmerkmal zwischen diesen einzelnen, keinesfalls vollkommen gleichalterigen Menilitschieferlagen festzustellen. Ich habe in meinen Arbeiten über die Karpathensandsteine wiederholt Gelegenheit gehabt, dieses Verhältniss, das ich die „verticale Dispersion der Menilitschieferfacies“ nannte, zu betonen; und es scheint mir daraus zu folgen, dass man dem Vorkommen derartiger Schiefer als Orientirungsbehelf für eine schärfere Horizontirung der Flyschgesteine dermalen keinen allzugrossen Werth beilegen sollte.

Ungefähr parallel mit den beiden besprochenen Wiener sandsteinzügen tritt weiter nordwestlich noch ein dritter, in zahlreiche einzelne Inseln aufgelöster Zug älterer Gesteine aus dem Neogenlande hervor. Es ist dies der altbekannte Zug alttertiärer Kalke, der, am Waschberge nordöstlich von Stockerau beginnend, sich in mehreren isolirten Kuppen bis in die Gegend von Nieder-Fellabrunn erstreckt und im Nordwesten noch von einigen anderen älteren Gesteinsinseln begleitet ist.

Dieser Zug gehört nicht mehr dem Faltensysteme der Wiener sandsteinzone an; die Gesteine desselben sind nicht mehr in der Flyschfacies entwickelt und finden westlich der Donau im Wienerwalde keine Fortsetzung. Eine nähere Besprechung dieser Vorkommnisse fällt daher ausserhalb des Rahmens vorliegender Mittheilung. Wer sich über dieselben informiren will, findet nähere Angaben in den citirten älteren Arbeiten von F. v. Hauer (Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1858) und E. Suess (Sitzungsberichte der k. Akademie 1866), ferner in den Erläuterungen zur Stur'schen geologischen Specialkarte der Umgebung von Wien (1894), woselbst ich mit Benützung der Stur'schen manuscriptlichen Aufzeichnungen, der von Prof. Mayer-Eymar bestimmten Fossilisten, sowie der Foraminiferenstudien Prof. Ržehak's und Prof. Uhlig's ein kurzes Excerpt der wichtigsten, bis dahin über diese Vorkommnisse vorliegenden Daten zu geben versuchte, endlich in den neueren Mittheilungen von Dr. A. v. Krafft (Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1897, Nr. 9) und Oth. Abel (Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1897, Nr. 17 und 18) über die neu entdeckten Tithoubildungen der Gegend von Bruderndorf.

3. Nussdorf—St. Andrä.

Wir wollen nun die Betrachtung des eigentlichen Wienerwaldes vom Donauthale gegen Südwesten fortsetzen.

Der Weg von Nussdorf nordwestlich über den Kahlenberg, Weidling, Kierling und Gugging nach St. Andrä ergibt eine ziemlich genaue Wiederholung des Donaudurchschnittes.

Wenn man, von Nussdorf ausgehend, an der östlich von der Zahnradbahn nach Josefsdorf (am Kahlenberg) hinanführenden Strasse das Neogengebiet verlassen hat, gelangt man zunächst am Südabhange des Nussberges an einen schmalen Zug von gröberen und feineren, zuweilen kalkigen und meist mit Sphadern durchzogenen Sandsteinen und rothen Mergelschiefeln, der sich von hier gegen Westen, über den oberen Theil des Ortes Grinzing bis Bellevue erstreckt, bei Sievering durch weiter nach Norden eingreifendes Neogen etwas unterbrochen ist, westlich von letztgenanntem Orte aber wieder erscheint, und über Neustift und Salmansdorf fortzieht, woselbst er sich mit einem nördlicheren Zuge derselben Gesteine (die wir später zu erwähnen haben werden) vereinigt. Gegen Osten hängt dieser Zug mit dem Auftreten von rothen Schiefeln zusammen, die, wie bei der Schilderung des Donaudurchschnittes erwähnt wurde, beim Meierhofe

Fischelhof durch Brunnengrabungen zu Tage gefördert wurden. Die Sandsteine dieses Zuges sind nirgends in grösseren Entblössungen aufgeschlossen; die rothen Mergelschiefer verrathen sich zwar an vielen Stellen durch die rothe Färbung der Dammerde, bieten uns jedoch an sich noch kein sicheres Merkmal zur Erkennung des Niveaus, in dem wir uns befinden, denn rothe Schiefer oder Thone — die man bei mangelhaften Aufschlüssen voneinander nicht unterscheiden kann — lernten wir in den Karpathen, wie ich in meinen bezüglichen Arbeiten oft genug zu betonen Gelegenheit hatte, in sehr verschiedenen Niveaus kennen. Der Vorgang Stur's, der überall, wo er rothe Dammerde constatirte, sofort ein bestimmtes Niveau annahm und auf seiner Karte einzeichnete, verdient durchaus keine Nachahmung. Wir finden jedoch zur Deutung unseres Gesteinszuges einen Anhaltspunkt in einer älteren Angabe Čžžek's, der (Aptychenschiefer etc., Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1852) erwähnt, dass „bei Salmansdorf die rothen Mergel eine grosse Menge von *Aptychus lamellosus* P. meistens in kleineren Exemplaren führen“. Peters, der später (Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1854) mit Benützung des Čžžek'schen Materiales die Aptychen der österreichischen Neocomien- und oberen Jurasschichten bearbeitete, erwähnte *Apt. lamellosus* nicht mehr; diese Bestimmung muss sich daher wohl als unrichtig erwiesen haben. Feststehend bleibt aber jedenfalls, dass die rothen Mergel unseres Zuges Aptychen enthalten; denn Čžžek konnte zwar in der specifischen Bestimmung der Aptychenformen sich irren, dass er aber überhaupt Aptychen nicht gekannt, irgendwelche andere Reste mit solcher Bestimmtheit als Aptychen erklärt oder einen falschen Fundort angegeben haben sollte, das muss bei diesem Autor wohl als ausgeschlossen betrachtet werden. Wir haben es daher nach diesem Funde hier mit Schichten zu thun, die nicht jünger als Kreide, wahrscheinlich nicht jünger als Unterkreide, keinesfalls aber eocän sein können, wie sie von Stur aufgefasst und eingezeichnet wurden. Es ist, kurz gesagt, wieder unsere Gruppe der „unteren Wiener Sandsteine“, wie wir sie an der Donau bei Kahlenbergdorf, Lang-Enzersdorf etc. kennen gelernt haben.

Die Lagerungsverhältnisse dieses Zuges entsprechen vollkommen dieser Deutung. Es herrscht in demselben von Nussdorf bis Salmansdorf nordwestliches oder nord-nordwestliches Einfallen und im Hangenden folgt, mit gleicher Fallrichtung, ein Zug von Inoceramenschichten, derselbe, den wir an der Donau am Nussberge und Burgstallberge (zwischen Nussdorf und Kahlenbergdorf) geschnitten haben. Derselbe zieht von hier westlich in sehr wechselnder Breite bis an den Dreimarktstein nördlich von Salmansdorf.

An der uns hier zunächst beschäftigenden Strecke von Nussdorf auf den Kahlenberg markirt sich dieser Zug von Inoceramenschichten durch einige orographisch etwas hervortretende kleine Kuppen und zeigt hier (östlich von der Strasse in mehreren kleinen Schotterbrüchen) das nordwestliche Einfallen der Schichten sehr deutlich. Die Gesteine sind die typischen, für dieses Niveau charakteristischen hellen, muscheligen, chondritenreichen Kalkmergel mit grösseren Sandsteinen wechselnd und von einer Lage weislicher, mürber Mergel überlagert.

Nach Verquerung dieses hier ziemlich schmalen Zuges weiter aufwärts schreitend, finden wir (noch vor dem Steilanstiege des Kahlenberges) wieder zu beiden Seiten der Strasse rothgefärbte Dammerde. Wir befinden uns hier in der Streichungsfortsetzung des Zuges unterer Wienersandsteine von Kahlenbergerdorf, der sich auch gegen Westen und Südwesten weit forterstreckt und in allen Durchschnitten durch den Wienerwald, bis an sein südwestliches Ende am Gölsenthale, als eine der wichtigsten tektonischen Orientierungslinien wiederzufinden ist. Ausser den rothgefärbten Schichten finden wir hier auch andere, für dieses Niveau charakteristische Gesteinsvarietäten, so (am Wege gegen Kahlenbergerdorf) plattige Sandsteinschiefer und geäderte Sandsteine mit einer Lage von lichtigem Mergelkalk etc. Im Muckenthale, westlich vom Gasthause „zur Wildgrube“, stehen die schwarzen und rothen Mergelschiefer an; sie stehen hier in Verbindung mit lichterem, etwas kalkigerem, mit dunkleren, runden oder ovalen Flecken bedeckten Mergeln, den sogenannten Fleckenmergeln. Wir werden diesen Gesteinstypus in dieser Zone im Wienersandsteingebiete noch häufig wiederfinden und wollen hier, wo wir denselben das erste Mal zu erwähnen haben, gleich einige Worte über denselben einschalten.

Die Fleckenmergel sind ein jedem Alpengeologen sehr wohl bekanntes Gestein und Jedermann weiss, dass sich dasselbe in unseren nordöstlichen Alpen vorwiegend in zwei Formationen findet: im Lias und im Neocomien. Petrographisch sind Lias- und Neocom-Fleckenmergel oft vollkommen gleich. In palaeontologisch sichergestellten jüngeren Bildungen (Gosauformation, Muntigler Flysch oder Inoceramenschichten, Niernthaler Schichten, nummulitenführendem Eocän etc.) wurden diese echten typischen Fleckenmergel meines Wissens bisher niemals nachgewiesen. Da wir nun hier im Flyschgebiete wohl kaum an Lias denken können, so gibt uns das Auftreten derartiger Gesteine immerhin einen werthvollen Anhaltspunkt zur Bestimmung der mit ihnen verknüpften Gesteinsserien als Unterkreide. Auch gehen die Fleckenmergel der Wienersandsteinzone gegen Westen vielfach in die hellen, muschelartig brechenden Mergelkalke über, die ihrerseits durch das stellenweise Vorkommen von Aptychen ebenfalls als neocom charakterisirt sind. Dieser Uebergang ist ein so allmäliger, dass überhaupt eine Grenze zwischen den beiden Gesteinen nicht zu ziehen ist, umsomehr, als auch die kalkigeren Varietäten oft noch dieselben Flecken zeigen, wie die mergeligeren oder sandigeren. Aptychenkalke und Fleckenmergel mussten daher bei meinen Aufnahmen als vollständig zusammengehörig vereinigt werden¹⁾.

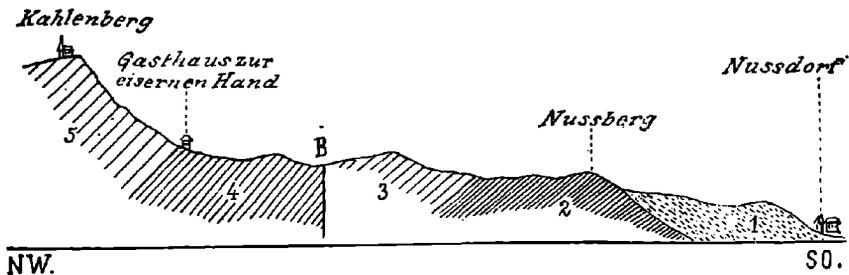
Nördlich (also im Hangenden) der rothen und schwarzen Mergelschiefer und Fleckenmergel, unmittelbar unter dem Steilanstiege des Kahlenberges, folgen dann glasige oder stark glitzernde Sandsteine (z. B. beim Gasthause zur „eisernen Hand“) und dann folgen

¹⁾ Auf meinen Original-Aufnahmeblättern (1 : 25.000) und der Reduction aus denselben auf den Spezialkarten (1 : 75.000) sind Aptychenkalke und Fleckenmergel von den übrigen unteren Wienersandsteinen getrennt; auf dem hier beigegebenen Uebersichtskärtchen erschien eine solche Ausscheidung des kleinen Massstabes wegen undurchführbar.

mit dem erwähnten Steilanstiege die Inoceramenschichten, derselbe breite Zug dieser Gesteine, den wir an der Donau am Leopoldsbirg kennen lernten und der sich von hier weit gegen Südwesten erstreckt.

Von der Neogengrenze bei Nussdorf bis hierher sehen wir also mit durchaus gleichem nordwestlichen Einfallen zuerst untere Wiener sandsteine, dann Inoceramenschichten, dann wieder untere Wiener sandsteine, endlich am Kahlenberge wieder Inoceramenschichten. Diese Erscheinung könnte nun auf zweierlei Art erklärt werden: entweder durch schiefe Faltenstellung oder durch einen Längsbruch. Der ersteren Annahme steht der Umstand entgegen, dass wir bei der herrschenden nordwestlichen Fallrichtung hier eine nach Süden (resp.

Fig. VI.



1. Neogen.
2. Rothe Mergel und Sandsteine (unterer Wiener sandstein).
3. Helle muschelige Chondritenmergel und Sandsteine (Inoceramenschichten).
4. Rothe und schwarze Mergelschiefer, Fleckenmergel, glitzernder Sandstein (Unterer Wiener sandstein).
5. Inoceramenschichten des Kahleugebirges (Leopoldsbirg – Kahleugebirg – Hermannskogel).

B. = Bruchlinie.

Südosten) gerichtete Faltenüberkipfung annehmen müssten, was mit der allgemeinen Erfahrung im Widerspruch stünde, dass in der ganzen alpin-karpathischen Flyschzone alle als überkippt constatirten Falten durchaus gegen den Aussenrand der Zone (also nach Norden, resp. Nordosten oder Nordwesten) übergeneigt sind, niemals gegen den Innenrand. Wir müssen also hier wohl eine kleine Bruchlinie annehmen, die zwischen dem ersten Zuge der Inoceramenschichten und dem zweiten Zuge der unteren Wiener sandsteine verläuft, gegen Nordosten etwa durch den Schablergraben markirt ist und südlich bei Kahlenbergdorf mit dem Nordrande des Burgstallberges die Donau erreicht. Die beifolgende Skizze (Fig. VI) möge dieses Verhältniss erläutern.

Einen ergänzenden Paralleldurchschnitt zu dem eben gegebenen bietet (etwa 1 Kilometer westlich) der Weg von Grinzing durch das Steinbergerthal und über das sogenannte Krapfenwaldl gegen das Kahleu-

gebirge (so bezeichnen wir den Höhenzug, der, orographisch ziemlich scharf von dem südlich vorliegenden niedrigeren Hügellande sich abhebend, vom Leopoldsberge über den Kahlenberg, Vögelsangberg, Langenberg und Hermaunskogel bis an den Sauberg zieht).

Bei Grünzing sieht man in den Weingärten vielfach Stücke von dunklen, kalkigen, weissgeaderten Sandsteinen herumliegen; wir sind hier in der Fortsetzung des südlichsten Zuges unterer Wienersandsteine.

Ein kleiner Steinbruch gleich nordwestlich bei Grünzing schliesst mit nord-nordwestlichem Fallen sehr typische Inoceramenschichten auf, nämlich einen Wechsel heller, zuweilen bläulichgrauer oder weisslicher, chondritenreicher Mergel und Kalkmergel mit plattigem glimmerreichen Sandstein und Sandsteinschiefer. Es ist dies die Fortsetzung des ersten Zuges von Inoceramenschichten des vorigen Durchschnittes.

Bald darauf folgt ein zweiter grösserer Steinbruch. Die Schichten fallen in demselben ebenfalls nach NNW und bestehen in den tieferen Lagen aus blauen Thonen, blaugrauem Sandstein und blättrigen Schiefem mit Chondriten. Ob diese Lagen noch zu den Inoceramenschichten (denen sie allerdings lithologisch nicht mehr sehr ähnlich sind) oder schon ins Alttertiär zu stellen sind, kann ich nicht entscheiden. Ausser diesen schliesst jedoch der Steinbruch (in den höheren Lagen) gelbliche und bräunliche Sandsteine auf, die dem typischen, alttertiären Greifensteiner Sandsteine, wie wir ihn an der Donau so genau kennen zu lernen Gelegenheit hatten, in allen Details so vollkommen gleichen, dass ich keinen Anstand nehme, sie ohne weiters mit diesen zu identificiren, wenn wir uns auch hier nicht im Streichen des Hauptzuges dieser Abtheilung befinden. Wir werden übrigens weiter gegen Südwesten noch sehr häufig typische und zum Theile auch palaeontologisch sichergestellte Alttertiärschollen im südlicheren Theile des Wienerwaldes, ausserhalb des Hauptzuges der Greifensteiner Sandsteine, den cretacischen Wienersandsteinen aufgelagert und eingefaltet finden¹⁾.

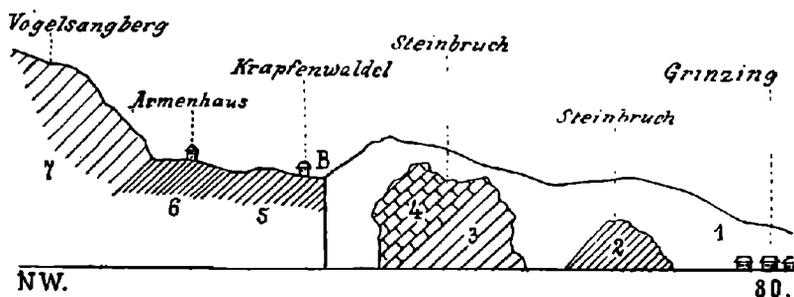
Gehen wir von diesem Steinbruche gegen die unter dem Namen „Krapfenwaldl“ jedem Wiener bekannte Restauration, so finden wir, zwar nicht steinbruchsmässig, aber am Wege mehrfach aufgeschlossen, ganz andere kalkige und grobe Sandsteine, die wieder den Typus der unteren Wienersandsteine an sich tragen, so dass hier die ältesten Glieder des Wienersandstein-Complexes ganz unvermittelt an die jüngsten anzustossen scheinen. Wir haben hier ersichtlich wieder die Bruchlinie geschnitten, die bei Besprechung des vorigen Durchschnittes erwähnt wurde. Dieselbe ist hier auch (südlich vom Krapfenwaldl) durch eine in westsüdwest-ostnordöstlicher Richtung verlaufende Terrainstufe markirt. Nordwestlich vom Krapfenwaldl finden sich (beim Armenhause) weissliche Mergel, von denen ich allerdings nicht entscheiden kann, ob sie noch den unteren Wienersandsteinen

¹⁾ Die in Rede stehende Partie von Greifensteiner Sandstein ist auf dem beigegebenen Uebersichtskärtchen der geringen Ausdehnung wegen nicht ausgeschieden.

angehören, und dann mit dem steiler ansteigenden Gebirge die typischen, mit glimmerigen Sandsteinen wechselnden Chondritenkalkmergel der Inoceramenschichten. Die Fallrichtung bleibt überall nach NW oder NNW (s. Fig. VII).

Mit diesen Inoceramenschichten (Fig. VI, 5. und Fig. VII, 7.) haben wir nun wieder den grossen Zug dieser Abtheilung erreicht, der, wie bereits mehrfach erwähnt wurde, den Höhenzug des Kahlengebirges, vom Leopoldsberge bis an den Sauberg bei Weidlingbach,

Fig. VII.



Durchschnitt von Grinzing auf das Kahlengebirge längs des Steinberger Thales.

1. Dunkler geaderter Sandstein (Unterer Wiener Sandstein).
2. Chondrit-Kalkmergel und glimmerreicher Sandstein (Inoceramenschichten).
3. Blaue Thone, blaugrauer Sandstein, blättrige Schiefer mit Fucoiden (Inoceramenschichten oder Eocän?).
4. Gelblicher feinerer und gröberer Sandstein (Greifensteiner Sandstein).
5. Geaderte und grobe Sandsteine (Unterer Wiener Sandstein).
6. Weissliche Mergel (Neocom oder Inoceramenschichten?).
7. Chondrit-Kalkmergel mit Sandsteinbänken (Inoceramenschichten des Kahlengebirges).

B. = Bruchlinie.

zusammensetzt. An der Zahnradbahn (zwischen den beiden letztbeschriebenen Durchschnitten) wurde auch seinerzeit von Keller (s. Einleitung) ein *Inoceramus* in denselben gefunden.

Überschreiten wir den Kamm des Kahlengebirges und steigen nordwärts in das Weidlingthal hinab, so gelangen wir beim Orte Weidling an die Stelle, von welcher der von Zugmayer mitgetheilte Ammonitenfund stammt. Es ist dies nach der Beschreibung Zugmayer's (s. Einleitung) wahrscheinlich das untere Ende des auf den Karten mit „Siedersgraben“ bezeichneten Thälchens. Ich fand an dieser Stelle, sowie überhaupt an der Südseite des Weidlingthales wenig gut aufgeschlossene Schichten. Erst etwas westlich von Weidling, an der Mündung eines vom Hermannskogel herabkommenden Thälchens (gerade nördlich von der Aussichtswarte am Hermannskogel) stehen typische Inoceramenschichten mit flachem, nahezu süd-

lichem Einfallen an. Ich sah hier zu unterst harten Sandstein, darüber grauen und lichten Mergel, dann Chondriten-Kalkmergel mit einzelnen Lagen von kalkigem Sandstein, dann eine Lage von blätterigem, lichten Schiefer, zu oberst wieder Chondriten-Kalkmergel mit untergeordneten Sandsteinschichten. Ueber diesem ganzen Complexe folgt dann im Stiftwalde am Südabhange des Hermannskogels eine Partie von bunten Schiefen und Sandsteinschiefen, die Stur auf seiner Karte dem Eocän zuzählt. Wir hätten — die ebensowenig erweisliche als zu negirende Richtigkeit dieser Deutung vorausgesetzt — hier eine von Westen her tief in das Gebiet der cretacischen Wiener-sandsteine eingreifende Eocänzunge vor uns; dieselbe ist jedenfalls ziemlich schmal, denn die Höhe des Hermannskogels selbst besteht, wie bereits erwähnt, wie das ganze Kahlengebirge aus Inoceramenschichten.

Wir verqueren nun das Weidlingthal und setzen unseren Durchschnitt jenseits (auf der Nordseite desselben) fort. Wir bewegen uns nun bis in das Kierlingthal vorwiegend in Inoceramenschichten, welche hier, wohl in Folge mehrfach sich wiederholender Falten, eine bedeutende Breitenentwicklung erlangen. Sie bilden den Kammersberg (zwischen dem Weidlingthal und Rothgraben), die „Lange Gasse“ und wenigstens den grösseren südöstlichen Theil des Haschberges. Gute Aufschlüsse derselben findet man in einem Steinbruche am Nordgelänge des Rothgrabenthales (unweit der Einmündung desselben in das Weidlingthal, schon innerhalb der zum Orte Weidling gehörigen Häuser), ferner in einem Steinbruche am Südgelänge des Höhenzuges „Lange Gasse“. Das Fallen an diesen Entblössungen ist durchaus südöstlich. Wir befinden uns hier in der Streichungsfortsetzung der Inoceramenschichten des Buchberges bei Klosterneuburg, die bei Besprechung des Donaudurchschnittes erwähnt wurden. Auch am Haschberge (südlich vom Haschhofe) stehen in einem kleinen Schotterbruche Inoceramenschichten an; nordöstlich vom Haschhofe aber sieht man rothe Schiefer, die flach westlich zu fallen scheinen. Ihr Verhältniss zu den südöstlich fallenden Inoceramenschichten der „Langen Gasse“ ist unklar. Westlich von diesen rothen Schiefen (im Haugenden derselben) sind in einigen kleinen Schottergruben graubraune, etwas glasige, stark verwitterte Sandsteine aufgeschlossen, die den mehrfach erwähnten, die untere Partie der Greifensteiner Nummulitensandsteine begleitenden Sandsteinen mehr gleichen als dem schwarzen, glasigen Sandstein der unteren Wiener-sandsteine. Noch weiter westlich, im Stiftwalde und Rothgrabenwalde, finden sich grobe, breccienartige Sandsteine mit krystallinischen Gesteinsbrocken, die den Typus der Alttertiärsandsteine noch ausgesprochener an sich tragen. Die Deutung dieser rothen Schiefer ist nun ziemlich schwierig. Wir befinden uns hier nicht, wie es bei flüchtiger Betrachtung den Anschein haben könnte, in der Streichungslinie des Antiklinal-Aufbruches rother und schwarzer Schiefer von Lang-Enzersdorf; die ganze Partie der Inoceramenschichten der „Langen Gasse“ und des Buchberges schiebt sich dazwischen ein. Berücksichtigen wir dann auch noch die Nähe der Eocängrenze, so wird es zweifelhaft, ob wir hier nicht rothe Gesteine eines jüngeren, zwischen Inoceramen-

schichten und sichererem Alttertiär sich einschaltenden Niveaus vor uns haben, und dies umso mehr, als ein solches jüngerer Niveau rother Gesteine (wie wir später sehen werden) im Wienerwalde thatsächlich vorkommt.

Von dieser kleinen zweifelhaften Gesteinspartie abgesehen, haben wir bis in das Kierlingthal, das wir nun im weiteren Verfolge unseres Durchschnittes erreichen, Inoceramenschichten. Dieselben stehen westlich bei Klosterneuburg, an der Südseite des Thales in der Nähe der Militärschiessstätte, an der Nordseite ungefähr gegenüber der Villa Medek, mit süd-südöstlichem Einfallen an.

Weiter aufwärts gegen Kierling biegt sich das Thal nach WNW und wird dadurch zu einem Querthale. Von dieser Thalkrümmung an aufwärts bis etwa zum Beginne des Ortes Kierling finden wir — jedoch nur unten im Thale, während die Höhen aus Inoceramenschichten bestehen — eine kleine, wenig aufgeschlossene Partie schieferiger Gesteine, die von den gewöhnlichen Inoceramenschichten etwas verschieden zu sein scheinen, ohne jedoch irgendwelche charakteristischere Gesteinstypen zu zeigen, welche hinreichen würden, um sie mit Sicherheit oder doch Wahrscheinlichkeit in eines der bekannten Wienersandstein-Glieder einzureihen; ich habe sie, da man sich für die Karte doch für irgend etwas entscheiden muss, provisorisch als untere Wienersandsteine ausgeschieden.

Die Hauptgesteine dieses Theiles des Thales bleiben aber immer die Inoceramenschichten, und zwar reichen sie gegen Westen bis in den Ort Kierling, wo ich sehr typischen Ruinenmarmor mit *Chondr. Vindobonensis* var. *intricatus* *Ettingsh.* an der rechten (südlichen) Thalseite, beim unteren Ende der sogenannten „Dietschen-Stiege“, mit südöstlichem Fallen anstehend beobachtete.

Aber auch auf der linken Thalseite sind die Inoceramenschichten noch in ziemlicher Ausdehnung entwickelt. Sie setzen hier den ganzen Freiberg bis etwas westlich vom Freibergshofe zusammen und sind in der östlichen Umgebung dieses Hofes, sowie an dem von demselben gegen das „Käferkreuz“ führenden Wege in allen ihren charakteristischen Gesteinsvarietäten mit süd-südöstlichem bis südlichem Einfallen aufgeschlossen. Stur scheint hier nicht gewesen zu sein, sonst hätte er diese Aufschlüsse am Freiberge unmöglich übersehen und hier Eocän einzeichnen können.

Die westliche und nördliche Grenze der Inoceramenschichten verläuft westlich vom Haschhofe zuerst in nördlicher Richtung nach Kierling, schneidet ungefähr durch die Mitte dieses Ortes, zieht dann nordöstlich, westlich beim Freihofe vorbei, dreht sich am Nordgehänge des Freiberges nach SO und erreicht die Donau zwischen Unter-Kritzendorf und Klosterneuburg, wo wir sie bereits im Donauprofile geschnitten haben. Die Inoceramenschichten reichen sonach (von den oben erwähnten, räumlich sehr beschränkten Partien zweifelhafter Bildungen abgesehen) um mehr als einen Kilometer weiter nach Westen und Norden, als es auf der Stur'schen Karte dargestellt ist.

An die Inoceramenschichten schliesst sich zunächst eine schmale Zone von thonigen Schiefern und groben Sandsteinen, die aber hier nirgends in grösseren Entblössungen aufgeschlossen sind. Sie ziehen

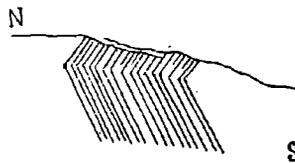
durch den Ort Kierling, nördlich über den „Weissen Hof“, und von da südöstlich an die Donau, sind wahrscheinlich mit den Gesteinen identisch, die wir (im Donauprofile) beim Bahnhofe Kritzendorf aufgeschlossen sahen und sind infolge ihrer Position zwischen Inoceramenschichten und typischem Greifensteiner Sandstein wohl als unterstes Alttertiärglied zu deuten.

Dann folgt — schon im westlichen Theil des Ortes Kierling — der echte Greifensteiner Sandstein und zwar der breite Hauptzug dieser Gesteine, den wir zuerst an der Donau zwischen Ober-Kritzendorf und Höflein kennen gelernt haben und der sich nun weit gegen Südwest durch das ganze Wienerwaldgebiet fortverfolgen lässt.

Westlich von Kierling spaltet sich das Thal. Der südlichere Arm (der Haselberg) ist ein Längenthal und bietet keine Schichtenverquerung; wir folgen daher dem nördlichen Arme gegen Gugging.

Etwa 1·5 Kilometer nördlich von diesem Thale, im Marbachgraben (einem bei Kierling einmündenden Seitenthale), an der Ostseite des Sonnberges, ungefähr in der Mitte zwischen Kierling und Hadersfeld, ist der Greifensteiner Sandstein durch die altbekannten

Fig. VIII.



grossen Schleifsteinbrüche aufgeschlossen, welche bereits v. Hauer (Eocängeb. 1858) beschrieb. „Der schon sehr ausgedehnte Bruch“ (sagt der Genannte) „wird nach dem Streichen betrieben, indem man nur bestimmte Schichten verfolgt. Dieses Streichen ist nach Ost 20° in Nord gerichtet. Das Fallen beträgt bei 70° in Süd. Nur am Ausgehenden der Schichten brechen diese entsprechend dem Gebirgsabhange um ungefähr 90° um, wie die Zeichnung Fig. VIII zeigt, so dass an der Oberfläche selbst, in einer weniger als eine Klafter tiefen Aufgrabung ein scheinbares Fallen nach Nord zu beobachten wäre. Ein ähnliches Verhältniss, offenbar hervorgebracht durch den an der Oberfläche allmählig wirkenden Druck dem Abhang entlang, gewahrt man nicht selten in Wienersandsteine, so dass man Schichtungen, die nur an der Oberfläche zu beobachten sind, immer mit einiger Vorsicht zu beurtheilen hat. Das in diesem Bruche aufgeschlossene Gestein ist ein sehr fein- und gleichkörniger, nicht sehr fester, ziemlich glimmerreicher Sandstein, mit dem sehr feiner, schieferiger, blaugrauer durch Verwitterung bleichender Mergelschiefer wechsellagert. Die meisten Schichten des Sandsteines sind nicht über 1 Fuss mächtig, nur zwei Schichten, die man hauptsächlich verfolgt, sind 3–4 Fuss mächtig. Auf der Hangendfläche mancher Schichten finden sich zahlreiche Wülste und Hervorragungen, darunter auch die merkwürdigen, schlangenartig gewundenen Körper, deren

schon Herr Bergrath Czjzek (Erläut. z. geol. Karte der Umgeb. Wiens, pag. 83) Erwähnung macht. Sie stimmen vollkommen überein mit den von Meneghini unter dem Namen *Nemertilites Strozzi* beschriebenen Fossile (Consid. sulla Geologia Toscana, pag. 145), welches sich in Toscana sowohl im eocänen Flysch als auch im Neocom findet. Nur an einer Platte beobachtete ich auch an der Liegendfläche wulstförmige Hervorragungen, welche ungefähr den Körpern gleichen, die Haidinger mit den Fährten von Cheloniern vergleicht (Ber. über d. Mittheil. v. Freunden d. Naturw. III, pag. 285), doch sind sie bedeutend kleiner und minder regelmässig gefaltet. Auf vielen Stücken des Sandsteines gewahrt man Rinden von Eisenoxydhydrat.“

Besonders bemerkenswerth bei diesen Anzeichnungen v. Hauer's scheint mir die Angabe, dass hier wulstförmige Hervorragungen (Hieroglyphen) auf beiden Seiten der Schichten vorkommen, eine Thatsache, die Beachtung verdient mit Bezug auf die in neuerer Zeit wiederholt aufgetauchte Ansicht, dass diese Hieroglyphen ein sicheres Merkmal der unteren Schichtflächen, und daher zur Entscheidung der Frage, ob man es mit überkippter oder normaler Lagerung zu thun habe, verwendbar seien. Die vorliegende Beobachtung v. Hauer's spricht jedenfalls gegen eine solche Verwendbarkeit (vergl. Einleitung).

Weiter sind die Greifensteiner Sandsteine dann noch an der Strasse von Gugging nach St. Andrä, sowie bei St. Andrä selbst in einigen Steinbrüchen mit ostnordöstlichem Streichen und süd-südöstlichem Einfallen aufgeschlossen. Zwischen Gugging und St. Andrä finden sich einzelne Lagen bräunlicher, dünneplattiger, sehr glimmerreicher Sandsteine mit sehr ebenfächigen Schichten, welche mit dem Gesteinstypus, den ich in Mähren „Steinitzer Sandstein“ nannte, und der dort mit der Menilitischieferfacies engstens verknüpft auftritt, petrographisch vollkommen übereinstimmen. Bei St. Andrä findet sich namentlich die feinkörnige, gelbliche Sandsteinvarietät wieder, die wir von Höflein, Greifenstein etc. wiederholt beschrieben haben. Auch Nummuliten liegen von St. Andrä vor ¹⁾.

Bevor wir die Donauebene erreichen, schneiden wir noch im Orte St. Andrä, am äussersten Nordrande des Wienerwaldgebirges, eine hier noch sehr schmale Partie einer vom Greifensteiner Sandsteine merklich verschiedenen Gesteinszone, die, von hier südwestlich sich verbreiternd, über Wolfpassing, den Tulbingerkogel, Ried, südlich bei Rappoltenkirchen vorbei, nach Anzbach an der Westbahn und das Laabenthal bei Christofen fortsetzt, bis hierher den Nordwestrand des eigentlichen Wienerwaldes gegen das sich anschliessende neogene Hügelland bildend.

Es ist dies die Gesteinszone, die Stur auf seiner geologischen Specialkarte der Umgebungen Wiens unter dem Namen

¹⁾ Die Nummuliten der Greifensteiner Sandsteine wurden auf Veranlassung Stur's von Prof. Uhlig untersucht, und darüber in den Erläuterungen zu Stur's Specialkarte der Umgebungen von Wien berichtet. Ich werde diese Untersuchungsergebnisse Uhlig's in den den Schluss vorliegender Mittheilung bildenden, zusammenfassenden Bemerkungen reproduciren.

„Wolfpassinger Schichten“ ausscheidet und als unterstes Eocänglied bezeichnet.

Ich habe kein positives Beweismittel, um diese Deutung direct als unrichtig zu bezeichnen; wahrscheinlich erscheint sie mir jedoch nicht, und ich konnte mich daher auch nicht veranlasst sehen, sie für meine Karte zu acceptiren.

Wir haben zur Lösung derartiger Fragen drei Behelfe: die Fossilführung, die Lagerungsverhältnisse, und — wenn diese beiden nichts ergeben — die petrographische Analogie mit sicherer deutbaren Gliedern desselben Gebirgssystems.

Was zunächst die Fossilführung der sogenannten „Wolfpassinger Schichten“ betrifft, so liegen aus denselben nur *Fucoiden* und (aus dem Steinbruche „auf der Riesen“ bei St. Andrä) „opake Blättchen“, die *Stur* als Fischreste ansprechen zu können glaubte, vor. Diese Reste geben gar keinen Anhaltspunkt für eine stratigraphische Deutung.

Die Lagerung der „Wolfpassinger Schichten“ zeigt, wie *Stur* angab und wie ich selbst überall im ganzen Zuge bestätigt fand, durchaus flachen, südöstlichen Schichtenfall, also eine Neigung unter den südlich sich anschliessenden Greifensteiner Sandsteinzug. Wenn wir auch hier, der sehr flachen Lagerung wegen, nicht an eine Ueberkipfung denken, sondern normales Verflächen annehmen wollen, so beweist dieses Lagerungsverhältniss doch ebenfalls nicht viel, denn das Einfallen unter den Greifensteiner Sandstein kann ebensogut auf obere Kreide, als auf unterstes Eocän hindeuten.

Es bleiben also noch die petrographischen Verhältnisse. Wir finden in unserem fraglichen Zuge die folgenden Gesteine, meist in rascher Wechsellagerung und durch mannigfache Uebergänge miteinander verbunden: feinkörnige, glimmerreiche, lichtgraue, bräunliche oder grünliche Sandsteine, in kalkigeren oder mergeligeren Varietäten mit *Chondriten* und Hieroglyphen; schiefrige Mergel und muschelige, bräunliche Mergel mit *Chondriten*; Kalksandstein mit *Spathadern*, durch Zurücktreten der Sandkörner und Prävaliren des kalkigen Bindemittels übergehend in weissgeaderten Kalk; endlich hie und da schichförmige Hornsteinlagen.

Diese Hornsteinbänke sind allerdings ein Typus, den wir in den anderen Gliedern des Wienersandsteins, insoweit wir sie bisher betrachtet haben, nicht fanden; dieselben treten aber nicht überall, wie es scheint, überhaupt nur im nordöstlichen Theile des Zuges auf, und wo sie fehlen, ist dann der Gesteinscomplex von dem der gewöhnlichen *Inoceramenschichten* nicht unterscheidbar, eine Trennung derselben einfach willkürlich.

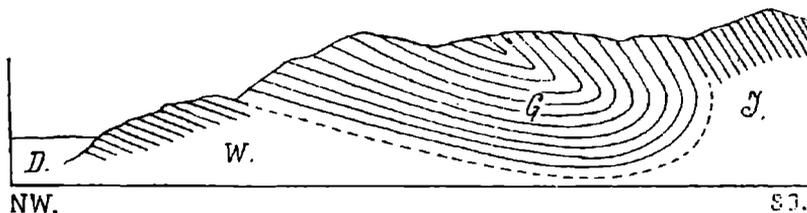
Aus diesen Gründen glaube ich, in dem Wolfpassing-Christofener Gesteinszuge nichts anderes als den nördlichen Gegenflügel des den Greifensteiner Sandsteinzug im Süden begrenzenden Zuges von *Inoceramenschichten* erkennen zu können. Es spricht hiefür auch der Umstand, dass die Hornsteinlagen, das einzige Charakteristische dieses Gesteinscomplexes, an der Südgrenze des Greifensteiner Sandsteinzuges, wo sie — wenn zum Eocän gehörig — zwischen Greifensteiner Sandstein und *Inoceramenschichten* auftreten sollten, vollständig fehlen. Was dort (z. B. beim Bahnhofe

Kritzendorf) an der Grenze zwischen Inoceramenschichten und typischem Greifensteiner Sandstein liegt, ist mit letzterem engstens verknüpft und hat nicht die entfernteste Aehnlichkeit mit den Wolfpassinger Schichten. Zwischen den beiden Zügen von Inoceramenschichten erscheinen dann — etwa nach dem auf der beifolgenden Skizze (Fig. IX) dargestellten Schema — die Greifensteiner Sandsteine in einer schiefen Mulde zusammengeschoben.

Mit apodictischer Bestimmtheit will ich, wie ich hier ausdrücklich betonen muss, diese Ansicht nicht hinstellen, doch dürfte wohl allgemein zugestanden werden können, dass sie mindestens mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat, als die Stur'sche Deutung.

Eine Zusammenstellung der Skizze Fig. IX mit einem der früher gegebenen Durchschnitte (Fig. V oder Fig. VI), die, von der anderen (südlichen) Seite aus, ebenfalls bis an den Hauptzug der Inoceramen-

Fig. IX.



- D. Donaubene.
- W. Wolfpassinger Zug.
- G. Greifensteiner Sandstein.
- J. Hauptzug der Inoceramenschichten.

schichten reichen, ergibt uns nun das vollständige Bild des in diesem Abschnitte geschilderten Wienerwalddurchschnittes von der Neogenniederung bei Nussdorf und Grinzing bis an die Donaubene bei St. Andrä und Wolfpassing.

4. Sievering—Weidlingbach.

Der im vorigen Abschnitte besprochene südlichste Zug von rothen Mergeln und deren Begleitgesteinen (Nussdorf—Salmansdorf) ist beim Orte Sievering durch etwas weiter gegen Norden hinaufgreifende neogene Sande gedeckt, so dass der Rand des Wienersandsteines hier schon durch das zweite Glied, die Inoceramenschichten des Zuges Nussberg—Dreimarktstein, gebildet wird.

Diese stehen an der Strasse nach Weidlingbach, die wir hier verfolgen wollen, gleich nordwestlich von Ober-Sievering, in den grossen, in der älteren Literatur wiederholt erwähnten Sieveringer Steinbrüchen aufgeschlossen an, und setzen rechts die Höhen „am Himmel“ und Pfaffenberg, links den Neuberg und Dreimarktstein

zusammen. Sie zeigen hier, wie überall, die bekannten und schon wiederholt beschriebenen Gesteinsvarietäten dieser Abtheilung, die Zwischenlagen der chondritenreichen Ruinenmergel, zahlreiche Helminthoiden etc.

Auffallend ist, dass der Schichtenfall im ersten Bruche ein steil südlicher ist, während wir in diesem Zuge in den östlicheren Durchschnitten bisher überall nördliches (respective nordwestliches) Einfallen sahen, und auch in der westlichen Streichungsfortsetzung (im Steinbruche am Neuberger bei Salmansdorf) die nördliche Fallrichtung deutlich zu beobachten ist. Ich kann diese Erscheinung nur durch die Annahme einer localen Ueberkipfung erklären.

Nach Verquerung dieses hier circa 1 Kilometer breiten Inoceramenschichtenzuges gelangen wir, noch vor der scharfen Krümmung der Strasse nach West, an den zweiten, aus den Durchschnitten Fig. V und Fig. VI bekannten Zug der rothen Mergel und dazugehörigen glitzernden und geäderten Sandsteine. Die ersteren verrathen sich (links von der Strasse) vielfach durch intensiv roth gefärbten Humus.

An zwei Stellen innerhalb dieses Zuges, nämlich links von der Strasse, vor der Krümmung nach West, sowie am Südfusse des Sauberges, vor dem Beginne der Strassenserpentin, finden sich lichte Mergelkalke, die von den bekannten Neocom-Aptychenkalken nicht unterscheidbar sind, und die ich daher unbedenklich als solche ansprechen zu können glaubé.

Es ist an diesen Stellen nicht zu entnehmen, in welchem Verhältnisse diese Kalke zu den rothen Mergeln und deren Begleitgesteinen stehen, ob sie denselben linsen- oder bankförmig eingelagert sind, oder etwa klippenförmig aus denselben auftauchen. Es muss jedoch hier gleich auf den gewiss nicht belanglosen Umstand hingewiesen werden, dass überall im ganzen Wienerwalde, wo wir auf einen Zug der rothen Mergel und ihrer Begleitgesteine treffen, diese Neocomkalke im Bereiche derselben auftreten. Es gibt keinen solchen rothen Mergelzug, in welchem man nach diesen Kalken lange vergeblich suchen würde, während man sie im Verbreitungsgebiete der Inoceramenschichten und Greifensteiner Sandsteine niemals findet. Wenn sich nun diese Kalke auch nicht wie die rothen Mergel und dazugehörigen Sandsteine zu meilenweit verfolgbaren Zügen verbinden, sondern mehr in kleineren Partien auftreten, so ist dieses constante räumliche Zusammenvorkommen doch jedenfalls an sich schon ein Wahrscheinlichkeitsargument für die stratigraphische Zusammengehörigkeit und meine Deutung dieser Gruppe als untere, vorwiegend der Unterkreide angehörige Abtheilung der Wienersandsteine, die ich aus den Lagerungsverhältnissen bei Lang-Enzersdorf, Kahlenbergerdorf, Nussdorf, Grinzing etc., sowie aus dem Aptychenfunde in den rothen Mergeln von Salmansdorf ableitete, erhält hiedurch neue Festigung.

Uebrigens werden wir im weiteren Verfolge unserer Wienerwald-durchschnitte gegen Südwest auch noch Punkte finden, welche das lagenförmige Vorkommen dieser Kalke deutlich genug zeigen und die

Annahme eines klippenartigen Auftauchens derselben vollständig ausschliessen¹⁾.

Die Breite dieses Zuges der rothen Mergel beträgt hier (senkrecht auf das Streichen) etwa 0·5 Kilometer. Am Nordraude desselben, am Südfusse des Sauberges, ist nord-nordwestliches Einfallen, also unter den oftberührten Inoceramenschichtenzug des Kahlengebirges, den wir hier wieder treffen, zu beobachten.

Wir schneiden diesen letzterwähnten Zug von Inoceramenschichten mit der Strasse nach Weidlingbach westlich vom Sauberge. Derselbe setzt von hier nach Südwesten weiter fort, endet nicht (wie es auf der Stur'schen Specialkarte dargestellt ist) mit dem Simonsberge, sondern ist im Walde westlich vom sogenannten „Holländerdörfel“ (oder „Hamcau“) noch deutlich zu sehen und verbindet sich in dieser Weise mit dem Exelberge, wo wir ihn im nächsten Durchschnitte (Dornbach—Königstetten) wiederfinden werden.

Die Breite dieses Zuges, der, wie wir gesehen haben, in seinem nordöstlichen Theile (am Leopoldsberge an der Donau) eine so bedeutende Entwicklung erreicht, beträgt hier bei Weidlingbach kaum 1 Kilometer.

Nach Verquerung des Höhenzuges Sauberg—Simonsberg erreichen wir das Thal von Weidlingbach. Am südlichen Rande dieses Thaales trifft die bisher verfolgte Strasse mit einer von Nordosten (von Weidling) herkommenden Strasse zusammen. Am Vereinigungspunkte stehen noch Inoceramenschichten mit südöstlichem Einfallen an.

Gehen wir aber auf der Weidlingerstrasse nur wenige Schritte nordostwärts, so treffen wir bald ganz abweichende Gesteine.

Wir sehen rechts an der Strasse, am Nordfusse des Sauberges anstehend, sehr eigenthümliche kieselige Mergel, wie ich sie bisher noch nicht zu erwähnen Gelegenheit hatte. Dieselben sind innen grau, gelblich verwitternd, und dadurch besonders charakterisirt, dass sie beim Schlagen in parallel begrenzte, längliche Stücke zersplittern. Mit ihnen in Wechsellagerung stehen Bänke von sehr grobem bis breccienartigen, buntpunktirten Sandstein, zuweilen mit etwas glasigem Bindemittel, in dem man nicht allzuselten Reste von leider meist undeutlichen Fossilien bemerkt.

Ich fand Bryozoen und Orbitoiden. Stur gibt von hier (nach Bestimmung von Prof. Uhlig) an:

Operculina cf. complanata Desfr.

Cristellaria sp. (Gruppe der *Cr. rotula*)

Orbitoides sp. (Gattungsbestimmung sicher)

Textilaria sp.

Bryozoen²⁾.

¹⁾ Auf meinen grösseren Aufnahmekarten (1 : 25.000 und 1 : 75.000) sind die Aptychenkalke und Fleckenmergel ausgeschieden; auf dem der vorliegenden Mittheilung angeschlossenen Uebersichtskärtchen schien eine solche Ausscheidung des kleinen Massstabes wegen undurchführbar und sind dieselben daher mit den übrigen Gesteinsvarietäten der unteren Wienssandsteine vereinigt.

²⁾ Wir werden auf die bezüglichen näheren Angaben Prof. Uhlig's, die sich in den nachgelassenen Papieren Stur's fanden, in den zusammenfassenden Schlussbemerkungen zurückkommen.

Nach dieser kleinen Fauna haben wir hier zweifellos Alttertiär vor uns.

Das Einfallen dieser Schichten ist südöstlich, also gegen die ebenso fallenden Inoceramenschichten gerichtet, so dass hier wieder eine der in unserem Gebiete so häufigen Ueberkippungen vorliegt.

Stur hat sich zweifellos durch die Entdeckung dieses fossilführenden Punktes in dem sonst so petrefactenarmen Wienersandsteine ein nicht zu unterschätzendes Verdienst erworben, leider ging er aber in der Verwerthung dieser Funde viel zu weit, indem er diese fossilführenden Schichten mit seinen „bunten Schieferen und Sandsteinschichten“, d. i. mit unseren rothen Mergeln und den dazugehörigen Gesteinen, zusammenzog und demgemäss die letzteren durchaus ebenfalls als alttertiär betrachtete und einzeichnete. Dementgegen muss constatirt werden, dass von den rothen Schieferen, schwarzen, weissgeaderten Sandsteinen etc., wie wir sie in den bezüglichen, von mir als „untere Wienersandsteine“ bezeichneten Gesteinszonen sahen, in Verbindung mit den fossilführenden Schichten bei Weidlingbach absolut nichts zu sehen ist, obwohl gerade diese rothen Mergel selbst bei mangelhaften Aufschlüssen sich durch die Färbung des Humus stets verrathen und nicht leicht übersehen werden können. Auch fällt der Fundpunkt von Weidlingbach nicht einmal annähernd in die Streichungslinie eines rothen Mergelzuges, sondern ist von dem nächstgelegenen durch den Inoceramenschichtenzug des Kahlengebirges getrennt. Es liegt sonach keinerlei Berechtigung zu einer Zusammenziehung vor.

Ebensowenig haben die Alttertiärgebilde von Weidlingbach irgend eine Aehnlichkeit mit Wolfpassinger Schichten. Am ehesten könnten sie noch mit den etwas glasigen, braunen und grünlichen Sandsteinen beim Bahnhofe von Kritzendorf verglichen werden, die dort, mit gewöhnlichen Greifensteiner Sandsteinen enge verknüpft, ebenfalls nächst der Grenze der Inoceramenschichten auftreten.

Die Gegend nördlich von Weidlingbach (Tafelberg, Windischhütte, Gsängerhütte, Hohenauberg, Kirlingerforst, Hintersdorf, Plöckingberg, Hagenbachklamm) bis an den (im vorigen Abschnitte besprochenen) Wolfpassinger Zug habe ich auf meinen Karten durchwegs als alttertiär eingetragen, und dies dürfte wenigstens bezüglich des nördlichen Theiles dieses Gebietes, wo wir uns im Streichen des Hauptzuges der Greifensteiner Sandsteine befinden, wohl jedenfalls richtig sein. Bezüglich des südlichen Theiles möchte ich jedoch nicht mit Sicherheit behaupten, dass hier nicht stellenweise noch cretacische Aufbrüche vorkommen, zu deren Ausscheidung ich allerdings in dieser durchaus bewaldeten und schlecht aufgeschlossenen Gegend keine genügenden Anhaltspunkte fand. So könnte z. B. möglicherweise die Inoceramenschichtenzunge des Kammers- und Rahmberges sich noch weiter westlich gegen den Tafelberg erstrecken; im obersten Theile des Rothgrabens (östlich von der Gsängerhütte), wo wir uns in der Streichungslinie der Antiklinale von Lang-Enzersdorf befinden und wo ich auch Spuren von rothem Humus beobachtete, könnte ebenfalls ein cretacischer Aufbruch angedeutet sein etc. Ich glaubte es jedoch vorziehen zu sollen, derartige problematische Vorkommnisse, deren

Begrenzung ganz willkürlich wäre, auf der Karte lieber ganz wegzulassen und mich bezüglich derselben auf die obige Andeutung zu beschränken.

Dieser Durchschnitt durch den Wienerwald unterscheidet sich von den früher betrachteten insoferne, als hier mehr als zwei Drittheile der Breite des Wienersandsteingebietes auf die alttertiären Glieder des Complexes entfallen, während wir in den nordöstlicheren Durchschnitten das entgegengesetzte Verhältniss, nämlich bedeutendes Prävaliren der cretacischen Glieder beobachten konnten. Dies hat seinen Grund jedoch nicht etwa in einer namhaften Mächtigkeitszunahme der einen und Mächtigkeitsabnahme der anderen Abtheilung, sondern darin, dass an der Donau die cretacischen Glieder in einer Reihe paralleler Wellen an der Oberfläche erscheinen, von denen jedoch nur die südlichste gegen SW weiter fortsetzt, während die nördlicheren dem Streichen nach bald unter der Alttertiärdecke verschwinden. Wir finden jedoch, wie ein Blick auf die Karte zeigt, die rudimentären Spuren dieser — als zusammenhängende Zonen verschwundenen — Wellen weiter im Südwesten noch wiederholt in der Form kleinerer cretacischer Aufbrüche, die in der ungefähren Streichungslinie der Axen dieser Wellen hie und da im Haupt-Alttertiärgebiete auftauchen, wieder.

5. Dornbach—Königstetten.

Da die Grenze des Wiener Neogenbeckens gegen das Wienersandsteingebiet nicht parallel mit den Zügen dieses letzteren verläuft, sondern dieselben in nordnordost-südsüdwestlicher Richtung scharf abschneidet, so treffen wir im weiteren Verfolge dieser Grenze gegen SSW auf Wienersandsteinzüge, die in den nordöstlicheren Durchschnitten noch nicht vorkamen und die uns daher auch wieder neue Fragen in Beziehung auf ihre stratigraphische Deutung zu lösen geben.

So liegen die um Dornbach entwickelten Wienersandsteine nicht in der Streichungslinie einer der in den früheren Durchschnitten erwähnten Gesteinszonen, sondern gehören einem Zuge an, der sich zwar gegen SW weit forterstreckt, gegen NO aber (schon bei Pötzleinsdorf) an der Neogenniederung abschneidet.

Die Sandsteine sind in Dornbach in dem grossen Steinbruche in der Pichlergasse, sowie in dem ebenfalls sehr ausgedehnten Conrad'schen Bruche aufgeschlossen. In ersterem Steinbruche sieht man mittel- bis grobkörnigen, glimmerigen, blaugrauen, in der Verwitterungskruste bräunlichen Sandstein mit verkohlten Pflanzenspuren und wenig thonigen Einlagerungen. Chondriten und Hieroglyphen fehlen oder sind wenigstens sehr selten. Die Schichten zeigen deutliche muldenförmige Lagerung. Nördlich wie südlich von dem Bruche verrathen sich rothe Schiefer und die mit denselben stets vergesellschafteten Kalksandsteine durch die Färbung des Humus und die in den Feldern herumliegenden Stücke. Der Sandstein des Steinbruches in der Pichlergasse liegt hiernach diesen Schichten auf.

Weiter thalaufwärts an der anderen (nördlichen) Thalseite, im Conrad'schen Steinbruche, stehen ähnliche, manchmal sehr dunkle, mittel- bis grobkörnige Sandsteine, mit rothen und schwarzen Schiefeln wechselnd, an. Die Schichten sind sehr gestört, zuweilen nahezu senkrecht aufgerichtet; im Allgemeinen kann eine Neigung gegen Norden erkannt werden.

Die Zugehörigkeit dieses letzteren Sandsteins zu den rothen Schiefeln, die auch an dieser Thalseite (an der Kreuzwiese, bei der Schafberg-Restauralion etc.) vielfach zu sehen sind, kann wohl nicht zweifelhaft sein; bezüglich des Sandsteins in der Pichlergasse könnte seiner Lagerung nach wohl vielleicht angenommen werden, dass er eine jüngere Auflagerung auf den rothen Schiefeln repräsentire. Da jedoch seine petrographische Beschaffenheit weder mit Greifensteiner Sandstein, noch mit den Gesteinen der Inoceramenschichten irgendwelche Aehnlichkeit zeigt, so glaubte ich, auch diesen Sandstein vorläufig von dem Complex der rothen Schiefer nicht trennen zu sollen.

Wichtig ist der (auch von Stur eingezeichnete) nördliche und nordwestliche Schichtenfall in Conrad's Steinbruch und bei der Schafberg-Restauralion, denn derselbe zeigt uns wieder ganz deutlich die Position der rothen Schiefer und der dazugehörigen Gesteine im Liegenden eines sich nördlich (am Schafberge) anschliessenden Zuges typischer Inoceramenschichten, und demnach die Zugehörigkeit dieser rothen Schiefer zu den unteren Lagen des Wienersandsteincomplexes.

Das Vorherrschende nördlicher und nordwestlicher Fallrichtung sieht man übrigens nicht nur an den erwähnten Punkten nördlich von Dornbach, sondern auch südlich von genanntem Orte, so im Liebhartsthal in dem Steinbruche bei Dachler's Restauralion (grober Sandstein, südöstlich im Liegenden desselben rothe Mergel und Kalksandsteine), ferner an der Strasse von Ottakring über den Steinhof auf den Galitzinberg.

An letzterer Route sind die Schichten ziemlich gut abgeschlossen.

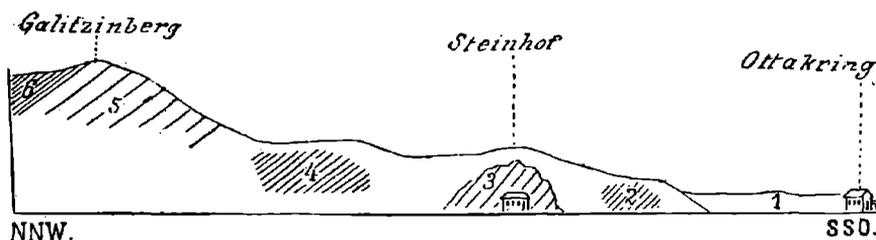
Ottakring liegt noch auf neogenem Sand und Schotter. An der zuerst südwestlich, dann westnordwestlich auf den Galitzinberg führenden Strasse sieht man bald nach der Strassenkrümmung, noch vor dem Gasthause „Steinhof“, rothe Mergel mit Kalksandsteinbänken. Beim Steinhof selbst sind in einem kleinen Steinbruche harte, zuweilen kieselige Sandsteine aufgeschlossen, die stellenweise schwache Spuren von dunkleren, runden oder ovalen Flecken zeigen, und dadurch einen Uebergang zu dem petrographischen Typus mancher sandigerer und kieseligerer Varietäten der Neocom-Fleckenmergel andeuten. Das Fallen ist nordwestlich. Etwas höher hinauf stehen im Strassengraben rothe und graue, mit Hieroglyphen führenden, gewöhnlich blaugrauen Kalksandsteinbänken wechselnde Mergelschiefer — ganz wie unterhalb des Steinhofs — an; sie fallen ebenfalls nordwestlich, so dass der Sandstein beim Steinhof nur eine mächtigere Bank in diesem Complex zu sein scheint. Weiter hinauf folgen, mit immer gleichbleibendem nordwestlichen Schichtenfall grobe Sandsteine, hie und da mit seltenen Spathadern, und über

diesen dann endlich an der Höhe des Galitzinberges feinkörnigere, dünngeschichtete Sandsteinlager (s. Fig. X).

Die Sandsteine vom Galitzinberg und bei Dachler's Restauration scheinen denjenigen von der Pichlergasse in Dornbach zu entsprechen.

Setzen wir den Durchschnitt vom Galitzinberge noch weiter gegen NW fort, so finden wir (nördlich und nordwestlich vom „Tempel“) wieder Spuren rother Schiefer, die ihrerseits denjenigen von Conrad's Steinbruch und der Schafberg-Restauration nördlich von Dornbach entsprechen, und dann (an der sogenannten „Vogeltennwiese“) Inoceramenschichten, denselben Zug dieser Abtheilung, den wir (nördlich von Dornbach) bereits erwähnten, der hier mit dem Schafberge beginnt und sich südwestlich über Neuwaldegg, den Heuberg, die Vogeltennwiese an den Satzberg und das Wienthal bei Hütteldorf erstreckt, und jenseits der Wien noch weiter südwestlich fortsetzt.

Fig. X.



1. Neogensand und Schotter.
2. Rothe und graue Mergel mit Hieroglyphen-Kalksandstein.
3. Kieseliger Sandstein.
4. Rothe und graue Mergel mit Hieroglyphen-Kalksandstein (wie 2).
5. Grober, dickschichtiger Sandstein.
6. Feinkörniger, dünnschichtiger Sandstein.

Kehren wir nun auf die nördliche Seite des Dornbacherthales zurück.

Wir sehen die Inoceramenschichten am Südgehänge des Schafberges, links von dem Wege, der ungefähr gegenüber der fürstlich Schwarzenberg'schen Meierei gegen Osten vom Thale abzweigt und dann (sich spaltend) nach Gersthof oder Weinhaus führt, in einigen kleinen verlassenen Steinbrüchen aufgeschlossen. Sie zeigen hier die wiederholt beschriebenen charakteristischen Gesteinstypen dieser Abtheilung, die Lagerung ist hier weniger deutlich. Der Inoceramenschichtenzug reicht (in einer Breite von circa 1 Kilometer) bis etwas über die Strasse von Neuwaldegg nach Pötzleinsdorf, dann schliesst sich mit dem Höhenzuge des Michaelerberges eine andere Gesteinsbildung an.

Es ist ein grober, buntpunktirter, zuweilen durch ein etwas glasiges Bindemittel verkitteter, durch Auswitterung und Ausfallen einzelner Bestandtheile löcheriger (nach Stur's Bezeichnung „luckiger“)

Sandstein, in welchem Stur Spuren von Fossilresten fand. Es sind (nach gefälliger Mittheilung von Prof. Uhlig) „verschiedene kleine Foraminiferen, sehr fest im Gestein eingewachsen, schlecht erhalten; die Hohlräume und Abdrücke des einen Gesteinsstückes könnten vielleicht theilweise auf Orbitoiden zurückzuführen sein“.

Nach diesen Resten an sich wäre zwar eine stratigraphische Bestimmung des Gesteins vom Michaelerberge nicht zulässig, denn die Orbitoiden, die ausserdem unsicher sind, könnten sowohl auf Alttertiär als auf Oberkreide hindeuten; da das Gestein jedoch petrographisch vollkommen übereinstimmt mit dem Sandsteine von Weidlingbach, der ebenfalls Orbitoiden führt, und durch das Vorkommen von *Operculina complanata* sicherer als alttertiär charakterisirt ist, so glaube ich, dasselbe wie Stur ebenfalls dem Alttertiär zuweisen zu müssen.

Rothe Mergel stehen am Michaelerberge ebensowenig als bei Weidlingbach mit dem Orbitoiden führenden Sandsteine in unmittelbarer Verbindung; eine Zusammenziehung dieses letzteren mit dem Complexe der rothen Mergel, wie sie auf Stur's Karte überall vorgenommen ist, findet sonach hier ebensowenig eine Rechtfertigung.

Die Alttertiärscholle des Michaelerberges findet, soviel ich beobachten konnte, gegen SW, an der westlichen Thalseite im Dornbacher Parke, keine Fortsetzung. Dagegen erstreckt sie sich vielleicht gegen Osten in einem schmäleren Zuge bis in die Gegend zwischen Pötzleinsdorf und Neustift. Ich fand südlich vom letztgenannten Orte einen harten, feinkörnigen, grauen, etwas glasigen Sandstein, von dem Herr Prof. Szajnocha, der sich gegenwärtig viel mit dem Studium der Foraminiferen der Karpathensandsteine beschäftigt, auf meine Bitte ein Dünnschliffpräparat anfertigen liess. Dasselbe zeigte einen Rest, den Prof. Szajnocha als Nummuliten bezeichnete. Ich habe diesen Rest wiederholt selbst unter dem Mikroskope besichtigt, er erschien mir jedoch zu einer stratigraphischen Bestimmung des Gesteins doch allzu undeutlich. Echte, generisch von alttertiären nicht trennbare Nummuliten kommen bekanntlich auch in der Kreide, im Jura, ja sogar im Kohlenkalke vor¹⁾ und nicht nur alle derartigen, sondern auch manche andere verwandte Foraminiferenformen würden bei solchem Erhaltungszustande im Dünnschliffe ganz ebenso aussehen, wie der Rest von Neustift. Ueberhaupt können, wie ich glaube, alle specifisch nicht sicher bestimmbaren mikroskopischen Foraminiferenfunde für die stratigraphische Deutung der Flyschgesteine nur in dem Falle irgend eine Bedeutung haben, wenn die Altersbestimmung, auf welche sie hinzudeuten scheinen, noch durch anderweitige Fossilfunde oder in Ermanglung solcher durch die Lagerungs- und petrographischen Verhältnisse erhärtet wird, wie dies am Michaelerberge der Fall ist.

Wir gehen nun zur Betrachtung der anderen Thalseite (westlich von Neuwaldegg) über.

¹⁾ Dr. E. Tietze hat in seinen „Beiträgen zur Geologie von Lykien“ (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1885, 2. u. 3. Heft, pag. 311) die in der Literatur über diesen Gegenstand vorliegenden Daten kurz zusammengestellt.

Der Inoceramenschichtenzug Schafberg—Heuberg grenzt hier nordwärts nicht, wie am Schafberge, an jüngere, sondern an ältere Schichten. Man sieht im Bachbette des Dornbaches, wo derselbe, am Nordfusse des Heuberges, zwischen diesem und der sogenannten „Marswiese“, die grosse Allee im Dornbacher Park schneidet, hellgefärbte weissliche oder lichtgraue Mergelkalke, ganz vom Typus der bekannten Neocom-Aptychenkalke, mit kalkigen, weissgeaderten Sandsteinen und schieferigen Lagen wechselnd, anstehen. Sie fallen südlich, unter die Inoceramenschichten des Heuberges. Die Uebereinstimmung dieser Kalke mit dem Neocom-Aptychenkalk ist so unverkennlich, dass sie sogar von Stur als neocom auf seiner Karte eingezeichnet wurden, obwohl der Genannte sonst ähnliche Vorkommnisse, die natürlich zu seiner Deutung meines Complexes der „unteren Wiener Sandsteine“ als alttertiär nicht passen, auf seiner Karte consequent ignorirt. Sie erlangen hier übrigens eine viel grössere Verbreitung, als Stur angibt, und sind weiter im Thälchen des Dornbaches aufwärts bis in die Gegend östlich vom Schottenhof (also etwa 1·5 Kilometer weit) dem Streichen nach gegen WSW zu verfolgen. Dass die Kalke nicht klippenförmig aus dem Sandsteine herausragen, sondern mit dem dunklen, weissgeaderten Kalksandsteine, einem der verbreitetsten Gesteinstypen der cretacischen Wiener Sandsteine, wechseln und engstens verknüpft sind, ist hier sehr deutlich zu sehen.

Nach Verquerung der Marswiese gelangen wir an den Vereinigungspunkt der Hütteldorferstrasse mit der nordwestlich nach Königstetten führenden Strasse.

An der Hütteldorferstrasse findet man (bevor dieselbe auf die Südseite des Dornbaches übertritt) einen weiteren bekannten Gesteinstypus unserer unteren Wiener Sandsteine, nämlich den tiefschwarzen, stark glasglänzenden, feinkörnigen Sandstein, den wir schon bei Kahlenbergerdorf kennen lernten und der mit dem ebenfalls etwas glasigen, aber nie schwarzen, meist grobkörnigen und löcherigen Orbitoidensandstein nicht verwechselt werden darf, wenn auch einzelne verwitterte Gesteinsstücke sich ziemlich ähnlich sehen.

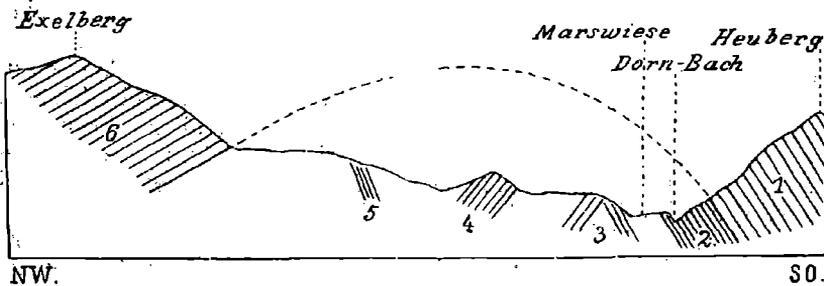
An der Königstettener Strasse, die wir nun weiter verfolgen wollen, findet man, bald nach dem Vereinigungspunkte mit der Hütteldorferstrasse, links Sandsteine von unausgesprochenem Typus, die zuerst süd-südöstlich, dann nord-nordwestlich fallen, somit eine deutliche Antiklinale bilden. Etwas weiter nordwestlich aufwärts trifft man an der Strasse wieder auf eine kleine Partic von weisslichem Neocom-Aptychenkalk, der nord-nordwestlich einfällt. Combiniren wir dieses Vorkommen mit dem der Aptychenkalke im Bette des Dornbaches, so sehen wir, dass die Aptychenkalke jederseits von dem antiklinal gestellten Sandsteine abfallen, dieser letztere somit das älteste Glied des Durchschnittes sein muss. Die nachfolgende Skizze (Fig. XI) möge dieses Verhältniss erläutern. Die auf derselben dargestellten Schichtenstellungen sind durchaus in Uebereinstimmung mit den Fallrichtungen, die Stur hier auf seiner Karte einzeichnete, allerdings ohne die mir unvermeidlich scheinenden Schlüsse daraus zu ziehen.

Etwas weiter aufwärts gegen die bekannte Restauration „zur Rohrerhütte“ sieht man an der Strasse noch an einer Stelle festen

feinkörnigen Kalksandstein mit südlichem Fallen, sonst ist an der Strasse selbst bis zu der Stelle, wo sich dieselbe nach einer Krümmung gegen SW in steilen Serpentinien auf die Höhe des Exelberges hinanzieht, nichts mehr zu sehen.

Oestlich von dieser Strasse, an dem mit derselben ungefähr parallelen Fahrwege von Neuwaldegg zum Hameau, fand ich an einer Stelle wieder schwarzen, glasigen Sandstein und (zwischen Lascy's Grab und der kleinen Meierei) auch rothe Mergelschiefer. Unmittelbar vor dem Hameau stehen blätterige Sandsteinschiefer, am Gränberge und am Ostgehänge des Exelberges grobe, stark glitzernde Sandsteine an.

Fig. XI.



1. Inoceramenschichten.
2. Weisser Neocom - Aptychenkalk mit geadertem Kalksandstein und Schieferlagen.
3. Sandstein, antiklinal geschichtet.
4. Weisser Aptychenkalk.
5. Fester, feinkörniger Kalksandstein.
6. Inoceramenschichten.

Mit dem Steilanstiege der Königstettener Strasse auf den Exelberg kommen wir nun wieder auf Inoceramenschichten, die durchaus nord-nordwestlich einfallen.

Zwischen dem Heuberge und Exelberge haben wir sonach eine ausgesprochene Antiklinalzone geschnitten, von welcher die Inoceramenschichten jederseits regelmässig abfallen und die aus den Gesteinen der unteren Wienersandsteine, mit Neocom-Aptychenkalken vergesellschaftet, besteht (s. Fig. XI).

Es ist dies die wichtigste Aufbruchszone älterer Bildungen im Wienerwalde, welche das ganze Gebiet von Kahlenbergerdorf an der Donau bis Rohrbach bei Hainfeld im Gölsenthale durchzieht und die wir daher weiter gegen SW noch wiederholt antreffen und überall von den charakteristischen Neocomkalken begleitet finden werden.

Gegen NW ist diese Zone begleitet von einem ebenso constanten Zuge von Inoceramenschichten, der die beiden Haupt-Inoceramen-Fundpunkte des Wienerwaldes (Leopoldsberg an der Donau und Pressbaum im Wienthale) miteinander verbindet.

Wir schneiden diesen Inoceramenschichtenzug mit der hier in Rede stehenden Dornbach—Königstettener Strasse am Exelberge. Die Breite desselben beträgt hier etwas über 1 Kilometer, nimmt jedoch gegen Westen (am Hochbruckenberge und Kolbeterberge und im Mauerbachthale) wesentlich zu. Gegen Nordosten findet man seine Fortsetzung im Walde westlich vom Hameau, wodurch die Verbindung mit dem in den früheren Durchschnitten erwähnten Zuge des Simonsberges, Sauberges und Kahlengebirges hergestellt ist.

Das Fallen ist am Exelberge, sowie westlich vom Hameau nach NNW, die Gesteine sind die gewöhnlichen hellgefärbten, bläulichen oder gelblichweissen, chondritenreichen Mergel und Kalkmergel (Ruinenmergel) mit geaderten Kalksandsteinen und glimmerigem Sandstein wechselnd.

Weiter die Strasse verfolgend, finden wir in einigen kleinen Entblössungen und verlassenen Steinbrüchen vom rothen Kreuz an bis gegen den Rosskopf grobe, etwas glasige, löcherige Sandsteine, die den Orbitoiden führenden Gesteinen von Weidlingbach und Michaelerberg vollkommen gleich sind, und auch zahlreiche, aber sehr undeutliche Petrefactenspuren (nach Prof. Uhlig besonders Bryozoën und Foraminiferen) enthalten. Sie stehen vielfach mit kieseligen Mergeln (denen von Weidlingbach ähnlich) in Verbindung.

Wir haben hier zweifellos wieder das Gebiet der alttertiären Wiener Sandsteine erreicht; es ist zu bemerken, dass hier wieder derselbe Gesteinstypus an der unmittelbaren Grenze der Inoceramenschichten auftritt, wie beim Bahnhofe von Kritzdorf, bei Weidlingbach, am Michaelerberge etc., und dass hier wieder von rothen Mergeln und deren Begleitgesteinen keine Spur zu sehen ist.

Weiter gelangen wir dann, etwa vom Scheiblingstein an, in die Streichungserstreckung des Zuges der echten Greifensteiner Sandsteine. Am Heuberge, sowie vor und nach der Einnündung der von Kirchbach herkommenden Strasse sieht man dieselben süd-südöstlich einfallen. Herr Baron Camerlander fand in dieser Gegend (nach mündlicher Mittheilung) Nummuliten, die jedoch leider für unsere Sammlung nicht aufbewahrt wurden.

Nach Verquerung des Greifensteiner Sandsteinzuges gelangen wir an den schon in den früheren Durchschnitten besprochenen Zug der Wolfpassinger Schichten, deren wahrscheinliche Zugehörigkeit zu den Inoceramenschichten bereits erörtert wurde. Dieselben fallen (wie überall in diesem Zuge) gegen SSO. Ueber dieselben führen die Strassenserpentinien nach Königstetten in das Donauthal hinab.

Vor Königstetten schaltet sich noch eine schmale Partie von neogenem Schlier zwischen die Flyschgesteine des Wienerwaldes und die Donauebene ein. Etwas südwestlich von diesem Durchschnitt, südöstlich von Tulbing, tritt zwischen dem Schlier und den sonst in dieser Gegend die Nordgrenze der Wienerwaldgesteine bildenden Wolfpassinger Schichten eine kleine Partie von grobem Conglomerat mit flachem südöstlichen Fallen auf, welches Stur als Sotzkaconglomerat bezeichnet. Dasselbe stösst südwärts, wie es scheint, mit einer Bruchlinie gegen die steiler südöstlich fallenden Wolfpassinger Schichten des Tulbinger Kogels ab.

Auch in dem hier besprochenen Wienerwalddurchschnitte von Dornbach nach Königstetten nehmen die dem Alttertiär zuzuweisenden Wiener Sandstein-Glieder den bei Weitem grösseren Theil der Gesamtbreite des Gebirges ein.

6. Das Wienthalgebiet und die Westbahnstrecke bis Anzbach.

a) Nördliche Thalseite.

Im Wienthale beginnt das Flyschgebiet (an der nördlichen Thalseite) beim Orte Unter-Baumgarten, und wird hier der Ostrand des Wiener Sandsteingebirges durch die Fortsetzung des ausgedehnten Gebietes rother Mergel und Kalksandsteine gebildet, die wir bei Dornbach, westlich von Ottakring und östlich vom Galitzinberge kennen lernten. Man findet die hiehergehörigen Gesteine vielfach an dem von Ottakring nach Hütteldorf führenden sogenannten „Flösser Steige“, sowie auch sonst noch in der Gegend nördlich von Baumgarten theils anstehend, theils durch die rothe Färbung des Humus sich verrathend.

Das Einfallen dieser Schichten ist hier wie bei Dornbach ein vorwiegend nordwestliches, doch sieht man stellenweise auch nordöstliche Fallrichtung zur Geltung kommen.

Diese Schichten halten thalaufwärts an bis etwa in die Mitte von Hütteldorf, dann findet man am nördlichen Gehänge die chondritenreichen Ruinenmergel und dazugehörigen kalkigen und glimmerreichen Sandsteine der Inoceramenschichten sehr deutlich vor.

Geht man im Bereiche dieser Gebilde durch das hier einmündende Rosenthal nordwärts, so gelangt man (etwa 1 Kilometer vom Wienthale) an die grossen Steinbrüche im Rosenthale, die durch den seinerzeit von G. Starkl hier gefundenen, und neuerer Zeit von Dr. K. A. Redlich (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895) beschriebenen *Ptychodus*-Zahn ein besonderes Interesse erlangten.

Diese Steinbrüche entblößen Sandsteine, die von Starkl und Redlich, mit meinen Beobachtungen ganz übereinstimmend, folgendermassen beschrieben werden:

„Es wechseln hier Sandsteinschichten mit dazwischenliegenden feinschuppigen glimmerreichen Schiefer- und Mergellagen. Der Sandstein ist von blaugrauer Farbe, in manchen Partien sehr grobkörnig und auf der Kluffläche von einer gelblich braunen Verwitterungsrinde umgeben. Die Sandsteinschichten erreichen eine Mächtigkeit von 0.5 m bis 6 m, während die dazwischenliegenden sandigen Schiefer und thonigen Mergellagen im Maximum 0.2 m dick sind. Der Sandstein ist ziemlich reich an Glimmer und manchmal von feinen Calcitadern durchsetzt. Die zwischen den Sandsteinbänken sich vorfindenden thonigen Mergelschichten sind theils fest, von blaugrauer, blauschwarzer oder grüner Farbe, theils weich, leicht

zerreiblich und von Pyritknollen durchsetzt. In den sehr feinkörnigen Sandsteinschiefern mit Copalinvorkommnissen finden sich zahlreiche Pflanzenreste und aus ihnen stammt nach brieflichen Angaben Stark's der *Ptychodus*-Zahn, der auf seiner Unterseite noch einige anhaftende Spuren der glimmerreichen, blaugrauen Matrix zeigt“.

Ich kann dem nur hinzufügen, dass nach meinen Beobachtungen der grobe Sandstein hier vorwiegend unten, der feinere oben entwickelt ist, dass ich Pyritkrystalle nicht nur im Schiefer, sondern auch auf den Schichtflächen eines plattigen, innen dunkleren, äusserlich blaugrauen Sandsteines sah, der gewissen Varietäten der Inoceramenschichten (z. B. im Sieveringer Steinbruch) vollkommen gleicht, und dass ich hier auch seltene Hieroglyphen von kornähnenähnlicher Form, wohl in die von Fuchs (Denkschr. d. kais. Akad. 1895) als Laichstöcke gedeutete Formengruppe gehörig, auffand.

Der Schichtenfall ist, wie auch Stur auf seiner Specialkarte einzeichnete, nach NW (nicht, wie Redlich angibt, „gegen S 72° E“).

Den *Ptychodus*-Zahn beschreibt Redlich (wie schon in der Einleitung erwähnt wurde) als neue Species (*Pt. granulatus*) und da alle bis jetzt gemachten *Ptychodus*-Funde der oberen Kreide angehören und speciell die nächstverwandte Art (*Pt. polygonus Ag.*) allenthalben im Turon und Senon vorkommt, so wird daraus der ganz berechnete Schluss gezogen, dass wir es auch hier mit Oberkreide zu thun haben.

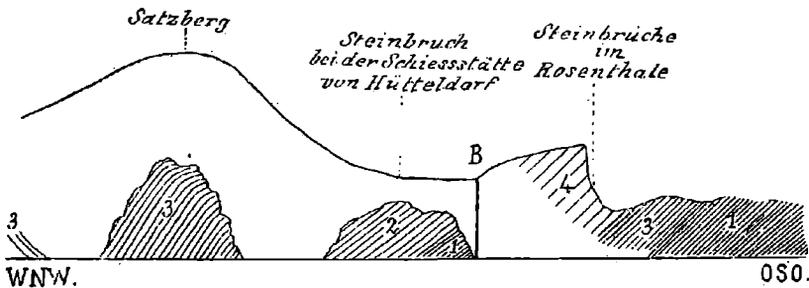
Unrichtig ist es jedoch, wenn Redlich von einer „Einreihung dieser Partie in den Complex der obercretacischen Inoceramenschichten, wie sie Stur auf seiner Specialkarte vornahm“, spricht, und sich deshalb mit seiner Deutung der Sandsteine des Rosenthals als obercretacisch in Uebereinstimmung mit Stur zu befinden glaubt. Stur hat gerade im Gegentheile die Steinbrüche im Rosenthale nicht zum Inoceramenschichtenzuge des Satzberges, sondern zu seinem jüngsten Alttertiärgliede (den „bunten Schiefen und Sandsteinschichten“) gezogen, und diesen Punkt auch demgemäss mit der Farbe dieses Gliedes auf seiner Karte colorirt, wie ein auch nur einigermassen aufmerksamer Blick auf diese Karte ergibt.

Wenn sich aber Dr. Redlich mit seiner erwähnten Deutung auch nicht in Uebereinstimmung mit Stur befindet, so stimmt dieselbe dafür umso besser mit meinen Beobachtungen und Anschauungen, die ich in dieser Gegend gewann. Ich habe dieselben auf der nachfolgenden Skizze (Fig. XII), auf welcher die Position des *Ptychodus* führenden Sandsteines im unmittelbaren Hangenden der gewöhnlichen Inoceramenschichten ersichtlich ist, zu veranschaulichen gesucht.

Kehren wir nun vom Rosenthale an das Wienthal zurück und gehen dann im Halterthale aufwärts, so finden wir hinter der Hütteldorfer Schiessstätte wieder einen grösseren Steinbruchaufschluss. Derselbe legt blaugrauen Sandstein mit bräunlicher Zersetzungsrinde, zuweilen grobkörniger, mit seltenen Calcitadern blos. Das Fallen ist nordwestlich. Rechts (östlich) neben dem Steinbruche, sowie in den tiefsten Schichten der durch denselben aufgeschlossenen Sandsteine erscheinen rothe Mergel, die auch Stur hier einzeichnete.

Etwa 300 Schritte weiter im Halterthale aufwärts (süd-südwestlich von der Spitze des Satzberges) gelangen wir an einen zweiten Steinbruch, der gewöhnliche Inoceramenschichten (Chondritenmergel, starkglimmerige und kalkige Sandsteine etc.) aufschliesst. Das Fallen ist ebenfalls nordwestlich, etwas steiler als bei der Schiessstätte, und zwar fallen die Schichten oben flacher, und stellen sich gegen unten steiler, so dass sie gegen Nordwesten convex erscheinen. Die Fallrichtung in diesem weithin sichtbaren Steinbruche ist selbst beim Vorüberfahren auf der Eisenbahn deutlich zu sehen. Wir haben hier den im vorigen Abschnitte erwähnten Inoceramenschichtenzug erreicht, der mit dem Schafberge bei Neuwaldegg beginnt, sich über den Heuberg hieher an den Satzberg zieht, über das Halterthal und den Wolfersberg an das Wienthal fortsetzt und jenseits des letzteren noch weit gegen Südwesten zu verfolgen ist.

Fig. XII.



1. Rother Mergel und Kalksandstein.
2. Blaugrauer Sandstein mit wenigen Spathadern.
3. Chondriten-Kalkmergel mit kalkigem und starkglimmerigen Sandstein (Inoceramenschichten).

4. Sandstein, unten gröber, oben feinkörniger, mit *Ptychodus*.

B. = Bruchlinie.

Werfen wir nun einen Rückblick auf den hier skizzirten Durchschnitt, so sehen wir sowohl die rothen Mergel als die Inoceramenschichten zweimal in demselben auftreten; es kann hier somit nicht eine einheitliche Uebereinanderfolge von Schichten vorliegen. Durch eine schiefe Faltenstellung kann dieses Verhältniss hier nicht erklärt werden; erstlich nicht, weil bei einer schiefen Falte die Schichten in umgekehrter Reihenfolge sich wiederholen müssten, was hier nicht der Fall ist, und zweitens nicht, weil bei dem allgemeinen Nordwestfallen der Schichten eine nach Südosten übergeneigte Falte angenommen werden müsste, eine Art der Faltenbildung, wie sie der ganzen alpin-karpathischen Flyschzone, welche, soweit mir bis jetzt bekannt wurde, nur gegen den nördlichen Aussenrand der Zone überschobene Falten zeigt, vollkommen fremd wäre. Wir müssen daher zur Erklärung der hiesigen Verhältnisse eine Bruchlinie zu Hilfe nehmen.

Wenn wir von den Steinbrüchen im Rosenthale gegen Nordost im genannten Thälchen aufwärts gehen, so sehen wir die von den *Ptychodus* führenden Sandsteinen vollkommen verschiedenen calcitrichen Sandsteine, wie sie in den Inoceramenschichten und im Complexe der rothen Mergel aufzutreten pflegen, im Thale tief gegen Norden hinaufgreifen, während die Höhe westlich vom Thale noch durch den *Ptychodus*-Sandstein gebildet wird. Es findet also hier eine wirkliche Ueberlagerung der ersteren durch den letzteren, keinesfalls aber ein Abstossen an einer Bruchlinie statt. Diese kann also nicht östlich, sondern nur westlich vom Aufschlusse des *Ptychodus*-Sandsteins im Rosenthale verlaufen, also etwa an der, auf der obenstehenden Skizze (Fig. XII) mit *B* bezeichneten Stelle. Nach Analogie der beim Krapfenwaldl (vergl. Fig. VII) beobachteten Verhältnisse würde es auch gar nicht überraschend erscheinen können, wenn im unmittelbaren Hangenden des *Ptychodus*-Sandsteins hier vielleicht auch noch einmal eine kleine Eocänscholle als Abschluss der Reihenfolge gefunden werden würde; ich sah selbst zwischen dem Rosenthale und der Schiessstätte stellenweise Stücke herumliegen, die einigermaßen an Alttertiärgesteine erinnerten, jedenfalls könnte es sich hier aber nur um eine ganz kleine Partie solcher Bildungen handeln, daher ich auf unserer Skizze (Fig. XII), die nur sicher Beobachtbares darstellen soll, auf dieselben nicht Rücksicht nahm.

Verfolgen wir das Halterthal vom grossen Steinbruche aufwärts, so finden wir nach etwa 500 Schritt am Fusswege gegen Kordon's Restauration wieder typische, chondritenreiche Inoceramenschichten anstehend, die aber nunmehr südöstlich fallen. Der Inoceramenschichtenzug des Satzberges bildet sonach hier eine Synklinale.

Nach Verquerung derselben gelangen wir an die grosse Antiklinal-Aufbruchzone der unteren Wienersandsteine (Kahlenbergerdorf—Rohrbach), die wir im vorhergehenden Durchschnitte (Dornbach—Königstetten) zwischen dem Heuberge und Exelberge geschnitten und dort besprochen hatten. Sie ist hier im Halterthale wenig aufgeschlossen, doch sieht man bei Kordon's Restauration, und im Thälchen „Steiniger Weg“ rothgefärbte Stellen, die das Auftreten der rothen Mergel andeuten.

Mit dem Anstieg gegen die Rieglerhütte zwischen den Hochbrückenberg und der „Steinernen Lahn“ kommen wir nun wieder an den Hauptzug der Inoceramenschichten (Kahlengebirge—Pressbaum), von dem ebenfalls schon im vorigen Abschnitte die Rede war.

Wir kehren nun an das Wienthal zurück und verfolgen dasselbe von Hütteldorf aufwärts.

Wir gehen hier wieder vom Inoceramenschichtenzuge des Satzberges aus, der das Wienthal im westlichen Theile von Hütteldorf schneidet. Etwas ausserhalb Hütteldorf, rechts an der Strasse nach Mariabrunn, beim Gasthause „zum Wolfen in der Au“ liegt der kleine, bereits ziemlich verwachsene Steinbruch, aus welchem Karrer's ofterwähnte Foraminiferenfunde stammen. Derselbe zeigt nord-nordwestlich fallende Sandsteine mit Mergeln wechselnd, welche letztere den Ruinenmergeln der Inoceramenschichten vollkommen gleichen. Ich habe bereits in der Einleitung die Gründe auseinanderzusetzen

gesucht, die mir die geänderte Deutung dieser, früher als cretacisch, später als oligocän bestimmten Foraminiferen nicht als sehr beweiskräftig erscheinen lassen.

Ich kann diesen Punkt sowohl seiner Lage, als der petrographischen Beschaffenheit nach nur den Inoceramenschichten zuzählen und es ist bemerkenswerth, dass selbst Stur, in dessen Deutung der Hauptmasse unserer Wienersandsteine diese neuere Foraminiferenbestimmung vortrefflich passen würde, gerade den hier in Rede stehenden Punkt nicht zum Alttertiär rechnet, sondern ihn auf seiner Karte mit dem Inoceramenschichtenzuge des Satzberges vereinigt.

Das cretacische Alter der Inoceramenschichten, einer von den anderen Gliedern der Wienersandsteine leicht unterscheidbaren, von der Donau bis Salzburg verfolgbaren Schichtgruppe, kann nun aber, nicht nur der in denselben weitverbreiteten Inoceramen, sondern auch der aus denselben vorliegenden Ammonitenfunde wegen, heute wohl von keinem ernst zu nehmenden Geologen mehr in Zweifel gezogen werden, und wir stehen somit hier vor einem Falle, wo Foraminiferenbestimmungen mit anderweitigen palaeontologischen, durch zahlreiche beweiskräftige Lagerungsverhältnisse bestätigten Resultaten in directem Widerspruche stehen.

Man könnte zwar möglicherweise annehmen, dass der in Rede stehende Steinbruch in seinen tieferen Schichten cretacische, in seinen höheren alttertiäre Lagen aufschliesse — ich meinerseits fand jedoch keine genügenden Anhaltspunkte für eine solche Trennung, und will daher lieber, statt zu einem derartigen bequemen Verlegenheitsbehelfe zu greifen, offen gestehen, dass ich diese neuere Deutung der Hütteldorfer Foraminiferen einfach für irrig halte, dass meiner Ansicht nach die feineren Unterschiede zwischen cretacischen und alttertiären Foraminiferenformen, die unsere Mikroskopiker herausgebracht zu haben glauben, nicht in allen Fällen in der Natur thatsächlich constant vorhanden, und daher alle auf solche Vorkommnisse gebauten Schlüsse, wenn man nicht sehr reiche und tadellos erhaltene Suiten zur Verfügung hat, gänzlich unverlässlich sind.

Weiter das Wienthal aufwärts verfolgend, gelangen wir nun (bei Mariabrunn und Hadersdorf) an die ofterwähnte Haupt-Aufbruchszone der unteren Wienersandsteine. Dieselben sind hier an der nördlichen Thalseite sehr wenig aufgeschlossen. In der Nähe des Friedhofes, gegenüber der Forstakademie von Mariabrunn, wurden bei einer Brunnengrabung bunte Mergelschiefer mit blaugrauen, Hieroglyphen führenden Kalksandsteinen heraufgebracht, die vollkommen mit denjenigen übereinstimmen, die oberhalb des Steinhofes zwischen Ottakring und dem Galitzinberge beobachtet wurden. Eine Fallrichtung sieht man hier nicht, dagegen findet man etwa 1 Kilometer nordöstlich von diesem Punkte, südlich von der bekannten Restauration „Knödelhütte“, einen Steinbruch in plattigen, aussen lichten, inwendig manchmal röthlichen Schiefen, die deutlich südöstlich unter die Inoceramenschichten des dem Satzbergzuge angehörigen Wolfersberges einfallen.

Oestlich von den neuen Cottagehäusern von Hadersdorf, am Wege gegen die „Knödelhütte“, sieht man, in nordöstlicher Richtung über den Weg streichend, schwarzen, glasigen Sandstein mit einer

ganz dünnen Lage von weissem, hydraulischen Mergelkalk (Neocom-Aptychenkalk) und grobem Sandstein. Der letztere ist überhaupt in dieser Gegend herrschend.

Das Wienthal dreht sich von Mariabrunn aufwärts gegen WSW und ist von hier an kein Querthal mehr; wir müssen daher, um instructivere Schichtenverquerungen zu erlangen, die von Norden her einmündenden Seitenthaler in Betracht ziehen, und zwar zunächst das Mauerbachthal, welches bei Hadersdorf in das Wienthal mündet und eigentlich die directe nordwestliche Fortsetzung des bis hieher betrachteten Wienthaldurchschnittes bietet.

Bei Hadersdorf sind wir, wie bereits erwähnt, im Bereiche der unteren Wienersandsteine. Hinter den letzten (nordwestlichsten) Häusern der Hadersdorfer Ortsstrasse, bei Alexander Laudon's Grab, haben wir meist dunkle, glasige und glitzernde Sandsteine, die ich noch der unteren Abtheilung zurechne. Ich muss hier bemerken, dass wir am Nordrand der hier in Rede stehenden Zone unterer Wienersandsteine an mehreren Punkten (die sich jedoch nicht zu einem zusammenhängenden Zuge zu vereinigen scheinen) sehr ähnliche solche Sandsteine antreffen, die stets an der Grenze zwischen dem Complexe der rothen Mergel und den nördlich folgenden Inoceramenschichten liegen. Wir erwähnten dieselben schon beim Gasthause „zur eisernen Hand“ am Südfusse des Kahlengebirges und am Gränberge und Exelberge bei Neuwaldegg, und finden sie nun hier bei Hadersdorf in derselben Streichungslinie wieder. Sie scheinen auch am Südfusse des Kolbeterberges und am „Steinernen Weg“ vorzukommen. Ich zog dieselben meistens zur unteren Abtheilung, kann jedoch nicht sicher behaupten, ob sich ihre Aequivalente nicht anderwärts enger an die Inoceramenschichten anschliessen und in diesem Falle dann mit diesen vereinigt wurden. Die Gesteinsbeschaffenheit dieser Sandsteine erinnert in einzelnen Handstücken sehr an die mancher Godulasandsteine Schlesiens, und da ihre Position zwischen unterer und oberer Kreide zu einem solchen Vergleiche stimmen würde, so halte ich es wohl für einigermaßen wahrscheinlich, dass wir hier wirklich Aequivalente der mittelcretacischen Godulasandsteine vor uns haben könnten. Die schwere, in schlechter aufgeschlossenen Theilen des Gebietes geradezu unmögliche Begrenzbarkeit dieser Gebilde hinderte eine kartographische Ausscheidung derselben und ich begnüge mich daher, auf ihr locales Vorkommen und ihre wahrscheinliche stratigraphische Bedeutung hingewiesen zu haben.

Bevor wir, den Waldweg an der Ostseite des Mauerbachthales verfolgend, zum Jägerhause gelangen, folgen auf die erwähnten Sandsteine zunächst blätterige Schiefer und dann die gewöhnlichen Inoceramenschichten mit ihren bekannten Kalksandsteinen, glimmerigen Sandsteinen und hydraulischen, chondritenreichen Kalkmergeln (Ruinenmarmoren). Es ist dies der oft erwähnte Inoceramenschichtenzug Kahlengebirg—Pressbaum. Diese Schichten stehen weiternoch typisch entwickelt an bei Gideon Laudon's Grab, nördlich von der Einmündung des Kasgrabens, beim Gasthause „zum grünen Jäger“, endlich beim Rothen Kreuz, nordwestlich von der Einmündung des Thales von Vorder-Hainbach, wo sie ihr Ende erreichen.

Gegenüber von Vorder-Hainbach, an der westlichen Thalseite, befindet sich ein Steinbruch, der sehr eigenthümliche Lagerungsverhältnisse zeigt. Oben sieht man flach südwestlich und westlich fallende Fucoidenkalkmergel (Inoceramenschichten), am Nordwestrande des Bruches aber stehen die Schichten beinahe senkrecht und streichen WSW; das Ganze scheint mir eine etwas verbogene Antiklinalfalte darzustellen. An sie lehnt sich gegen NW eine Partie grellroth gefärbter Thone mit Muggeln von grauem Kalkmergel an, die übrigens von den rothen Mergeln und Schiefnern der unteren Wiener Sandsteine merklich verschieden sind. Da wir uns hier an der Nordwestgrenze des Inoceramenschichtenzuges befinden, so ist es evident, dass diese rothen Thone zwischen den Inoceramenschichten und dem nordwestlich sich anschliessenden Alttertiärgebiete situirt sind.

Was nun diese rothen Thone sind, ist ziemlich schwer zu bestimmen. Zu den Inoceramenschichten selbst dürften sie nicht gehören, denn wir haben diese Abtheilung an der Donau in ihrer ganzen Breite deutlich aufgeschlossen gesehen und nirgends rothe Thone darin angetroffen. Einen Aufbruch der unteren Wiener Sandsteine können sie auch nicht wohl darstellen, da die Hauptgrenze zwischen Kreide und Alttertiär, an der sie auftreten, im ganzen Gebiete nirgends eine Aufbruchsregion ist und weil auch ihre Anlagerung an eine Antiklinalfalte der Inoceramenschichten zu einer solchen Deutung nicht stimmen würde. Es muss also wohl eine jüngere Bildung sein. Sehen wir uns nach Analogien um, so finden wir sehr ähnliche rothe Thone in den Karpathen in verschiedenen Niveaus der alttertiären Karpathensandsteinreihe. Gegen Westen sah ich solche rothe Thone im Gschlifgraben bei Gmunden; sie fliessen dort in weichen, schlammartigen Massen vielfach am Gehänge gegen den Gmundner See herab und ich sah sie immer nur in solchen abgerutschten und abgeflossenen Partien, nicht wirklich anstehend, so dass es mir zweifelhaft blieb, welchen der beiden dort entwickelten Niveaus, ob den senonen Niernthaler Schichten oder dem Nummuliten führenden Eocän, sie zuzurechnen sind.

Wir können also bezüglich unseres Vorkommens bei Vorder-Hainbach zwischen oberster Kreide oder unterem Alttertiär schwanken; mehr ist darüber nicht zu sagen.

Wir betreten nun, gegen Mauerbach weiterschreitend, das Gebiet des Hauptzuges der Alttertiärsandsteine. Die Grenze ist an der östlichen Thalseite ungefähr die Einmündung der nach Steinbach führenden Strasse. Die hier vermutheten und sorgfältig gesuchten rothen Thone konnte ich an dieser Seite nicht finden. Bis Mauerbach ist nichts aufgeschlossen; die herumliegenden Sandsteinstücke erinnerten mehr an den löcherigen Orbitoidensandstein, als an den echten Greifensteiner Sandstein. Der letztere erscheint erst an den Höhen um Mauerbach.

Am unteren Theile des Fusssteiges von Mauerbach nach Gablitz fand ich etwas kalkige Sandsteine, wie sie im Complexe des Greifensteiner Sandsteins sonst nirgends vorzukommen pflegen. Es scheint mir daher nicht unwahrscheinlich, dass hier ein kleiner Kreideaufbruch vorliege.

Nördlich von Mauerbach sieht man bis an den Wolfpassingerzug nur mehr gewöhnlichen Greifensteiner Sandstein in herumliegenden Stücken; weitere Beobachtungen sind in dieser durchaus bewaldeten Gegend nicht mehr zu machen.

Wir kehren nun an das Wienthal zurück und verfolgen dasselbe von der Einmündung des Mauerbachthales westlich aufwärts.

Das Wienthal folgt von hier bis Purkersdorf als unvollkommenes, von da bis Pressbaum als ausgesprochenes Längenthal durchaus dem Streichen des Inoceramenschichtenzuges des Leopoldsberges.

Dieselben stehen sehr schön und fucoidenreich entwickelt an bei der „Lorenz v. Stein-Warte“ nördlich von Weidlingau, an der alten, von hier nordwärts führenden Strasse, in den ausgedehnten, neuerer Zeit in grösserem Betriebe stehenden Steinbrüchen bei Purkersdorf, an mehreren Punkten an der Westbahn etc. Bei der „Lorenz v. Stein-Warte“ sieht man sie mit nord-nordwestlichem Einfallen überlagert von einer kleinen Partie etwas abweichender gröberer Sandsteine, die vielleicht den *Ptychodus* führenden Sandsteinen von Hütteldorf entsprechen, oder eine aufgelagerte Alttertiärscholle von sehr geringer Ausdehnung andeuten können.

Bei Purkersdorf mündet das Querthal des Gablitzbaches ein, in welchem wir nun aufwärts gehen wollen.

Wir bewegen uns hier noch etwa 1000 Schritte in Inoceramenschichten; zuerst am Wege sehen wir graue Mergel mit sehr vielen schönen Chondriten, mit lichten Schieferu wechselnd, dann, in einem Steinbruche mit flachem, nordwestlichen Fallen aufgeschlossen, graublauen Kalksandstein, mit Hieroglyphen und Calcitadern, wie er in den cretacischen Wienersandsteinen (unteren wie oberen) häufig vorzukommen pflegt.

Dann treten wir in das Gebiet der löcherigen, grünlichen, glaukonitführenden, im frischen Bruche glänzenden Sandsteine ein, die wir schon wiederholt angetroffen und (nach dem Vorgange Stur's) als schon der Alttertiärreihe zugehörig, bezeichnet haben. Stur fand auch hier im Gablitzthale (wie bei Weidlingbach, am Michaelerberge, beim Rothen Kreuz am Exelberge etc.) Fossilreste darin auf, und zwar (nach gefälliger Untersuchung durch Herrn Prof. Uhlig):

1. Am steilen Weg auf den Buchberg, gleich unten im Gablitzthale, am Punkte 261 der Specialkarte, unterhalb des Ausganges des Rehgrabens: *Orbitoides* sp. Ein fest im Gestein eingeschlossenes Exemplar, generisch sicher bestimmbar.

2. Im verlassenen Steinbruch im Gablitzthale, linkes Ufer, oberhalb der Ausmündung des Rehgrabens: *Orbitoides* sp. In zahlreichen Exemplaren, die specifisch unbestimmbar sind, da nur Abdrücke mit theilweiser Erhaltung des Gehäuses vorliegen. Daneben kommen Bryozoën-Spuren vor.

3. Auf dem halben Wege zur Hochrahmalpe, vor dem Punkte 376, Purkersdorf NW: *Orbitoides* sp., zahlreiche Abdrücke, nur generisch bestimmbar.

Ein Blick auf die Karte ergibt, dass alle orbitoidenführenden Punkte (mit Ausnahme des Michaelerberges), nämlich Weidlingbach, Rothes Kreuz am Exelberge und die letzterwähnten im Gablitzthale

dem Streichen eines Zuges angehören, der sich dem Hauptzuge der Inoceramenschichten (Kahlengebirge—Pressbaum) im Nordwesten continuirlich anschliesst. Die Zugehörigkeit derselben zum Alttertiär würde, wie schon bemerkt wurde, aus dem Vorkommen der Orbitoiden allein wohl nicht hervorgehen, doch wird dieselbe durch das Mitvorkommen von *Operculina complanata* in Weidlingbach, sowie durch die Verhältnisse beim Bahnhofe von Kritzendorf, wo wir dieselben Gesteine in engster Verbindung mit den Greifensteiner Nummulitensandsteinen auftreten sehen, wohl mehr als wahrscheinlich gemacht.

In der Mitte des Ortes Gablitz, am östlichen Gehänge an dem nach Mauerbach führenden Fusswege aufgeschlossen, treffen wir nun mit einemale wieder auf ganz echte und unverkennliche Inoceramenschichten, nämlich gelbliche, muschelrig brechende, hydraulische Kalkmergel (Ruinenmergel) mit *Chondr. Targioni* und *intricatus*, mit Bänken grauer Mergel und Kalksandsteine wechselnd etc. Wir haben hier einen ganz zweifellosen Kreideaufbruch, während ich weiter nordöstlich, in der ungefähren Streichungslinie dieses Vorkommens (bei Mauerbach, nördlich von Weidlingbach etc.) das mögliche Vorhandensein solcher Aufbrüche nur vermuthungsweise andeuten konnte.

Auch Dr. Redlich spricht in seiner obencitirten Mittheilung über den *Ptychodus*-Zahn des Rosenthales bei Hütteldorf mit Bezug auf die Gegend von Gablitz eine ganz übereinstimmende Ansicht aus, indem er (l. c. pag. 222 [4]) schreibt: „Ich möchte noch auf eine andere Localität aufmerksam machen, die durch ihre Copalin- und Kohlenvorkommnisse sowohl, als auch durch ihren ähnlichen petrographischen Charakter mit den Kreidevorkommnissen des Rosenthales in Zusammenhang zu stehen scheint. Es ist der Pallerstein bei Gablitz, welchen wir auf der Umgebungskarte von Stur als Eocän verzeichnet finden. Die sich hier findenden Copalin- und Kohlenvorkommnisse sind nach Krasser's Untersuchungen Aequivalente der Funde im Rosenthale, und da wir nun durch unseren *Ptychodus* einen sicheren Anhalt für das Alter des Hütteldorfer Vorkommens besitzen, so liesse sich vielleicht der Pallerstein als gleichalterig ausscheiden.“

Allzu ausgedehnt dürfen wir uns übrigens dieses Kreidevorkommen von Gablitz wohl nicht denken. Die Sandsteine, die südwestlich von Gablitz (westlich von der Brauerei) in grossen Steinbrüchen gewonnen werden, sind gewöhnliche grobe Greifensteiner Sandsteine mit thonigen und krystallinischen Einschlüssen; sie fallen süd-südöstlich, liegen also über den Gesteinen des Pallersteins.

Ebenso sind die Sandsteine, die in den von Dr. F. Berwerth (Ann. d. naturh. Hofmus. Bd. V, Hft. 3, 1890) erwähnten Steinbrüchen an der Südseite des Troppberges aufgeschlossen sind, durch ihre altkrystallinischen Einschlüsse, Kugelconcretionen etc. als echte Alttertiär-Sandsteine charakterisirt. Dieselben Sandsteine treten auch wieder im Hebelsbachthale nördlich vom Pallerstein auf, so dass die in dieser Gegend der Kreide zuzuweisende Wiener Sandsteinpartie ziemlich eingeengt erscheint.

Von Gablitz aufwärts am Riederberge durchschneidet man die Hauptwasserscheide des Wienerwaldes zwischen dem Wienerbecken

und Tullnerbecken, welche hier mit dem Hauptzuge der Greifensteiner Sandsteine zusammenfällt.

Man sieht dieselben im Steinbruche an der Nordseite des Hebelsbachthales mit süd-südöstlichem, an der Hauptstrasse südlich bei der kleinen Häusergruppe Allhang mit ost-südöstlichem Einfallen anstehen.

Von der Höhe des Riederberges mit den Strassenserpentinchen hinab nach Ried verquert man den oft erwähnten Wolfpassinger Gesteinszug. Die hierher gehörigen Gesteine sind an der untersten Serpentine in einem Schotterbruche aufgeschlossen: sie bestehen aus einem Wechsel von sandig-kalkigen, mit Calcitadern durchzogenen Lagen, Hornsteinbänken und bräunlichen Mergeln mit Chondriten. Eine Lage rother Erde (an die Terra rossa erinnernd) bedeckt die Schichtenköpfe. Das Fallen ist, wie überall in diesem Zuge, südöstlich. Sie bilden hier den Nordrand des Wienersandsteingebirges. Der Ort Ried liegt schon im neogenen Schlier des Donaubeckens.

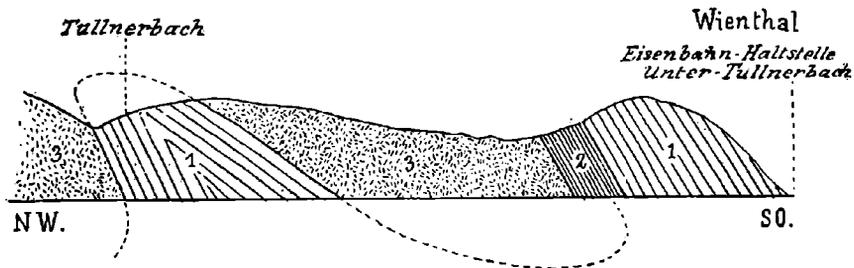
Zurückkehrend an das Wienthal und dieses weiter dem Streichen des Inoceramenschichtenzuges nach gegen SW verfolgend, gelangen wir bei der Eisenbahnhaltestelle Unter-Tullnerbach an die Einmündung des Tullnerbachthales (auch als „Irenenthal“ bezeichnet).

In diesem Thale aufwärts gehend, verqueren wir zunächst, in ähnlicher Breite wie im Gablitzthale (etwa 1000 Schritt), noch Inoceramenschichten, an deren Nordwestrande, in der Nähe der ersten grösseren Krümmung der Strasse gegen links, östlich an der Strasse, Schichten von interessanter petrographischer Entwicklung anstehen. Es sind lichtgraue Mergel, nur selten etwas kalkig, meist weich, mit groben Fucoiden und Frassgängen (Helminthoiden), dazwischen seltene, bräunlich geaderte Kalksandsteine. Die Scherben der grossen Calcitadern liegen, ganz ähnlich wie im Gschlifgraben bei Gmunden, vielfach ausgewittert herum. Ueberhaupt gleichen diese Gesteine bis ins Detail in auffallender Weise denen der senonen Nierenthaler Schichten, wie ich sie im Gschlifgraben kennen zu lernen Gelegenheit hatte. Wir befinden uns auch hier genau in der Streichungslinie der rothen Thone von Vorder-Hainbach, die ich bei Besprechung des Mauerbachthales erwähnte, und die uns auch dort an die rothen Thone des Gschlifgrabens erinnerten. Auch die Position würde stimmen, denn auch hier im Tullnerbachthale folgen unmittelbar nordwärts auf die den Nierenthaler Schichten ähnlichen Gesteine (beim Jägerhause von Unter-Tullnerbach) mürbe, im Innern festere, grobe, sehr ungleichkörnige Sandsteine mit blätterigen Schieferen, die ganz den Typus der Alttertiärsandsteine an sich tragen. Es wird somit immerhin sehr wahrscheinlich, dass am Nordwestrande des Hauptzuges der Inoceramenschichten im Wienerwalde eine schmale, wohl auch vielfach unterbrochene Zone von Nierenthaler Schichten vorhanden sei. Die charakteristischen Fossilreste, an denen diese Schichten anderwärts so reich sind, und die die Einreihung derselben ins Senon ergeben, konnte ich hier allerdings leider nicht auffinden. Bei Tullnerbach kommen wir wieder auf Gesteine der Inoceramenschichten, die man am öst-

lichen Thalgehänge aufwärts bis zur Thaltheilung bei Ober-Tullnerbach mehrfach beobachten kann. Dieselben sind auch von Stur auf seiner Specialkarte eingezeichnet. Wir befinden uns hier in der Streichungslinie des oben besprochenen Kreideaufbruches von Gablitz, und haben hier jedenfalls einen ähnlichen vor uns, der sogar möglicherweise mit dem von Gablitz zusammenhängen könnte. Nördlich von Ober-Tullnerbach ist (bis zum Wolfpassingerzuge) nur mehr gewöhnlicher Greifensteiner Sandstein zu sehen.

Die beifolgende schematische Skizze (Fig. XIII) möge die Verhältnisse dieses Thales veranschaulichen, die mit denen der östlicheren Parallelthäler von Gablitz und Mauerbach so nahe übereinstimmen, dass diese Skizze, mit wenigen unwesentlichen Modificationen, ebensogut für diese letzteren passen würde.

Fig. XIII.



1. Gewöhnliche Inoceramenschichten.
2. Gesteine vom Typus der Nierenthaler Schichten.
3. Alttertiärgesteine.

Von der Eisenbahnhaltestelle Unter-Tullnerbach am nördlichen Gehänge des Wienenthaler Thales fortschreitend, gelangen wir, noch vor der Eisenbahnstation Pressbaum-Tullnerbach, am Südostgehänge des „kleinen Wienerberges“, an den grossen Steinbruch, der durch die hier gefundenen Inoceramen eine gewisse Wichtigkeit für unsere Wienerwaldgeologie erlangt hat.

Wir finden hier alle die bekannten Gesteinsvarietäten der Inoceramenschichten, wie wir sie in den Steinbrüchen am Leopoldsberge etc. kennen gelernt und wiederholt beschrieben haben. Die Inoceramen sitzen meistens auf starkglimmerigem, innen bläulichgrauen, aussen bräunlichen Sandstein, mit etwas welliger Structur und kalkigem Bindemittel, aber mit sehr wenigen Spathadern auf. Neben den Inoceramen erscheinen überall meist kleine, stengel- oder warzenförmige Hieroglyphenreliefs. H. Keller, dem wir die Entdeckung dieser Vorkommnisse verdanken, wurde durch dieselben an *In. Cripsii* erinnert (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1883, Nr. 12); Stur, der später hier noch weitere Aufsammlungen einleitete, bestimmte sie (nach seinen zurückgelassenen manuscryptlichen Aufzeichnungen) als

Inoceramus Munticuli Fugg. & Kastn.

und

Inoceramus Salisburgensis Fugg. & Kustn.

In Wechsellagerung mit dem Sandsteine stehen, wie überall in den Inoceramenschichten, Mergel, zuweilen hydraulisch, mit vielen und schönen Chondriten (alle Varietäten von *Chondr. Vindobonensis* etc.) und Helminthoiden. Ein Exemplar von *Inoceramus* befindet sich auch in einem Stücke von solchem Fucoidenmergel. Das Gesamtbild des Vorkommens stimmt vollkommen mit dem von Leopoldsberge einerseits und dem von Muntigl bei Salzburg andererseits überein, und kann an der stratigraphischen Identität dieser Punkte nicht gezweifelt werden. Das Fallen ist süd-südöstlich.

Bei Pressbaum besteht (am nördlichen Gehänge des Wienthals) nur mehr ein schmaler Saum aus Inoceramenschichten, an die sich nordwärts gleich Sandsteine anschliessen, die ihrer petrographischen Beschaffenheit nach, sowie wegen ihrer Lage im Hauptstreichen des Alttertiärzuges wohl nur diesem letzteren zugehört werden können.

Man sieht dieselben zunächst circa 700 Schritte gerade nördlich vom Bahnhofs (am Nordrande der Villenanlage Lawies) in einem kleinen Steinbruche aufgeschlossen. Sie erscheinen hier nur in den innersten Partien blaugrau, sonst bräunlich, sehr ungleichkörnig, dem Greifensteiner Sandstein gleich. Sie wechseln mit blättrigem Schieferthon und fallen SSO. Den löcherigen Orbitoidensandstein, der hier am [Rande der Inoceramenschichtenzone vermuthet werden sollte, habe ich in dieser Gegend nicht beobachtet. In diesem Steinbruche sah ich an der Unterseite der Sandsteinbänke zahlreiche, scharf hervortretende Hieroglyphenreliefs, und zwar meist kleine, zuweilen verzweigte, stäbchenartige Formen und warzenähnliche Protuberanzen. An der Oberfläche der Schichten sah ich ganz ähnliche Warzen, jedoch minder scharf ausgeprägt.

Noch besser sind diese Alttertiärsandsteine etwas weiter westlich in dem grösseren, dem Steinmetzmeister Hutterer gehörigen Steinbruche aufgeschlossen, der an der von Pressbaum nach Rappoltenkirchen führenden Strasse, etwa eine Viertelstunde von der Eisenbahn, gelegen ist. Es ist dies die Localität, an welcher Prof. Fuchs seine interessanten Beobachtungen über die Stellung der *Spirophyten* im Gestein anstellte (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Bd. CII, Abth. 1). Unter den Namen *Spirophyton*, *Taonurus* oder *Zoophycus* wurden bekanntlich jene eigenthümlichen körperlosen Gebilde beschrieben, welche sich am besten mit einer archimedischen Schraube vergleichen lassen, die Masse des Gesteines stets senkrecht zur Schichtungsfäche durchsetzen und vorwiegend in Sandsteinen, in den verschiedensten Formationen gefunden werden. Sie wurden bisher von den meisten Naturforschern für Algen gehalten und namentlich mit dem im Behringsmeere vorkommenden *Thalassiophyllum clathrus* verglichen. Fuchs ist nun bezüglich dieser Gebilde zu einer anderen Ansicht gelangt.

Da der Gegenstand nicht ohne allgemeineres Interesse ist, glaube ich die Details, die der Genannte über die in Rede stehende

Localität mittheilte, hier wörtlich reproduciren zu sollen und will daran nur eine kurze Bemerkung knüpfen.

Fuchs schreibt: „Die Gesamthöhe des Steinbruches dürfte beiläufig 30 m betragen. Man sieht ein System von lichten Sandsteinbänken, welche bald dicker, bald dünner geschichtet, mitunter mit Mergelzwischenlagen wechseln und beiläufig unter 45° gegen Süden einfallen.“

„Die genauere Schichtenfolge ist von oben nach unten folgende:

1. Lichte, massige Sandsteine, in dicke Bänke gesondert, ohne mergelige Zwischenmittel, 16 m.

2. Dünngeschichtete, mitunter plattige Sandsteinbänke, mit reichlichen Mergelzwischenlagen. Die Unterfläche der Sandsteinplatten ist über und über mit den mannigfachsten Hieroglyphen im Relief bedeckt, 4 m.

3. Massiger, lichtgelber Sandstein, in dicke Bänke gesondert, mit schwachen Mergelzwischenlagen. Die Unterseite der Bänke zeigt mannigfache gerade oder gewundene oder auch klauenartige Wülste, sowie die verschiedenartigsten Hieroglyphen in kräftig ausgebildetem Relief, 12 m.

„Dieser untere Complex von lichten dickbänkigen Sandsteinen ist es nun, welcher die Spirophyten führt, und zwar sind es die drei obersten Bänke unmittelbar unter den plattigen Sandsteinen, welche diese Fossilien enthalten.“

„In der obersten, beiläufig 1 m dicken Bank kommen die Spirophyten in der unteren Hälfte derselben vor. Es sind langgestreckte Formen mit zahlreichen Umgängen, welche vollkommen regelmässig, wie die Orgelpfeifen, parallel nebeneinander stehen und zwar ohne Ausnahme die Basis nach oben, die Oeffnung der flach kegelförmig ausgebreiteten Umgänge nach unten gerichtet. Die Oberfläche der Windungen ist von einer schwärzlichen Substanz bedeckt. Die obere Hälfte der Sandsteinbank, in welcher diese Spirophyten stecken, ist von federstielartigen Gängen durchzogen, welche parallel mit der Oberfläche oder etwas schief gegen dieselbe aufsteigend verlaufen und ebenfalls von der schwärzlichen Substanz wie die Spirophyten bedeckt sind. Bisweilen sieht man, dass ein solcher Gang sich an die Basis eines *Spirophytons* anlegt, gewissermassen einen umgebogenen Stiel desselben bildend.“

„Niemals sieht man ein *Spirophyton* schief stehen, umgefallen, zerbrochen oder verbogen.“

„In den zwei tieferliegenden Bänken, welche eine Mächtigkeit von 1·5 und 2 m besitzen, finden sich die Spirophyten in der obersten Schichte, und zwar sind es hier Formen, welche nur wenige, dicht gedrängte Umgänge besitzen und in Folge dessen eine mehr tellerförmige Gesamtgestalt zeigen. Auch hier aber ist die Basis ausnahmslos nach oben, die Oeffnung des „Tellers“ (wenn ich mich so ausdrücken darf) nach unten gerichtet.“

„Die Oberfläche dieser flachen Spirophyten ist braun, die Schichte, in welcher sie vorkommen, enthält zahlreiche Thongallen.“

Soweit die thatsächlich zu beobachtenden Verhältnisse. Fuchs zieht nun aus der constanten Stellung der Spirophyten mit nach

unten geöffneten „Tellern“ den Schluss, dass dieselben keinesfalls Algen oder überhaupt Pflanzen sein können, da in diesem Falle die spiralen Windungen sich nach oben entfalten müssten. Dass man es hier aber nicht mit überkippter Schichtenstellung zu thun habe — in welchem Falle die natürliche Stellung der Spirophyten selbstverständlich eine gerade umgekehrte, und diese Conclusion daher unzulässig wäre — dies hält Fuchs durch das Vorkommen der Hieroglyphen auf der Unterseite der Schichten als mit genügender Sicherheit erwiesen.

Ich habe im Contexte vorliegender Mittheilung bereits wiederholt meine Ansicht über die Verwendbarkeit der Hieroglyphen zur Lösung der Frage, ob man es mit normaler oder überkippter Lagerung zu thun habe, ausgesprochen und durch mehrere Beispiele von zweifellosen Hieroglyphenvorkommnissen auf beiden Schichtseiten meinen Standpunkt zu motiviren gesucht, nach welchem wir aus der Position der Hieroglyphen höchstens einen Wahrscheinlichkeitsschluss, kaum jemals aber einen absolut sicheren Schluss in dieser Richtung ziehen können. Ich bezweifle nicht einen Augenblick, dass ein Theil der mannigfaltigen, unter dem Namen der Hieroglyphen zusammengefassten Reliefzeichnungen der Gegendruck vertiefter Kriechspuren sei und in diesem Falle wohl sicher die normale Unterseite der Schichten andeuten möge. Wo aber ist die Grenze zwischen solchen Hieroglyphen, bei denen eine derartige Provenienz mit einiger Sicherheit angenommen werden kann, gegen solche, bei welchen dies höchstens wahrscheinlich, oder endlich gegen solche, bei welchen es ganz unmotivirbar erscheint? Wo ist in unserem speciellen Falle der Beweis, dass gerade die Hieroglyphen des Pressbaumer Steinbruches sicher solche Unterseite-Hieroglyphen und nicht vielleicht ganz anderer Provenienz seien? Es ist möglich, dass Herr Prof. Fuchs Stücke von dieser Localität besitzt, die in dieser Beziehung beweiskräftig sind — in seiner citirten Mittheilung führt er solche nicht an, sondern spricht nur im Allgemeinen von Hieroglyphen. Das Stück, welches er in seiner grösseren Abhandlung (Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. 1895, Taf. I, Fig. 3) von Pressbaum abbildet, scheint mir zu einer sicheren Bestimmung doch allzu undeutlich; und was ich selbst dort sah, waren neben ganz undeutlichen Wülsten zahlreiche, zwar scharf ausgeprägte, aber in ihrer Form ziemlich indifferente, theils gerade, theils gebogene, zuweilen verästelte Stämmchen, die man mit gutem Willen für Fährten halten kann, die aber möglicherweise auch ganz etwas Anderes sein können.

Es liegt mir gewiss ferne, den Werth und die Verdienstlichkeit der interessanten und fleissigen Studien, die Fuchs, Nathorst u. A. über die Problematica der Flyschbildungen anstellten, irgendwie verkennen zu wollen, so weit sind wir aber doch dermalen noch nicht, um mit Hilfe derselben jedes Hieroglyphenrelief mit Sicherheit deuten und dann weitergehende Schlüsse auf eine solche Deutung basiren zu können; auch auf einem richtigen Wege kann man zu weit gehen.

Sehen wir nun von den Hieroglyphen ab, so würden die Verhältnisse bei Pressbaum wohl jedem unbefangenen Geologen eher den

Eindruck überkippter, als den normaler Lagerung machen. Die Sandsteine des in Rede stehenden Bruches sind echte, typisch entwickelte und im Streichen des Haupt-Alttertiärzuges gelegene Greifensteiner Sandsteine; sie fallen gegen SSO (nicht gegen Süd, wie Fuchs angibt), neigen sich sonach unter die ganz ebenso streichenden und verflächenden cretacischen Inoceramenschichten, die wir im Bruche östlich vom Bahnhofs deutlich und fossilführend aufgeschlossen sahen. Eine concordante Lagerfolge von Kreide über Alttertiär ist nun an sich schon nicht sehr einladend für die Annahme normaler Schichtenstellung. Es kommt aber in diesem Falle noch hinzu, dass wir uns hier in der Nähe jener Hauptgrenze zwischen Kreide und Alttertiär befinden, die von Kritzdorf an der Donau bis hierher zu verfolgen ist und an der (wie v. Hauer bezüglich des Donauprofiles schon vor 40 Jahren erkannte) überall überkippte Schichtenstellung zu herrschen scheint. Ich gestehe übrigens selbst gerne zu, dass dies ebenfalls nur Wahrscheinlichkeits-Argumente und keine Beweise sind. Der in Rede stehende Steinbruch ist von der Kreidegrenze doch immerhin circa 800 m entfernt, es wäre also in dieser Distanz möglicherweise Raum für eine nochmalige Aufbiegung der Alttertiärschichten und es könnten in diesem Falle die Schichten des Hutterer'schen Steinbruches der normalliegenden Nordflanke einer Synklinale entsprechen, deren nicht aufgeschlossene Südflanke sich überkippt an die Kreidesteine anschliesst. Eine weitere Möglichkeit, die für normale Schichtenstellung an unserer Localität herangezogen werden könnte, wäre die Annahme eines Abstossens des Alttertiärs an der Kreidegrenze mit einer Bruchlinie. Dies wäre aber meiner Ansicht nach eine noch willkürlichere Annahme, da wir weder hier noch anderwärts längs der in Rede stehenden Formationsgrenze irgend einen Anhaltspunkt zur Erhärtung derselben finden.

Wir stehen also hier vor verschiedenartigen Möglichkeiten und Wahrscheinlichkeiten und müssen uns wohl bescheiden, die Frage, ob im Hutterer'schen Steinbruche bei Pressbaum normale Schichtenstellung herrsche und wie demgemäss die Spirophyten ursprünglich im Gestein stecken, als eine vorläufig ungelöste zu betrachten¹⁾.

Der Wienfluss entsteht bei Pressbaum aus der Vereinigung der Bäche Pfalzau und Dürriewien, das eigentliche Wienthal hat also hier sein westliches Ende. Wir wollen von der Station Pressbaum aus noch die Elisabeth-Westbahn westwärts bis zu deren Austritt aus dem Wienerwalde verfolgen.

Wie bereits oben erwähnt, ist hier bei Pressbaum am nördlichen Thalgehänge nur mehr ein schmaler Streifen von Inoceramenschichten an der Oberfläche zu sehen, hinter welchem nordwärts gleich der Alttertiärsandstein folgt. Man sieht dieses Verhältniss sehr gut bei der nächsten Haltestelle (Pressbaum—Pfalzau). Hier sind mit südlichem Fallen Inoceramenschichten, denen des oben beschriebenen Inoceramfundortes ganz gleich, aufgeschlossen und hinter ihnen stehen, ebenso fallend, also dieselben scheinbar unterteufend, grobe,

¹⁾ Ueber die Spirophyten- und Chondritenfrage vergl. auch E. Zimmermann (Naturwissensch. Wochenschr., IX. Bd., Nr. 30, Berlin 1894).

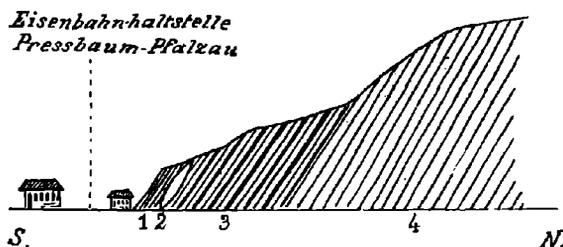
dem Haupt-Alttertiärzuge angehörige Greifensteiner Sandsteine an. Man kann sich hier von der anormalen Lagerung mit genügender Deutlichkeit überzeugen (s. Fig. XIV).

Vor der Station Rekawinkel tritt die Bahnlinie in den Zug der Alttertiärsandsteine ein, steigt in demselben zur Wienerwaldwasserscheide hinan, verquert diese mit dem Tunnel am Steinhardberge und senkt sich dann in das Thal des Anzbaches hinab, der schon ins Tullnerfeld hinausfließt.

Am Steinhardberge wurden von Dr. Berwerth Nummuliten gefunden (Ann. d. naturhist. Hofmus., Bd. V, Hft. 3, 1890). Das Verflächen ist hier wie überall in diesem Theile des Zuges nach SSO, geht aber weiter gegen Westen (in der Gegend nördlich von Alt-Lengbach) in ein südliches über.

Am Eichgraben gelangen wir mit der Eisenbahnlinie in das Liegende des Alttertiärsandsteines des Steinhardberges hinab. Wir

Fig. XIV.



- | | |
|--|------------------------|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Blaugrauer, glimmerreicher Sandsteinschiefer mit verkohlten Pflanzenresten. 2. Linse von weißem Chondritenkalk. 3. Glimmerreicher Sandstein. 4. Grober Sandstein (Alttertiär). | } Inoceramenschichten. |
|--|------------------------|

haben hier wieder den ofterwähnten Wolfpassingerzug erreicht. Südwestlich von der Haltestelle Eichgraben an der Eisenbahn sieht man die Schichten desselben entblößt. Sie bestehen aus gelblichgrauen Fucoidenmergeln, weniger kalkig als die Ruinenmergel des Pressbaum—Kahlenbergerzuges, aber auffallend ähnlich den Mergeln der Nierthaler Schichten, wie ich sie im Gschlieffgraben bei Gmunden kennen zu lernen Gelegenheit hatte. Ausser *Chondr. intricatus* fand sich hier auch ein breiter Fucoide (etwas breiter als die gewöhnliche Form von *Ch. Targioni*), den ich ebenfalls aus den Nierthaler Schichten des Gschlieffgrabens kenne. Diese Mergel wechsellagern mit Sandsteinschiefer und etwas schaligem Hieroglyphensandstein, der genau wie die Inoceramenschichten der Westkarpathen (Uhlig's Ropaschichten) aussieht. Die weiter östlich in diesem Zuge stellenweise auftretenden Hornsteinbänke fehlen hier und habe ich dieselben überhaupt weiter gegen Westen in der Fortsetzung dieses Zuges nicht mehr beobachtet.

Diese Schichten halten nun an bis Anzbach. Man sieht sie, ausser dem erwähnten Punkte, mit überall gleichbleibenden süd-süd-östlichen Einfallen an einigen Stellen an der Eisenbahn südlich von Oberndorf, sowie südlich von Anzbach anstehen.

Bei Anzbach verlässt die Westbahn das Gebiet des eigentlichen Wienersandsteins. Es schliesst sich dann das schon dem jüngeren Tertiär (nach Stur den Sotzka-schichten) zugehörige Kohlengbiet von Starzing an, dessen Besprechung nicht mehr innerhalb des Rahmens vorliegender Mittheilung fällt.

b) Südliche Thalseite.

Wir müssen nun wieder zum Austritte des Wienthals aus dem Wienersandsteingebiete in das Wienerbecken zurückkehren, um, wieder flussaufwärts vorschreitend, die an der südlichen Thalseite sich darbietenden Verhältnisse kurz zu skizziren.

Es ist hier zunächst die altbekannte und oft in der Literatur erwähnte Juraklippe von St. Veit und ihre Umgebung, deren hier mit einigen Worten gedacht werden muss.

Diese Klippe bildet das nordöstliche Ende einer Klippengruppe, die sich südwestlich im k. k. Thiergarten fortsetzt; sie tritt zunächst des Wienthales mit dem sogenannten „rothen Berge“ (Lainz NW, Ober-St. Veit SO) bis unmittelbar an den Rand des Neogenbeckens heran; der weiteren südwestlichen Fortsetzung der Klippengruppe (am Einsiedeleiberge und Gemeindeberge, sowie im k. k. Thiergarten) liegt südöstlich eine Zone von Wienersandstein vor, welche sich (westlich von Speising und Mauer) zwischen sie und den Rand des Wienerbeckens einschaltet.

Die ausführliche Arbeit über die St. Veiter Klippen von Dr. Egb. von Hochstetter (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Hft. 1), in welcher auch die ältere, über den Gegenstand vorliegende Literatur eingehend berücksichtigt ist, lässt hier eine nochmalige Besprechung der inneren Constitution, Gliederung und Fossilführung dieser Klippen wohl überflüssig erscheinen; nur über ihr Verhältniss zu den sie umgebenden Wienersandsteinen möge eine kurze Bemerkung hier platzfinden.

Am Nordwestrande der St. Veiter Lias-, Jura- und Malmklippe schliesst sich zunächst (wie auch Egb. von Hochstetter auf seiner Skizze Fig. 3 einzeichnete) eine schmale, zuweilen unterbrochene Zone von hellem Neocomkalk an, der *Apt. Didayi Covg.* enthält, mit typischen Fleckenmergeln wechselt und in solche übergeht. Die Schichten derselben fallen ganz regelmässig gegen WNW von der Juraklippe ab. Dieselben Gesteine umsäumen die Klippe (wie auch schon bei Stur eingezeichnet erscheint) gegen NO (südlich von der Wagenfabrik, westlich von dem von dieser Fabrik nach Lainz führenden Wege) und endlich sieht man sie (schon innerhalb der Thiergartenmauer) auch an der Südostseite der Klippenlinie, am Rande der Klippe beim „Sauschwanzthürl“, hier aber ost-süd-östlich — also wieder regelmässig von der Klippe ab — einfallend. Wir können also hier eine die Juraklippen umsäumende Neocomien-

zone erkennen, die mantelförmig von denselben abfällt, sich denselben gegenüber gewissermassen als Hülle verhält.

Diese Aptychenkalke und Fleckenmergel nun enthalten Calcitadern, werden zuweilen sandiger und gehen in dieser Weise in die weissgeaderten Sandsteine über, die wir im Complexe der unteren Wiener sandsteine schon so oft angetroffen haben. Die oben erwähnte mehrfache Unterbrechung dieser Neocomkalkzone beruht einfach darauf, dass sie eben nur dort, wo die kalkige Entwicklung gegen die sandige vorwiegt, deutlicher markirt erscheint. Gegen oben ist dann eine scharfe Grenze gegen die prävalirenden, weissgeaderten Sandsteine kaum zu ziehen. Auch die letzteren sieht man an vielen Stellen nordwestlich von den Klippen ganz ebenso regelmässig gegen WNW von der Klippenlinie abfallen.

Was also hier die Klippen umgibt, ist nichts anderes als die Fortsetzung der Zone von unteren Wiener sandsteinen, die wir von Dornbach bis Baumgarten verfolgt hatten, und die nun von hier weiter südwestlich fortsetzt. Man wird sich erinnern, dass auch in den östlicheren, in den vorigen Abschnitten beschriebenen Partien dieser Gebilde die weissen Kalke und Fleckenmergel an verschiedenen Punkten constatirt werden und sogar als ein selten fehlendes Glied dieses Gesteinscomplexes bezeichnet werden konnten.

Nachdem wir also hier die ältesten Glieder des Wiener sandsteincomplexes, regelmässig von den Klippen abfallend, als deren Umrandung entwickelt finden, so dürften die Klippen selbst wohl am natürlichsten als der Kern einer Aufbruchzone, nicht aber als die Reste eines dem Wiener sandstein gegenüber präexistirenden, tektonisch selbstständigen, älteren Gebirgssystems aufzufassen sein. Zu einem ähnlichen Resultate gelangte auch Egb. von Hochstetter, welcher zum Schlusse seiner oben citirten Arbeit bemerkt: „Vielleicht haben wir in St. Veit ein Beispiel einer auf tektonischem Wege entstandener Klippe, einer „tektonischen Klippe“, bei welcher Faltung in Verbindung mit Verwerfungsbrüchen jene eigenthümliche Erscheinungsform, wie sie uns im nordöstlichsten Ausläufer der alpinen Flyschzone nicht nur in diesem einzigen Vorkommnisse entgegentritt, ausgestaltet haben.“

Gehen wir vom nördlichen Theile der St. Veiter Klippe (dem Girzenberge) oder von der Kirche von Ober-St. Veit nordwestwärts gegen die Thiergartenmauer, so finden wir bald nach den Aptychenkalken, Fleckenmergeln und calcitreichen Sandsteinen der Neocomzone (die südlich von Hacking auch Spuren rother Mergel enthalten) oberhalb des grossen Meierhofes, durch den dieser Weg führt, die wohlbekannten Gesteine der Inoceramenschichten, nämlich graue, chondritenreiche Kalkmergel mit geaderten, zuweilen schaligen, bräunlichen Sandsteinen. Mit diesen kommen sehr harte, inwendig bläuliche, sonst bräunlichgraue, sehr feinkörnige Sandsteine mit selteneren Spathadern und feste, feinkörnige, lichtgraue Mergel vor.

Diese Inoceramenschichten setzen von hier südwestlich (im Thiergarten) über die „Baderwiese“ an den „kalten Bründlberg“ und „Hermannskogel“ fort, wo sie ebenfalls sehr typisch entwickelt sind, und auch schon von Stur eingezeichnet wurden.

Unmittelbar vor der Thiergartenmauer (südlich von Hacking) erscheint grober, glimmeriger Sandstein, der schon einigermaßen dem alttertiären Orbitoidensandsteine ähnlich ist; da er jedoch in einer grösseren Entblössung, an der man nach charakteristischeren Merkmalen suchen könnte, nicht aufgeschlossen ist und grobkörnige Varietäten auch den echten Inoceramenschichten nicht fehlen, so ist eine sicherere Deutung desselben nicht möglich.

Gehen wir von diesem Punkte nordöstlich längs der Thiergartenmauer nach Hacking hinab, so finden wir, etwas nordwestlich von der Stelle, wo die Thiergartenmauer das Wienthal erreicht hat und ihre bisherige nord-nordöstliche Richtung in eine nord-nordwestliche ändert, einige Sandsteinbänke unter der Mauer hervorkommen, die ganz vollkommen mit dem Operculinen führenden Sandsteine von Weidlingbach übereinstimmen; neben denselben sehen wir auch die charakteristischen und nicht zu verkennenden kieseligen, in parallel begrenzte Stücke zersplitternden Schiefermergel, wie ich sie von Weidlingbach beschrieben habe.

Dass wir hier Alttertiär vor uns haben, kann nicht zweifelhaft sein, wir haben sonach vom Rande der St. Veiter Jura-klippe an eine ganz regelmässige Aufeinanderfolge von Neocomien, Oberkreide und Alttertiär verquert und von einem unvermittelten Auftauchen dieser Klippe aus Alttertiär (wie früher angenommen wurde) kann hier durchaus keine Rede sein.

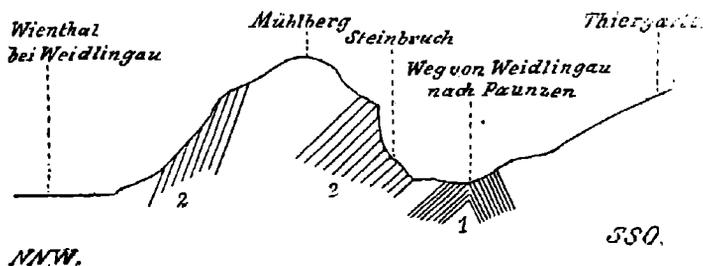
Das Alttertiär von Hacking besitzt eine sehr geringe Ausdehnung. Südwestlich dem Streichen nach findet es zwar in einigen kleinen isolirten Alttertiärschollen, die im Thiergarten den dort prävalirenden cretacischen Sandsteinen aufliegen, seine Fortsetzung; die Breite desselben beträgt jedoch nur etwa 200 m, denn bei der Nikolaikapelle im Thiergarten stehen schon wieder Inoceramenschichten an.

Von hier an ergibt unsere Thalseite eine buchstäbliche Wiederholung der gegenüberliegenden. Die Inoceramenschichten bei der Nikolaikapelle entsprechen denen von Hütteldorf; dann folgt ein schmaler Streifen von unterem Wiener Sandstein mit rothen Mergeln, den bei der Schiessstätte von Hütteldorf aufgeschlossenen Schichten entsprechend; dann folgen (südlich vom Auhof, gegen den Johannserkogel und Brandberg im Thiergarten fortstreichend) wieder Inoceramenschichten, die Fortsetzung des bei Beschreibung der Gegend von Hütteldorf mehrfach berührten Satzbergzuges; und dann gelangen wir endlich (südlich von Weidlingau) an die öfterwähnte langgestreckte Aufbruchzone der unteren Wiener Sandsteine, die, wie bereits wiederholt bemerkt wurde, beinahe den ganzen Wienerwald, von Kahlenbergdorf bis in die Gegend von Hainfeld, durchzieht.

Man sieht die Gesteine dieser Zone am Wege von Weidlingau zum Paunzen-Gasthause und in der Umgebung dieses letzteren, zwar nicht in irgend einem offenen Steinbruche, aber doch in einzelnen am Wege anstehenden Schichten aufgeschlossen. Wenn man an diesem Wege (von Weidlingau aus) etwa 1·7 Kilometer zurückgelegt hat, sieht man rechts dunkle, weissgeaderte, sowie glasige und glitzernde Sandsteine nordnordwestlich fallen; bald darauf streichen die Schichten

derselben Gesteine quer über den Weg und fallen SSO, bilden somit eine Antiklinale. Unmittelbar neben dem letzterwähnten Aufschlusse sieht man helle Mergelkalke unter den Stücken des geaderten Sandsteines herumliegen. Näher gegen das Paunzen-Gasthaus treten dann grobe Sandsteine auf. Nördlich von dem genannten Gasthause, am Wege gegen den „deutschen Wald“, sieht man auch die hellen Kalke herumliegen, in unmittelbarer Nachbarschaft rothgefärbter, auf die Anwesenheit der bekannten rothen Mergel hindeutender Terrainstellen. Am Südabhange des Feuersteinberges endlich (Paunzen westnordwestlich) kommen, wie schon auf der alten Czjžek'schen Karte verzeichnet erscheint, Hornsteine vor. Wir haben sonach hier wieder so ziemlich die ganze bekannte Gesteinsvergesellschaftung dieser Abtheilung beisammen.

Fig. XV.



1. Sandsteine mit Calcitadern und helle Mergelkalke (Untere Wiener-sandsteine).

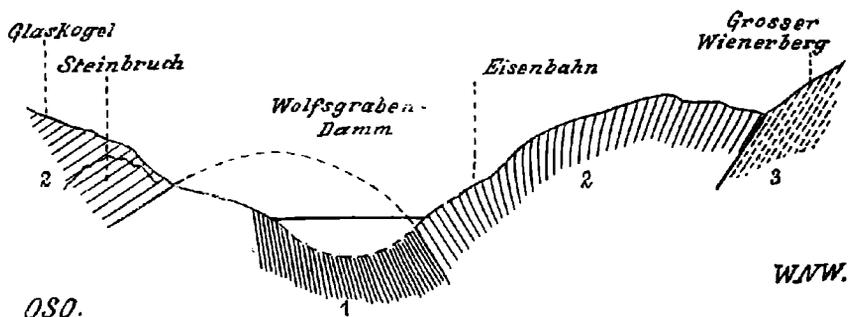
2. Chondritenreiche Ruinenmergel, Sandsteine und Sandsteinschiefer (Inoceramenschichten).

An die Aufbruchszone der unteren Wienersandsteine schliesst sich dann nord-nordwestlich, wie auf der anderen Thalseite, die Fortsetzung des Inoceramenschichtenzuges des Leopoldsberges regelmässig an; die Inoceramenschichten sind rechts von dem erwähnten Wege von Weidlingau nach Paunzen, gleich ausserhalb Weidlingau, am Südgehänge des Mühlberges in einem grösseren Steinbruche aufgeschlossen. Sie zeigen alle bekannten Gesteinsvarietäten, namentlich die muscheligen, chondritenreichen Ruinenmergel sehr schön und fallen nord-nordwestlich, liegen also, wie beinahe überall an dieser Gesteinsgrenze, ganz regelmässig auf den Gesteinen der unteren Abtheilung (s. Fig. XV). Die Inoceramenschichten begleiten dann von hier an, wie auf der nördlichen Thalseite, den Lauf des Wienflusses bis gegen Pressbaum und sind auch am Wienthalgehänge mehrfach steinbruchmässig aufgeschlossen, so südlich der Strasse von Weidlingau nach Purkersdorf, am Nordgehänge des Mühlberges (Fallen steil nord-nordwestlich), im „deutschen Wald“, an der Mündung des Dammbachthales etc. Ungefähr gegenüber der Haltestelle Unter-Tullnerbach ist ein grösserer Bruch am rechten Wienufer angelegt, der entgegengesetztes, flach süd-südöstliches Fallen zeigt. Diese Fallrichtung erklärt

sich dadurch, dass nordöstlich im Liegenden der hier aufgeschlossenen Inoceramenschichten, im Wienthale selbst und am unmittelbaren südlichen Ufer des Flusses, wieder ein kleiner Aufbruch der rothen Mergel zu Tage tritt.

Es wurde hier, bei der Einmündung des Wolfsgrabens, von Seite der Wienthal - Wasserleitungsunternehmung ein Reservoir und ein Damm (das sogenannte Wolfsgrabenreservoir) angelegt und bei den Erdaushebungen zur Fundirung dieses Dammes fand man die rothen und blauen Mergel mit einigen Lagen von Kalksandstein. Nach den hier gemachten Beobachtungen, die mir von Seite der bei dieser Dammanlage beschäftigten Herren Ingenieure freundlichst zur Verfügung gestellt wurden, fallen unter der Sohle des Wienthales die Schichten der rothen und blauen Mergel nach NW und werden am nördlichen Uferrande von ebenso fallenden Fucoidenkalkmergeln und Sandsteinen (Inoceramenschichten) überlagert. Am Südrande des

Fig. XVI.



1. Rothe und blaue Thonmergel.
2. Inoceramenschichten.
3. Alttertiärsandsteine.

Wienthales reichen die Mergel noch etwas am Gehänge hinauf und werden hier wieder von den in dem erwähnten Steinbruche aufgeschlossenen Inoceramenschichten überlagert. Nördlich vom Wienthale überkippen die Schichten jedoch sehr bald und fallen, wie wir bei der Schilderung der nördlichen Thalseite gesehen haben, am Rande gegen das Alttertiär widersinnig gegen SSO.

Der beifolgende schematische Durchschnitt (Fig. XVI) möge die Lagerung beim Wolfsgrabenreservoir veranschaulichen.

Es ist dies wieder ein Punkt, welcher mir für das von mir angenommene Altersverhältniss zwischen den Inoceramenschichten und den rothen Thonmergeln beweiskräftig zu sein scheint, wenn auch diese letzteren zuweilen den rothen Thonen der senonen Niernthalerschichten, sowie denen der alttertiären Karpathensandsteine Galiziens ziemlich ähnlich sind.

Die Ausdehnung der rothen und blauen Thonmergel ist hier nach allen Richtungen hin eine sehr geringe.

Gehen wir von hier am südlichen Wienufer aufwärts, so finden wir noch vor Pressbaum, an den Gehängen des Bartberges, schon wieder Inoceramenschichten. Es tritt hier im Vergleiche mit der nördlichen Thalseite insoferne eine Aenderung ein, als der Inoceramenschichtenzug von hier gegen SW durch einen Zug von Alttertiärsandsteinen gespalten erscheint. Der südliche Theilzug der Inoceramenschichten zieht vom Bartberge südwestlich über das Brenntenmaisthal an den vorderen Sattelberg, dann über das Pfalzauthal fort, an den Hollererberg und das Labenthal nördlich von Wöllersdorf, wo er sich mit dem nördlichen Theilzuge vereinigt.

Der Alttertiärzug beginnt an der Wien ziemlich schmal östlich von Pressbaum, zieht über die Thäler Brenntenmais und Pfalzau an den Pfalzberg, und setzt von hier über den Kaiserbrunnberg, Jochgrabenberg und Hochstrass bis an den Hasenriedl fort, wo er sich wieder ausspitzt, nachdem er an der breitesten Stelle (am Kaiserbrunn- und Jochgrabenberge) eine Breite von etwa 2 Kilometer erreicht hat.

Der nördliche, bedeutend schmälere Theilzug der Inoceramenschichten, der sich diesem Alttertiärzuge nordwestlich anschliesst, ist als zusammenhängender Zug viel weniger deutlich markirt, vielmehr nur aus einigen vereinzelt Vorkommnissen hieher gehöriger Gesteine zu erschliessen. So kommen ganz beim Eingange in das Pfalzauthal, sowie an einigen Stellen im Dürrwienthale kalkige, weissgeaderte Sandsteine vor, die von dem groben, mürben, zahlreiche Thoneinschlüsse enthaltenden Alttertiärsandsteine des Pfalzberges wesentlich verschieden und ganz den anderwärts in den cretacischen Gliedern der Wienersandsteine vorkommenden Sandsteinvarietäten gleich sind, und weiter westsüdwestlich (östlich circa 3 Kilometer von Altlenzbach) treten bei den Bauernhöfen Gscheid und Streitzer kalkig-kieselige, muschelrig brechende Ruinenmergel mit *Chondrites intricatus*, ganz wie am Leopolds- und Bisamberge, auf. Vor Erreichung des Labenthales scheint sich dieser schmale Zug mit dem Inoceramenschichtenzuge des Hollererberges zu vereinigen.

Nördlich vom Dürrwienthale erreichen wir nun wieder den Hauptzug der Greifensteiner Sandsteine, von dem oben erwähnt wurde, dass er von der Bahnlinie der Kaiserin Elisabeth-Westbahn mit dem Tunnel am Steinhardberge geschnitten wird, und an diesem Berge auch als nummulitenführend sich erwies. Dieser Zug setzt, gegen Südwesten und Westen sich verbreiternd, über Altlenzbach an das Labenthal fort, dessen Gehänge zwischen Nest und Laaben in einer Breite von circa 7 Kilometer aus hiehergehörigen Gesteinen bestehen.

7. Kalksburg—Laab—Wolfsgraben.

Von Kalksburg an wird der Südostrand unseres Wienersandsteingebietes nicht mehr wie in den bisher betrachteten Gegenden durch den Rand des Wiener Neogenbeckens, sondern durch den der alpinen Kalkzone gebildet; wir lernen also von hier an die wirkliche süd-

östlichste Zone des Wienersandsteines kennen. Diese besteht, wie hier gleich bemerkt werden soll, durchaus aus den Gesteinen der unteren (vorwiegend neocomen) Wienersandsteingruppe und ist die directe Fortsetzung der die St. Weiter- und Thiergartenklippen umgebenden und begleitenden Gesteinsbildungen.

Gehen wir von Kalksburg, welches noch in der Kalkzone liegt, im Gütenthale nordwestlich aufwärts, so sehen wir zunächst rechts grosse Steinbrüche in triadischer Rauchwacke, die ich schon vor nahezu 40 Jahren in meiner geologischen Erstlingsarbeit (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1859, II. Heft) von dieser Localität erwähnte. Stur bezeichnete sie auf seiner Specialkarte der Umgebung von Wien als „Opponitzer Rauchwacke“. Dann folgt ein schmaler Streifen von Kössener Schichten und dann das uns hier näher beschäftigende Flyschgebiet.

Was wir hier zunächst am Rande der Kalkzone finden, sind grobe und glasige Sandsteine; eine kleine Partie von lichtigem Kalk mit Hornsteinen und *Apt. Didayi Cocq.*, die etwa 1 Kilometer ost-nordöstlich vom Gütenthale, am Hauswurz Hügel im Gemeindewalde von Mauer, sich zwischen die Kalkzone und die Sandsteine einschaltet, und die ich schon in meiner oben citirten älteren Mittheilung erwähnte, reicht nicht bis ins Gütenthal herab.

Gehen wir von der Stelle, wo die Thiergartenmauer das Gütenthal erreicht, neben dieser Mauer nordöstlich aufwärts, so finden wir, noch vor der Militär-Schiessstätte, abermals die nämlichen Kalke; dieselben streichen in zwei Schichten von circa 1 m Mächtigkeit quer über den Weg. Zwischen den beiden Kalkbänken liegt, etwa 5—6 m mächtig, brauner, mit Calcitadern durchzogener Sandstein; denselben sieht man auch unter und über den Kalkbänken. Alles verflächt nach NNW. Unweit dieser Stelle, beim Dreimarktstein-Thor, gibt Stur mit demselben Einfallen auch rothe Mergel an, die ich jedoch selbst nicht beobachten konnte. Dass diese Kalkbänke wirkliche Lagen oder Linsen im Sandsteine und nicht etwa „Klippen“ sind, scheint mir hier ziemlich deutlich zu sein.

Ein weiteres solches Kalkniveau im Sandsteine dürfte das — von mir nicht gesehene — Aptychenkalkvorkommen „zwischen dem Güttenbach und Faselberggraben, südöstlich vom Hornauskogel im kaiserlichen Thiergarten“ sein, von welchem Peters (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, II. Heft) *Apt. Didayi Cocq.*, *Apt. angulocostatus Pet.*, *Apt. aplanatus Pet.* und *Apt. giganteus Pet.* angibt. *Apt. Didayi Cocq.* ist bekanntlich eine bezeichnende Neocomenform, und die anderen erwähnten, von Peters neu aufgestellten Arten, namentlich auch der grosse, mehr an Juratypen erinnernde *Apt. giganteus*, kommen, wie der Autor ausdrücklich bemerkt, zusammen mit *Apt. Didayi* vor.

Griesbach (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, II. Heft) führt diese Localität, ohne die erwähnten Angaben Peters' zu berücksichtigen oder auch nur anzuführen, unter seinen „tithonischen Klippen“ an. Es ist nun allerdings nicht unmöglich, dass an der in Rede stehenden Stelle oder in unmittelbarer Nähe davon auch Tithon auftrete — denn der Punkt fällt ungefähr in die Streichungslinie

der St. Veiter- und Thiergartenklippen; so ohneweiters ignoriren darf man aber die Angaben Peters' nicht, denn dieselben beruhen nicht nur auf einer flüchtigen Bestimmung, sondern auf einem eingehenden Specialstudium über die Aptychen unserer österreichischen Neocomien- und oberen Juraschichten, und sind jedenfalls gewichtiger, als die ohne jede Motivirung und Rechtfertigung hingestellte Behauptung Griesbach's, dass „die bei Weitem überwiegende Anzahl der Aptychenklippen tithonischen Alters“ sei. Dieser Satz, den Griesbach mit Bezug auf alle Aptychenkalkvorkommnisse unseres Wienerwaldgebietes ausspricht, ist nur insoferne richtig, als die wirklich klippenförmig, d. i. ohne stratigraphische Verbindung mit den Wienersandsteinen, als deren Liegendes auftauchenden Aptychenkalkinseln allerdings durchaus tithonen oder höheren Alters sind; auf die im Wienersandsteine viel weiter verbreiteten Kalke und Fleckenmergel mit *Apt. Didayi*, für deren klippenförmiges Auftreten weder Griesbach noch sonst jemand einen auch nur annähernd acceptablen Beweis erbracht hat, ist er nicht auszudehnen. Es kann überhaupt nicht oft genug betont werden, dass die aptychenführenden Gesteine des Tithon und die des Neocomien, deren Auftreten in der Sandsteinzone ein ganz verschiedenes ist, nicht beständig miteinander vermischt, gewissermassen als etwas untrennbar Zusammengehöriges betrachtet, und Schlüsse, die für die einen gelten, nicht auch auf die anderen übertragen werden sollten. Gewiss war es, wie Griesbach bei dieser Gelegenheit ganz richtig bemerkt, ein Irrthum der älteren Anschauungsweise, dass man die Aptychenkalke und -Mergel mit den Fucoidenmergeln jüngerer Wienersandsteinetagen vermischte und zusammenzog, und auf diese Weise zur Construirung unnatürlicher, sogenannter „Aptychenzüge“ gelangte; ebenso fehlerhaft und schädlich ist es aber auch, wenn man nun Bildungen, die durch deutliche, von ernsten und gewissenhaften Forschern bestimmte Neocomfossilien charakterisirt sind, mit facieell ähnlichen Tithonbildungen zusammenwirft. In jedem einzelnen Spccialfalle wird freilich Niemand vor der Möglichkeit einer localen Verwechslung sicher sein.

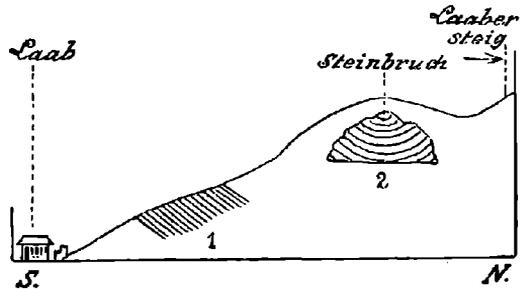
Verlassen wir nun das Gütenthal und wenden uns westnordwestlich gegen Laab, so gelangen wir, etwa mit dem vorderen Kaufberge, an die südwestliche Streichungsfortsetzung des Inoceramenschichtenzuges, der aus der Gegend von Hütteldorf an den Kaltenbrünndlberg und Hermannskogel im kaiserlichen Thiergarten zieht, und an den beiden letztgenannten Bergen noch sehr deutlich mit allen seinen unverkennlichen Gesteinstypen aufgeschlossen ist. Am Kaufberge bei Laab sah ich jedoch von diesen typischen Gesteinen der Inoceramenschichten leider nichts. Die ausgewitterten Gesteinstücke, die in der durchaus mit Wald und Wiesen gedeckten Gegend hie und da herumliegen, zeigten nur ganz indifferente Sandsteine, wie sie in allen Etagen der Wienersandsteine vorkommen.

Nördlich bei Laab treffen wir auf eine ausgesprochene Alttertiärauflagerung. Etwa 800 Schritte vom westlichen Ende dieses Ortes gegen Norden ist am Waldrande ein Steinbruch angelegt. Gehen wir vom Orte gegen diesen Steinbruch hinauf, so finden wir bald neben dem Wege die mehrfach beschriebenen unverkennlichen,

lichten, kieseligen, in parallel begrenzte Stücke zersplitternden Mergel anstehen, die wir zuerst in Verbindung mit den Orbitoiden und Operculinen führenden Alttertiärsandsteinen bei Weidlingbach kennen gelernt haben. In dem etwas höher gelegenen Steinbruche sind blaugraue Sandsteine mit zahlreichen dunkler gefärbten, thonigen Einschlüssen aufgeschlossen. Sie sind unten in Bänken von circa 1 m Mächtigkeit, oben dünner geschichtet, und bilden im Steinbruche eine sehr deutliche Mulde, indem sie am Nordrande nach Süd, am Südrande nach Nord fallen. Diese Mulde liegt den obenerwähnten Mergeln auf, und können diese Sandsteine daher ebenfalls nicht älter als alttertiär sein, was übrigens auch schon durch das Vorkommen der Thongallen, das ich bisher stets nur im Alttertiärsandsteine beobachten konnte, wahrscheinlich gemacht wird.

Mit dieser Deutung stimmt auch sehr gut Griesbach's Angabe eines Nummulitenfundes in der Gegend von Laab (Verh. der k. k. geol. R.-A. 1869, Nr. 13). (S. Fig. XVII.)

Fig. XVII.



1. Kieselige splittrige Mergel.
2. Sandstein mit Thongallen.

Diese Alttertiärauflagerung hat eine Breite von etwas über 1 Kilometer, und scheint sich, insoweit dies das sehr bedeckte Terrain zu erkennen gestattet, gegen West und Westsüdwest bis über Hinter-Wolfsgraben, gegen Ostnordost in den kaiserlichen Thiergarten in die Gegend zwischen Brandberg und Hornauskogel zu erstrecken.

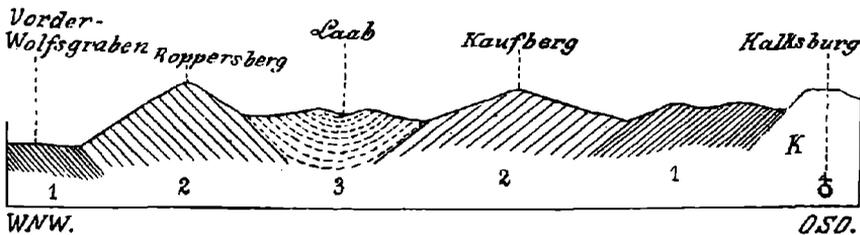
Von Laab weiter westnordwestwärts, längs der Strasse nach Vorder-Wolfsgraben, schneiden wir nach Verquerung der Alttertiärmulde den Höhenzug Dreihufeisenberg, Laabersteig, Roppersberg, Brandberg. Dieser Zug repräsentirt die Streichungsfortsetzung desjenigen Inoceramenschichtenzuges, den wir bei Hütteldorf kennen gelernt und kurz als „Satzbergzug“ bezeichnet haben.

Von den für die Inoceramenschichten charakteristischen echten Ruinenmergeln etc., die dort noch so typisch entwickelt waren, sehen wir nun hier allerdings nichts mehr. Die Gesteine sind hier blaugraue, lichter verwitternde Schiefer und mittelkörnige Sandsteine. Das Fallen ist in einem Steinbruche an der Strasse südöstlich.

Unten in Vorder-Wolfsgraben erreichen wir die offerwähnte Aufbruchzone der unteren Wiener Sandsteine (Kahlenbergerdorf—Rohrbach), die sich auch sogleich durch das Vorkommen rother Mergel, mit weissgeaderten Kalksandsteinen wechselnd (gegenüber von Kiessling's Gasthaus), verrathen.

Der fragliche Höhenzug zwischen Laab und Vorder-Wolfsgraben nimmt sonach eine intermediäre Stellung zwischen der Alttertiärmulde von Laab und den unteren Wiener Sandsteinen ein, ebenso wie wir die indifferenten Sandsteine des Kaufberges zwischen der erwähnten Alttertiärmulde und dem südlichen Randzuge der unteren Wiener Sandsteine liegen sahen. Wir sind daher wohl berechtigt, in diesen Zügen die mittlere, wahrscheinlich vorwiegend obercretacische, den Inoceramenschichten mindestens annähernd äquivalente Abtheilung der Wiener Sandsteine anzunehmen. Der beifolgende schematische Durchschnitt vom Rande der Kalkzone bei Kalksburg nach Vorder-Wolfsgraben

Fig. XVIII.



1. Untere Wiener Sandsteine mit Aptychenkalk.
2. Mittlere Wiener Sandsteine.
3. Alttertiär.

K. = Kalkzone.

graben (Fig. XVIII) möge das Gesagte veranschaulichen. Das auf demselben dargestellte nordwestliche Einfallen der unteren Wiener Sandsteine des südlichen Randzuges, die muldenförmige Lagerung des Alttertiärs, und der südöstliche Schichtenfall nordwestlich von der Alttertiärmulde, sowie in der Aufbruchzone bei Vorder-Wolfsgraben beruhen auf thatsächlicher Beobachtung.

Ungefähr gegenüber (etwas südwestlich) von der Einmündung der Laaber Strasse in die Wolfsgrabenstrasse mündet ein Fahrweg ein, der von Vorder-Wolfsgraben nach Pfalzaun hinüberführt, ungefähr dem Streichen der Aufbruchzone der unteren Wiener Sandsteine folgt und stellenweise die Gesteine derselben bloßlegt. Gleich links von der Einmündung dieses Weges befindet sich ein kleiner Steinbruch; in demselben ist kalkiger Sandstein über stark glitzernden, kalkarmen Sandstein mit steilem süd-südöstlichen Einfallen aufgeschlossen. Weiter hinauf am Wege sieht man einzelne Schichten des glitzernden und glasigen Sandsteins mit dünnen Lagen von lichtigem Mergelkalk wechseln, und noch etwas höher hinauf findet man rechts vom Wege einige verlassene, schon ziemlich stark verwachsene Steinbrüche, in

denen diese Mergelkalke früher gebrochen wurden. Die im ersten dieser kleinen Brüche liegenden alten Haldenstücke bestehen theils aus dem Mergelkalk, theils aus dem dunklen, glasigen Sandstein, und zwar sieht man sogar einzelne Stücke, die beide Gesteinsarten enthalten. In einem Stücke des Kalkes beobachtete ich eine Hornsteinausscheidung, die eine rundliche Partie im Kalke bildet und ohne scharfe Grenze in diesen verfließt. Im zweiten, höheren Bruche, der noch mehr verwachsen ist, prävaliren die Kalke; es sind unverkennlich die gewöhnlichen Neocom-Aptychenkalke. Wer noch irgend einen Zweifel über die Zusammengehörigkeit dieser Neocomkalke mit den dunklen, glasigen Sandsteinen der unteren Wiener sandsteine hegt, dem kann der Weg von Vorder-Wolfsgraben nach Pfalzau zur Aufklärung bestens empfohlen werden.

Das nächste Querthal, das der Reichliesing zwischen Breitenfurth und Kalksburg, sowie das der Dürrliesing bei Kaltenleutgeben, bietet bezüglich der Wiener sandsteine wenig instructive Aufschlüsse. Zwischen diesen beiden Thälern sah ich (ungefähr westlich von Mathiasruhe bei Kaltenleutgeben, an einem Fusswege von Kaltenleutgeben zum Rothen Stadel) am unmittelbaren Rande der Kalkzone zunächst eine Lage von sandigem Fleckenmergel mit sehr scharf ausgeprägten Flecken, dann den glitzernden Sandstein, der eine Einlagerung von lichten, blätterigen Mergelschiefern enthält. Das Fallen ist südöstlich, also gegen die Grenze der Kalkzone gerichtet. Bei Kaltenleutgeben fehlt dieser Fleckenmergel; an der Grenze der Kalkzone liegen hier, ebenfalls mit widersinnigem südöstlichen Einfallen, dunkelbraune Sandsteine mit Calcitadern.

8. Sulz—Hochrotherd—Klausen—Leopoldsdorf.

Die Grenze zwischen der Kalkzone und Wiener sandsteinzone zieht sich nun von Kalksburg und Kaltenleutgeben weiter südwestlich nach Sulz, und dann nördlich an Alland und Altenmarkt vorüber nach Kaumberg, Hainfeld etc.

Es ist bemerkenswerth, dass zwar im Allgemeinen die der Kalkzone zunächst sich anschliessenden Gebilde der Sandsteinzone durchaus derjenigen Gruppe des Complexes angehören, die wir bisher — wohl nicht ohne hinlängliche Motivirung — als „untere Wiener sandsteine“ bezeichnet haben; dass aber im Detail das den unmittelbaren Rand bildende Gestein, sowie dessen Lagerung sehr häufig wechselt. So sahen wir bei Kalksburg als erstes Wiener sandsteinglied Sandsteine mit nordwestlichem Fallen, zwischen den Thälern der Reichliesing und Dürrliesing Fleckenmergel mit südöstlichem Fallen, bei Kaltenleutgeben Sandstein mit südöstlichem Fallen und bei Sulz finden wir nun wieder die kalkige Facies mächtig entwickelt. Zunächst (südlich bei Sulz) stehen zu beiden Seiten des Mödlingbaches dunkelgraue Neocom-Kalkmergel mit vielen weissen Calcitadern an; sie enthalten undeutliche und unbestimmbare Spuren von Ammoniten

und Aptychen, sind an der östlichen Seite des Thales (bei der Verengung desselben) in einem Steinbruche aufgeschlossen und fallen nach NNW, also von der Kalkzone ab. Ueber ihnen folgt dunkler, weissgeaderter Sandstein, dann ein Wechsel von sehr hartem Sandstein mit kieseligem Fleckenmergel, dann (nördlich vom Sanatorium) gröberer Sandstein. Soweit sind dies durchaus Gesteine, wie wir sie sonst im Complexe der unteren Wiener Sandsteine wiederholt gesehen haben.

Bei Stangau folgen, ziemlich mächtig entwickelt, eigenthümliche graue und bräunliche, splitterige oder grossblättrige Schiefer und dünnspaltbare Sandsteinschiefer, wechselnd mit verschiedenartigen, vorwiegend aber sehr feinkörnigen, harten, splitterigen, thonigen, dunkelgrauen Sandsteinbänken, für deren nähere Horizontirung ich gar keine Anhaltspunkte besitze; da sie ungefähr im Streichen des oben erwähnten Kaufbergzuges liegen, den ich mit einiger Wahrscheinlichkeit in die mittlere Gruppe der Wiener Sandsteine versetzen zu müssen glaubte, so habe ich sie provisorisch ebendahin gestellt.

Höher hinauf gegen Hochrotherd schneiden wir (nördlich vom Parzerhof und am Wöglerinberge) einen Zug grober, mürberer, punktirter Sandsteine, der wahrscheinlich eine ähnliche Alttertiärauflagerung repräsentiren dürfte, wie wir eine solche bei Laab constatiren konnten. So charakteristische Merkmale wie dort finden wir allerdings hier nicht. Dieser Zug setzt nordöstlich gegen Breitenfurth, südwestlich über das Gruberauthal bis gegen den Vorderen Bruneckberg und Rossgipfel fort und besitzt eine ähnliche Breite und Streichungserstreckung wie der Laaber Alttertiärzug. Im Gruberauthale, zwischen Gross-Hönigsgraben und Gruberau, sieht man, wie die groben, mürben, punktirten Sandsteine im Norden wie im Süden von thonig-splitterigen Schiefen mit ebensolchen dunkelgrauen, feinkörnigen Sandsteinen, die ganz den Stangauer Gesteinen entsprechen, synklynal unterteuft werden, ein Lagerungsverhältniss, das die angenommene Deutung beider Bildungen unterstützt.

Die Sulz-Hochrotherder Strasse weiter verfolgend, finden wir bis Hochrotherd nichts mehr deutlich entblösst. Der dem allgemeinen Gebirgsstreichen nach von ONO nach WSW gestreckte Höhenrücken, auf welchem der letztgenannte Ort liegt und der ein Stück der Wasserscheide zwischen den Flüssen Wien und Schwechat bildet, stellt ohne Zweifel einen kleinen Aufbruch unterer Wiener Sandsteine dar. Die Gesteine, die, etwas westlich von der Einmündung der Sulzstrasse, bei der Strassenkrümmung mit süd-südöstlichem Einfallen anstehen, entsprechen ganz den altbekannten Kalksandsteinen und geaderen Sandsteinschiefen dieser Abtheilung; rothgefärbte Terrainstellen, die, wie schon der Name des Ortes anzeigt, in der Nähe desselben vorkommen, deuten auf die Anwesenheit der rothen Mergel und ein Hornsteinstück, das am Nordgehänge der Hochrotherder Höhe gegen Hinter-Wolfsgraben gefunden wurde, macht auch das Vorkommen der gewöhnlich Hornstein führenden Neocom-Mergelkalke wahrscheinlich. Beim westlichen Ende des Ortes, bei Schöny's Gasthaus, wo sich die Strasse mit scharfer Krümmung nach Süden in das Gruberau-

thal hinabwendet, sieht man zu beiden Seiten wieder die feinkörnigen, dunkelgrauen, thonig-splitterigen Sandsteine und Schiefer (wie bei Stangau) mit süd-südöstlichem Fallen, welche die der unteren Abtheilung zugezählten Gesteine überlagern.

Der Aufbruch von Hochrotherd fällt nicht in's Streichen der grossen Aufbruchslinie Kahlenbergerdorf—Rohrbach. Diese zieht erst etwa 3 Kilometer weiter nordwestlich (senkrecht auf das Streichen gemessen) vorüber. Die zwischen den beiden Aufbruchslinien gelegene Gesteinszone, die ich am Wege über den Lichteicheberg und Hengstlberg schnitt, ergab keine instructiven Gesteinsaufschlüsse. Die Kahlenbergerdorf—Rohrbacher Hauptaufbruchslinie erreichte ich in der Nähe der Aggsbachklause. Etwas nördlich von dieser Klause, südlich vom Jägerhause Unter-Kniewald, ist in einem kleinen Steinbruche sehr schöner, weisslicher Neocom-Fleckenmergel mit nördlichem Einfallen aufgeschlossen. Wenige Schritte südlich davon an der Strasse steht kalkiger, mit Calcitadern durchzogener Sandstein mit kleinen, feinen Hieroglyphenreliefs an. Im Steinbruche selbst sieht man von einem Uebergang des Fleckenmergels in Sandstein oder von einer Wechsellagerung mit solchem nichts; es könnte sonach hier die Annahme eines klippenförmigen Auftretens der Fleckenmergel plausibel erscheinen, wenn nicht so viele andere Punkte im Wienerwalde, die wir theils schon erwähnt haben, theils noch besprechen werden, diese Anschauungsweise ausschliessen würden.

Die sehr charakteristische Gesteinsbeschaffenheit dieser Fleckenmergel lässt dieselben als vollkommen identisch erscheinen mit denjenigen, die anderwärts mit den Aptychenkalken in Verbindung stehen; was Stur veranlasste, diesen Punkt als eine kleine Insel von Inoceramenschichten auf seiner Karte auszusecheiden, ist mir nicht bekannt.

Nördlich vom Jägerhause Unter-Kniewald schliessen sich dann die schon im Abschnitte 6 b erwähnten Züge, nämlich der Inoceramenschichtenzug Bartberg—Hollererberg, der Alttertiärzug Kaiserbrunnberg—Hochstrass, der Greifensteinerzug und der Wolfpassingerzug an, über die bereits das Nöthigste mitgetheilt wurde. Wir wollen daher den Durchschnitt von hier nicht weiter fortsetzen, sondern von der Aggsbachklause, das Thal des Aggsbaches abwärts, über Klausen—Leopoldsdorf an den Rand der Kalkzone zurückkehren.

Man sollte glauben, dass wir hier eine ziemlich genaue Wiederholung des Durchschnittes von Sulz und Hochrotherd sehen würden; dies ist aber im Ganzen nicht der Fall.

Von der Aggsbachklause abwärts finden wir zunächst links einen kleinen Steinbruch im dunkelgrauen, harten, thonig-splitterigen Sandstein, der hier zuweilen in thoneisensteinartige Lagen übergeht. Es ist dies das Gestein, welches wir mit den Stangauer Schiefen wechseln und am westlichen Ende von Hochrotherd die Gebilde der unteren Wiener Sandsteingruppe überlagern sahen. Sein Auftreten hier am Südrande der grossen Aufbruchzone stimmt also ganz mit der Position, die es sonst in der Reihe der Wiener Sandsteine einnimmt.

Etwas thalabwärts, in der Nähe der Einmündung des Ranzenbaches, sieht man kalkige und plattige Schiefer mit sehr wechselndem Schichtenfall anstehen; etwas abwärts von der Ranzenbrücke stehen

sie im Bache ziemlich senkrecht und streichen zuerst O—W, dann NO—SW. Sie gleichen noch mehr als die thonig-splitterigen und thoneisensteinartigen Gesteine manchen Lagen der Inoceramenschichten, und es scheint mir kaum zweifelhaft, dass wir hier eine Zone der mittleren, vorwiegend obercretacischen Abtheilung der Wienersandsteine geschnitten haben.

Soweit würde das mit dem vorigen Durchschnitte stimmen. Es sollte nun nach Analogie mit diesem letzteren im Aggsbachthale abwärts die Fortsetzung der Aufbruchzone von Hochrotherd kommen. Von dieser sah ich jedoch hier keine Spur, im Gegentheile folgen nun gegen Klausen—Leopoldsdorf zu Gesteine, deren Lagerung eine ziemlich ausgesprochen synklinale ist, die also keinen Aufbruch älterer, sondern eine Auflagerung jüngerer Schichten darstellen.

Es sind dies dünngeschichtete Lagen, die aus einem raschen Wechsel weicherer, blätteriger Mergelschiefer mit Bänken von meist grobem Sandstein bestehen. Man sieht diese Schichten an der rechten Seite des Aggsbachthales oberhalb und unterhalb der Einmündung des Lengbachthales, sowie in diesem Seitenthale selbst an der Strasse nach Hochstrass südlich fallen. Gegenüber der Einmündung des kleinen Krottenbachthales aber sind sie (an der linken Seite des Aggsbachthales) in mehreren Entblössungen mit deutlichem, ziemlich flachem Fallen nach N und NNW aufgeschlossen. Ihre muldenförmige (synklinale) Lagerung ist vollkommen deutlich. Ich glaube, diese Schichten ihrer Gesteinsbeschaffenheit, sowie ihrer Lagerung wegen mit grosser Wahrscheinlichkeit als eine ähnliche Alttertiärauflagerung deuten zu sollen, wie diejenige, die wir zwischen Stangau und Hochrotherd, bei Laab etc. kennen lernten. Sie erreichen hier im Aggsbachthale eine ziemliche Breite (senkrecht auf das Streichen über 2 Kilometer), setzen gegen SW in ähnlicher Breite über das Schwechatthal und ziehen dann, sich verschmälernd, durch das Riesenbachthal nach St. Corona und noch weiter bis in die Gegend von Hainfeld im Gölsenthale fort, repräsentiren somit wohl die ausgedehnteste Alttertiärscholle im Süden der Aufbruchlinie Kahlenbergerdorf—Rohrbach.

Bei Klausen—Leopoldsdorf folgt im Liegenden dieser Schichten ein Streifen ganz anderer Sandsteine. Dieselben sind hart, stark glitzernd, wechseln mit dunklen Schiefen, enthalten sowohl im Sandstein als im Schiefer Chondriten und zeigen im Allgemeinen vielmehr den Typus der cretacischen, als den der alttertiären Wienersandsteine. Sie sind gleich nördlich von Klausen—Leopoldsdorf an der zur Heimbachklause führenden Strasse in einem Steinbruche aufgeschlossen, und fallen hier, wie die den südlichen Flügel der Synklinale darstellenden Bildungen nach Nord, also concordant unter diese letzteren.

Die Gesteine dieser Zone sehen wir auch noch beim Zusammenflusse des Aggsbaches mit der Schwechat, aber etwas weiter abwärts im Schwechatthale, bei der „Hauptklause“, tritt schon wieder ein Sandstein auf, der grob, bunt punktiert und durchaus dem Orbitoidensandsteine des Alttertiärs gleich ist. Er enthält auch, wie dieser, Foraminiferen, die aber keine nähere Bestimmung zulassen. Dieser Punkt liegt genau in der Streichungslinie der Alttertiärauflagerung, die wir

im vorigen Durchschnitte zwischen Hochrotherd und 'Stangau, sowie im Gruberathale kennen gelernt haben.

Weiter abwärts ist bis an den Rand der Kalkzone bei Alland im Schwechatthale nichts mehr aufgeschlossen. Etwas besser sieht man die Grenze zwischen Kalk- und Flyschzone im nächsten Thale, dem Pöllathale, aufgeschlossen. Man erreicht dieselbe, das Pöllathal von Alland an aufwärts verfolgend, etwa am halben Wege zur Glashütte. Zunächst an die Kalkzone stösst hier eine schmale Zone von weichen Schiefern an, dann folgt fester, kalkig-glimmeriger Sandstein mit wenigen Calcitadern, dann stark glitzernder Sandstein mit einzelnen Schieferlagen, dem von Klausen—Leopoldsdorf ähnlich, nur — soviel ich beobachten konnte — ohne Fucoiden. Alles fällt gegen SSO, widersinnig gegen die Kalkzone ein. Von den bei Sulz so mächtig entwickelten Aptychenkalken und Fleckenmergeln ist hier nichts mehr zu sehen.

9. Die Randzone bei Kaumberg und der Bergstock des Schöpfel.

Vom Pöllathale zieht sich nun die südliche Grenze des Wienersandsteingebietes gegen die Kalkzone zwischen Altenmarkt und Klein-Mariazell durch nach Kaumberg, und von hier ziemlich genau westlich nach Gerichtsberg, an die Scheide zwischen den Wassergebieten der Triesting und Traisen.

An der Strasse von Altenmarkt im Klosterthale nach Klein-Mariazell erreicht man bei der Braun'schen Sägemühle, etwas unterhalb der Einmündung des Coronabaches, die Wienersandsteine. Sie sind an der östlichen Thalseite gut aufgeschlossen und beginnen mit sehr feinen, in dünne Scheiben spaltbaren, ebenflächigen (nicht kleinblättrigen oder splittrigen), sandig-thonigen Schiefern, die meist braun gefärbt, und — mit Ausnahme der Farbe — einigen Varietäten der bekannten rothen Mergelschiefer der unteren Wienersandsteine einigermaßen ähnlich sind. Sie enthalten seltene Fucoidenspuren und eigenthümliche wurmförmige, flache Reliefzeichnungen, die an Helminthoiden erinnern, ohne aber die Regelmässigkeit dieser Formen (von denen wir auf Fig. I, pag. 80 ein Beispiel gaben) zu besitzen. Mit diesen Schiefern wechseln harte, innen blaugraue, aussen braune Kalksandsteine, die ebenfalls schieferige Structur besitzen und sehr glimmerreich, zuweilen schalig und mit seltenen Calcitadern durchzogen sind.

Das Fallen ist, genau so wie das der zunächst angrenzenden älteren Gebilde der Kalkzone, nach SSO, also widersinnig gegen diese letzteren gerichtet.

Diese Gesteine stimmen eigentlich mit keinem der bekannten typischen Gesteine einer unserer drei Hauptabtheilungen der Wienersandsteine vollkommen überein, sondern gleichen in den stark glimmerigen Sandsteinen mehr den Inoceramenschichten, in der Schieferfacies mehr den unteren Wienersandsteinen. Ich entschied mich

wegen ihrer räumlichen Position inmitten typischer entwickelter unterer Wiener Sandsteine für ihre Zuzichung zu diesen letzteren.

Folgen wir, nordwestlich aufwärts schreitend, dem Thale des Coronabaches, so finden wir an den Gehängen desselben (in der Nähe von Mühlbrunn) bald bekanntere Gesteinstypen, nämlich die im unteren Wiener Sandstein — namentlich in den höheren Niveaus desselben — so weitverbreiteten rothen und blauen Mergel und Schiefer mit ihren nie fehlenden Bänken von weissgeaderten Kalksandsteinen. Auch glimmerige Sandsteinlagen treten hier darin auf. Die Schichten derselben sind vielfach gewunden, ihre herrschende Fallrichtung daher in diesem Thale nicht deutlich; doch sieht man im nächstwestlichen Querthale (dem Triestingthale), wo sie ebenfalls vielfach aufgeschlossen sind, dass ihre Fallrichtung nur in ihrer südlichsten Partie (bei der Eisenbahnstation Kanenberg) eine südliche, weiter gegen Norden aber durchaus eine nord-nordwestliche ist.

Im Coronathale beim Bauernhause Gober, im Triestingthale bei den Bauernhäusern Koglbauer und Hofstetter beginnt mit etwas höher ansteigendem Gebirge eine Zone anderer Sandsteine. Es sind blaugraue, sehr feste Sandsteine mit wenigen Calcitadern, meist fein- oder mittelkörnig, in einigen Bänken jedoch auch grobkörnig. Bei Veitsch (St. Corona SO) sind denselben einige wenige Lagen grauer Schiefer untergeordnet. Diese Sandsteine sieht man zwischen Veitsch und St. Corona an vielen Stellen zu beiden Seiten des Thales, sowie im Bachbette selbst sehr deutlich und constant nach NNW einfallen, und zwar zuerst steiler, dann thalaufwärts flacher. Im Triestingthale ist diese Lagerung nicht so constant und deutlich, dagegen findet man hier (unterhalb Wienhof, oberhalb der Thaltheilung) in denselben graubraune Mergel eingelagert, welche die helminthoidenähnlichen Zeichnungen — ähnlich wie im Klosterthale — daneben aber ziemlich zahlreiche, scharf ausgeprägte Chondriten (vom Typus des *Chondr. Vindobonensis Ellingsh.*) enthalten. Die Lagerung der Gesteine dieses Höhenzuges im Hangenden der rothen Mergel, sowie ihre von letzteren sich scharf abhebende petrographische Beschaffenheit lassen in denselben wohl mit grosser Wahrscheinlichkeit die Vertretung der mittleren (obercretacischen) Abtheilung der Wiener Sandsteine vermuthen.

Dieser Auffassung entsprechen auch die Lagerungsverhältnisse bei St. Corona. Hier schneiden wir die stark verschmälerte Fortsetzung der Alttertiärmulde, die wir im Aggsbach- und Schwechatthale, nördlich von Klausen—Leopoldsdorf, kennen gelernt haben. Wir finden hier in St. Corona dieselben weichen, blättrigen Schiefer, und sehen dieselben südlich von diesem Orte von den harten, kalkigen Sandsteinen mit nord-nordwestlichem Fallen, nördlich vom Orte von ähnlichen Sandsteinen mit süd-südöstlichem Fallen unterlagert. Die synklinale Schichtenstellung, die Position der blättrigen Mergel als höchstes Glied der Mulde, ist hier wie dort deutlich genug, und die festen Sandsteine erscheinen sonach zwischen den rothen Mergeln der unteren Abtheilung und dem Alttertiär gelagert.

Wir haben also nun — vom Rande der Kalkzone aus — geschnitten: zuerst die Schiefer des Klosterthales, dann die rothen Mergel mit Kalksandsteinen, dann die harten Sandsteine mit wenigen

Spathadern und Chondritenmergeln, zuletzt bei St. Corona die alttertiären weichen, blättrigen Schiefer.

Von St. Corona nördlich aufwärts gegen den Schöpfel finden wir zunächst (am Ostgehänge des Miesenberges) die der mittleren Abtheilung zugezählten Sandsteine meistens grobkörnig (wie bei Veitsch), vielfach auch in auffallender Weise durch Ueberzüge kleiner Quarzkryställchen glitzernd (wie bei Klausen—Leopoldsdorf). Sie fallen südöstlich.

Höher hinauf sah ich am Südgehänge des Schöpfel leider keine deutlichen Entblössungen mehr; erst auf der Höhe des genannten Berges (der mit 893 *m* die bedeutendste Erhebung des Wienerwaldes darstellt) fand ich mit süd-südöstlichem Einfallen grobe, ungleichkörnige, bunt punktirte, von den bisher in diesem Durchschnitte gesehenen ziemlich abweichende Sandsteine, die ich — allerdings ohne irgend einen positiven Beweis — für eine ähnliche Alttertiärauflagerung halte, wie wir deren in diesem Gebietstheile schon mehrere constatiren konnten.

Instructiver ist der Nordabhang des Schöpfel, an welchem die oftberührte grosse Aufbruchzone (Kahlenbergerdorf—Rohrbach) vorüberzieht.

Cžjžek gibt (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1852, III. Heft) ein Bild der Schichtenfolge, die „in den Bächen, die am nördlichen Abhänge des Schöpfelberges herabfliessen,“ zu sehen ist. Die positiven Beobachtungen, die Cžjžek angibt, bestätigen sich, wie ich hier anerkennend constatiren muss, in den meisten Fällen, wenn auch die Deutungen und Bestimmungen des Genannten gegenwärtig vielfach überholt sind. So stimmt auch die hier von Cžjžek eingezeichnete Reihenfolge in allen wesentlichen Punkten mit meinen eigenen Beobachtungen, und ich will daher umstehend seine Skizze — unter Beifügung einiger erläuternder Bemerkungen — reproduciren (s. Fig. XIX).

Der dort (im südlichen Theile des Durchschnittes) als oberstes Glied eingezeichnete feinkörnige Sandstein (*a*) repräsentirt meiner Ansicht nach die mittlere (obercretacische) Abtheilung; über ihm liegt erst (südlich ausserhalb des Durchschnittes) der grobe Sandstein der Schöpfelspitze. Ob die quarzigen Sandsteine (*b* und *c*) noch der mittleren, oder, wie ich eher glauben möchte, schon der unteren Abtheilung zuzuzählen sind, ist unbestimmt. Die darunter folgenden Lagen von hydraulischem Kalk (Aptychenkalk), kalkigem Mergel und rothen, grünen und schwarzen Mergelschiefeln (*d—i*) repräsentiren den Aufbruch der gewöhnlichen Gesteine der unteren Wiener Sandstein-Abtheilung, und ebendahin möchte ich auch noch die daruuterliegenden Sandsteine (*a* an der Nordseite des Durchschnittes) rechnen, obwohl hier möglicherweise — bei Annahme einer nach Norden überkippten Aufbruchsfalte — auch schon wieder die mittlere Abtheilung vertreten sein könnte.

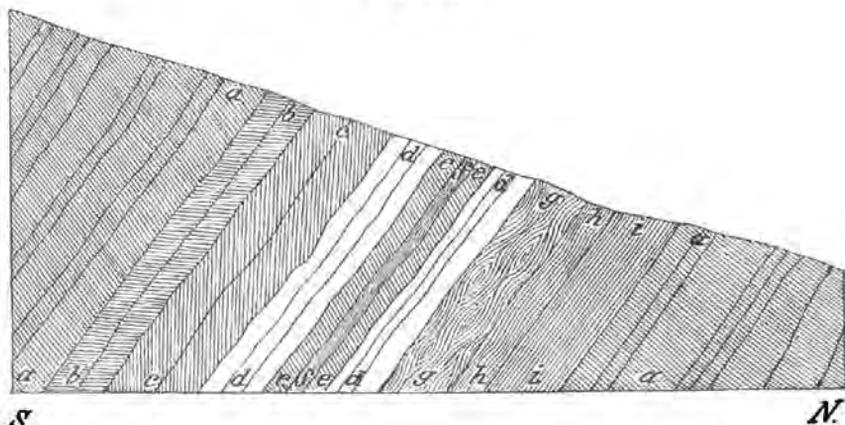
Die hellen hydraulischen Kalke (Aptychenkalk) sind nun von hier gegen Osten und Westen im Streichen der Aufbruchzone zu verfolgen.

Gegen Osten bilden sie nördlich von der Gredl-Klause einen schmalen, aber über 1 Kilometer langen Zug mit südlichem Einfallen.

Gegen Westen vereinigen sie sich bei den Bauernhäusern Rabenhof und Etscherhof (letzterer gegenwärtig verfallen und kaum mehr auffindbar) zu einem über 2 Kilometer langen, zusammenhängenden Zuge, der bis in die Nähe des Labenthaltes, südlich von Wöllersdorf reicht und dessen Schichten im östlichen Theile nach SSO, im westlichen nach SO fallen.

Stur zeichnete diese Partie als „tithonischer Aptychenkalk“ ein. Da wir uns hier in einer Aufbruchregion befinden, so kann die Möglichkeit, dass im Kerne derselben Tithon hervortrete, allerdings

Fig. XIX.



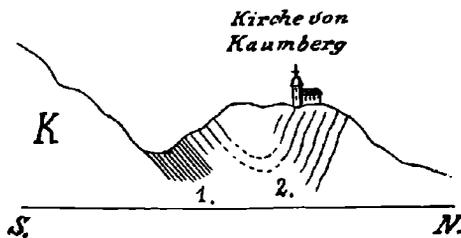
- a. Wienersandstein, feinkörnig.
- b. Quarziger Sandstein, feinkörnig.
- Quarziger Sandstein, grobkörnig.
- d. Hydraulischer Kalk.
- e. Kalkiger Mergel.
- f. Sandstein.
- g. Rothe Mergelschiefer.
- h. Grüne Mergelschiefer.
- i. Schwarze Mergelschiefer.

nicht geleugnet werden, und dies umsoweniger, als weiter im Westen (bei Stollberg), wie wir sehen werden, thatsächlich tithonische Aptychenkalke in derselben Aufbruchzone vorkommen. Was ich jedoch hier bei Wöllersdorf sah, unterscheidet sich in nichts von den gewöhnlichen Aptychengesteinen des Neocomien, wie sie anderwärts durch *Apt. Didayi Cocq.* charakterisirt zu sein pflegen. Ueberall sah ich die Kalke gefleckt, in Fleckenmergel mit Fucoiden von echtestem Fytschcharakter übergehen, was ich bei wirklichen Tithongesteinen nie beobachtet habe. Auch stehen diese gefleckten Kalke, namentlich am Wege südlich vom verfallenen Etscherhofe, wo Stur sein Tithon einzeichnet, in engster Verbindung mit blaugrauen, weissgeaderten Kalksandsteinen und mit dunklem, glasglänzendem Quarzsandstein,

sehr charakteristischen und wohlbekanntenen Typen der unteren Wiener-sandsteine. Will man also nicht auch diese letzteren als Tithon auf-fassen — eine Consequenz, für welche doch sehr positive palaeontolo-gische Nachweise erforderlich wären — so müssen wir die Kalke bei Wöllersdorf, wenigstens ihrer Hauptmasse nach, wohl unbedingt ebenfalls dem Neocomien zuzählen.

Noch einmal verquerte ich diese Schichten (etwa 1000 Schritte südwestlich von der Ruine des Etscherhofes) an dem Fusswege, der von Wöllersdorf südwestwärts am östlichen Ufer des Labenbaches hinführt. Bevor dieser Weg, auf das gegenüberliegende Ufer über-tretend, sich mit der Fahrstrasse vereinigt, sieht man quer über den-selben zwei Lagen des hellen, gefleckten Kalkes in nordöstlicher Richtung durchstreichen. Diese Lagen sind 2—3 m mächtig und zwischen ihnen liegt, etwa 20—30 m mächtig, harter, glimmerreicher Sandstein. Im Bachbette sieht man das Einfallen nach SO.

Fig. XX.



1. Blaugrauer, weissgeaderter Kalksandstein.
2. Graue Schiefer mit glimmerreichem, schaligen Sandstein.

K. = Kalkzone.

Wir kehren nun an die Südgrenze der Flyschzone zurück, die wir oben bis in die Gegend von Altenmarkt verfolgt hatten.

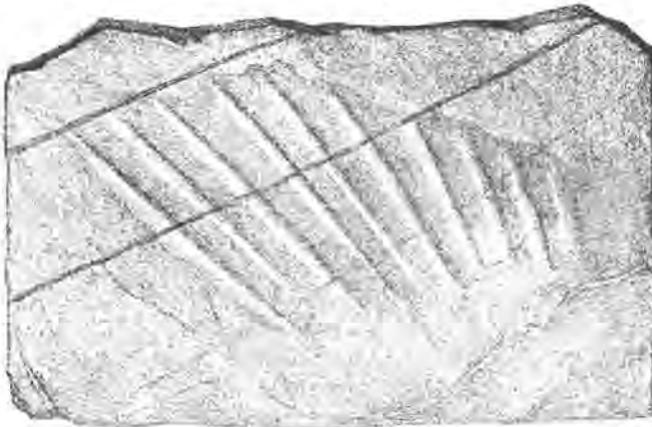
Unterhalb der Kirche von Kaumberg, welche südlich von der Hauptstrasse des Ortes auf der Spitze eines Hügels liegt, sieht man graue Schiefer mit Lagen von glimmerreichem, schaligen Sandstein; offenbar dieselben Schichten, wie sie an der Flyschgrenze im Klosterthale zwischen Altenmarkt und Klein-Mariazell aufgeschlossen sind. Sie fallen steil südlich, so dass man hier wieder eine widersinnige Neigung gegen die mehr südlich sich erhebende Kalkzone vor sich zu haben glaubt. Bei näherer Untersuchung stellt sich jedoch heraus, dass dieses Verhältniss hier nicht statthat. An dem Fusswege der südlich von dem die Kirche tragenden Hügel, ziemlich genau an der Grenze zwischen Flyschzone und Kalkzone gegen West hinanführt, sieht man nämlich die Schichten nördlich fallen, und zwar sind es zu unterst blaugraue, weissgeaderte Kalksandsteine, nördlich darüber dieselben Gesteine wie unter der Kirche. Die Flyschgesteine fallen also hier unmittelbar an der Kalkgrenze normal von derselben ab und richten sich dann erst zu steilem Südfallen auf (s. Fig. XX).

Westlich vom Orte Kaumberg, südlich vom Thale des Kaumberger Baches, bleibt nun südliches Fallen, stellenweise mit Abweichungen gegen SO und SW herrschend. An der Nordseite dieses Thales aber, längs der Eisenbahnlinie von Kaumberg bis Gerichtsberg zu beobachten, fallen die Schichten wieder durchaus nördlich. Es treten hier zu den grauen Schiefen auch vielfach rothe Mergelschiefer hinzu, überall in dem bekannten Wechsel mit plattigen Kalksandsteinbänken.

Es ist dies derselbe Gesteinszug, den ich oben schon aus dem Traisenthale (ebenfalls mit vorwiegend nördlicher Fallrichtung) erwähnt habe.

Von hier liegen aus den Aufsammlungen Stur's (mit der Fundortsbezeichnung: „Längs der Bahntrasse von Kaumberg nach Tunnel

Fig. XXI.



Gerichtsberg“) Stücke von dünnen harten Kalksandsteinplatten vor, die manchen Lagen der schlesischen Neocombildungen ziemlich ähnlich sehen und sehr eigenthümliche Hieroglyphenreliefs enthalten. Es sind dies neben den gewöhnlichen Warzen und kleinen, cylindriten-ähnlichen Stengelchen ganz geradlinige, nahezu parallele, scharf ausgeprägte Leisten, die etwa an die Rippen eines grossen Pecten oder Ammoniten erinnern könnten, ohne dass ich jedoch eine derartige Deutung derselben wagen möchte. Auf einem zweiten Stücke erscheint dieselbe Zeichnung in viel kleinerer Dimension. Da diese Hieroglyphenform mir bisher sonst nirgends in unserem Flyschgebiete bekannt geworden ist, so glaube ich eine Abbildung des grösseren Stückes (in natürlicher Grösse) hier beifügen zu sollen (s. Fig. XXI).

Auch am westlichen Eingange in den Tunnel von Gerichtsberg, mit welchem die Leobersdorf—St. Pöltner Bahnlinie aus dem Wassergebiete der Triesting in das der Gölsen (resp. Traisen) übertritt, sind auf den, seinerzeit beim Tunnelbau ausgeworfenen Halden die-

selben grauen und rothen Mergelschiefer mit ihren calcitreichen, Hieroglyphen führenden Kalksandsteinbänken zu sehen.

Nördlich im Hangenden dieser Gesteine folgt (mit der Bramerrhöhe) der Zug gröberer, compacterer Sandsteine, den wir schon im St. Coronathale beim Bauernhause Gober, im Triestingthale bei den Bauernhäusern Kogelbauer und Hofstetter auf dieselben folgen sahen und der mittleren Abtheilung der Wienersandsteine zutheilten. Dieselben fallen am Südgehänge der Bramerrhöhe deutlich und normal nach N und NNW.

10. Das Gölsenthal.

Die Quellbäche des Gölsenflusses entspringen westlich von der Wasserscheide am Gerichtsberg, und das Thal zieht von hier gegen West als Längenthal ungefähr an der Grenze zwischen dem südlichen Randzuge der unteren Wienersandsteine und dem sich nördlich an diese anschliessenden Zuge der mittleren Wienersandsteine bis in die Gegend westlich von Hainfeld. Mehrfach treten auf dieser Erstreckung von Norden her Partien der mittleren Sandsteine auf die südliche, sowie solche der unteren Wienersandsteine auf die nördliche Thalseite über.

Gehen wir von der Wasserscheide am Gerichtsberg westlich thalabwärts längs der Strasse nach Hainfeld, so treffen wir zunächst in einem Steinbruche die westliche Fortsetzung der Sandsteine der Bramerrhöhe aufgeschlossen. Sie stehen mit sandigen Schiefern und weicheren Chondriten führenden Mergeln in Verbindung, und fallen, wie beinahe überall in diesem Zuge, nach Nord, also ins Hangende der beim Tunnel anstehenden Schichten. Westlich von der Einmündung des Gerschbaches tritt aber wieder eine kleine Zunge der unteren Wienersandsteine von Süden her nördlich über das Thal, die Strasse und die Bahnlinie.

In der Nähe des Edelhofes (östlich von Hainfeld, südlich vom Gstötter und Strassenschuster) kann man, zwar nicht steinbruchmässig, aber vielfach an den Wegen aufgeschlossen und ausgewittert, die ganze wohlbekannte Gesteinsvergesellschaftung der unteren Wienersandsteine beobachten. Man findet echte Fleckenmergel, Hornstein, den schwarzen, glasigen Sandstein, bräunlichen, harten, stark glitzernden Sandstein, weissgeaderten Sandstein, blaugrauen schaligen Sandstein etc.

Dieselben Gesteine findet man auch etwas weiter westlich, rechts von der Einmündung des Ramsauthales in das Gölsenthal, SSO vom östlichen Ende von Hainfeld, sowie südlich vom genannten Orte, an den Wegen hinter der Kirche, woselbst auch noch blättrige Schiefer hinzutreten, die von hier westwärts ziemlich häufig in diesem Niveau sich einstellen, jedoch auch schon weiter im Osten (zwischen Kaltenleutgeben und Rothen Stadel) erwähnt werden konnten.

Nördlich von Hainfeld, im Parke und am Südfusse des Vollberges, reichen die unteren Wienersandsteine auf das rechte Thal-

ufer hinüber. Im Parke zeigen sich meist die dunklen, mit geradlinigen weissen Calcitadern durchzogenen Kalksandsteine. Ich fand hier ein Exemplar eines *Spirophyton* (*Tuonurus*, *Zoophycus*) darin, welches sich übrigens von den allenthalben in allen Niveaus der Wiener- und Karpathensandsteine, namentlich in den alttertiären Gliedern, verbreiteten *Spirophyton*-Resten in nichts unterscheiden liess. Am Waldrande nordwestlich vom Hainfelder Bahnhofe sind die bekannten blaugrauen oder röthlichen Mergelschiefer mit ihren Lagen von schaligen, calcitreichen Hieroglyphensandsteinen, ganz wie beim Tunnel Gerichtsberg, beim Bahnhofe Kaumberg etc. entblösst.

Ueberlagert werden diese der unteren Abtheilung zugezählten Gesteine hier im Parke und am Südwestgehänge des Vollberges von ganz abweichenden, sehr glimmerreichen Sandsteinen, die ganz manchen Sandsteinlagen der Inoceramenschichten gleichen. Ich fand darin — was sonst in compacteren, nicht schiefrigen Sandsteinen selten vorzukommen pflegt — einen Chondriten, etwa an *Chondr. Vindobonensis* var. *cupressiformis* Etingsh. erinnernd.

Gehen wir nun, um eine instructive Schichtenverquerung zu gewinnen, etwas gegen Osten zurück und verfolgen die Hainfeld-Laabener Strasse vom Gölsenthal nordwärts.

An der Stelle, wo diese Strasse, vom Gölsenthal abzweigend, die Eisenbahnlinie schneidet, befinden wir uns noch in der Zone der letzterwähnten, stark glimmerigen Sandsteine, die wir der mittleren Abtheilung zurechneten. Sie sind hier auch, wie anderwärts im Bereiche der Inoceramenschichten, mit geaderten Kalksandsteinen, die sich von den neocomen gewöhnlich durch mindere Geradlinigkeit der Adern unterscheiden, sowie mit schaligen Hieroglyphensandsteinen in Verbindung.

Die Zone dieser Gesteine ist an dieser Thalseite sehr schmal, denn schon bei der ersten Strassenkrümmung nach der Bahnübersetzung (westlich von den Bauernhäusern Wopf) kommen wir an einen Zug von groben, löcherigen (luckigen), ungleichkörnigen bis breccienartigen Sandsteinen, die vollkommen den Typus der alttertiären Wienersandsteine an sich tragen. In der That befinden wir uns hier in der genauen Streichungsfortsetzung der langgestreckten Alttertiär-synklinale, die wir nördlich von Klausen — Leopoldsdorf und bei St. Corona bereits kennen gelernt haben. Der Zug ist hier bereits sehr schmal (etwa 0·3 Kilometer) und scheint auch westlich von der Strasse bald sein Ende zu erreichen.

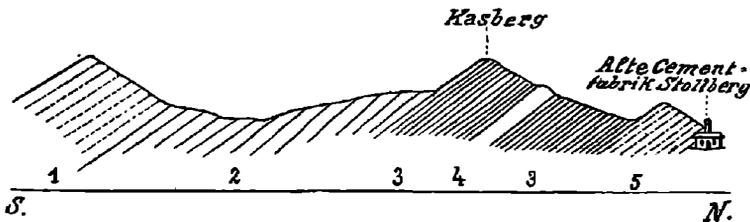
Nach Verquerung dieses Zuges kommen wir an splitterige, kieselige Sandsteine, dann (bei der Strassenkrümmung nach rechts) an südöstlich fallende, blättrige, röthlich-graue Schiefer mit einzelnen Kalksandsteinlagen, dann bis in die Gegend der Bernaumühle an in dünne Scheiben spaltbare, glimmerige Sandsteinschiefer. Diese schieferigen Gesteine haben wieder den Typus der cretacischen Glieder des Wienersandstein-Complexes.

Bei der Bernaumühle wollen wir die Strasse verlassen, da diese, von hier sich östlich drehend, keine Schichtenverquerungen mehr bietet, und das gegenüber der genannten Mühle einmündende Thalchen nördlich aufwärts verfolgen.

Der erste Höhenzug, den wir nun (kaum 300 Schritte von der Bernaumühle) schneiden, besteht wieder aus dem groben, mürberem, punktierten und ungleichkörnigen Sandsteine, den wir dem Alttertiär zurechnen. Er bildet zu dem obenerwähnten (bei Wopf) einen Parallelzug von ähnlicher Breite, ist ebenfalls gegen Westen nicht weit verfolgbar, zieht aber gegen NO weiter über den Pöckschlag und Handelsberg fort, und fällt ungefähr in die Streichungslinie der groben Sandsteine des Schöpfelkammes, die wir ebenfalls mit Wahrscheinlichkeit dem Alttertiär zuzählen (s. Fig. XXII, 1).

Nach Verquerung dieses Zuges, wo der Weg auf den Kasberg aus dem Walde in freieres Wiesenterrain mit einzelnen Bauernhäusern tritt, folgen mit südöstlichem Fallen kalkige, geaderte und glitzernde Sandsteine, höher hinauf auch mit Schiefnern wechselnd, durchaus wieder cretacische Gesteinstypen, und wahrscheinlich der mittleren Wienersandstein-Abtheilung entsprechend (s. Fig. XXII, 2).

Fig. XXII.



1. Grober Alttertiärsandstein.
2. Kalkiger, geadert und glitzernder Sandstein.
3. Geadert Sandstein.
4. Fleckenmergel.
5. Lichter Kalk mit Aptychen.

Der Kasberg besteht aus etwas feineren, ebenfalls mit weissen Calcitadern durchzogenen Sandsteinen, die schon denen der unteren Wienersandsteine viel ähnlicher sind und auch sicher dahin gehören, denn am Nordabhang dieses Berges gegen Stollberg zu sieht man in denselben eine Bank von typischem lichten Neocomfleckenmergel regelmässig eingelagert, die 0,5 bis 1 m mächtig ist und wie die Sandsteinbänke nach SSO einfällt (s. Fig. XXII, 3 und 4). Wir sind hier wieder an der oterwähnten Aufbruchszone Kahlenbergdorf—Rohrbach.

Die Sandsteine des Kasberges liegen südlich von Stollberg auf hellgefärbten Kalken auf, welche in einem Steinbruche neben der verlassenen Cementfabrik von Stollberg aufgeschlossen sind (s. Fig. XXII, 5).

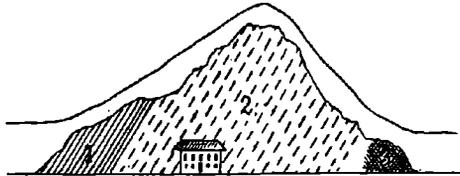
Der Steinbruch war zur Zeit meines Besuches ausser Betrieb und zum Theile verwachsen; die tieferen, gegenwärtig noch deutlicher aufgeschlossenen Partien der Kalke sind spathreich, splittrig, zeigen keine Flecken, und sind überhaupt von den Neocom-Aptychen-

kalken und Fleckenmergeln, wie man sie in der Regel zu sehen gewöhnt ist, ziemlich merklich verschieden. Ich sah in einem Gesteinsblocke einen *Aptychus*, der ziemlich deutlich als *Apt. punctatus* Voltz erkannt wurde, jedoch nicht aus dem Gesteine herausgelöst werden konnte. Einige Exemplare derselben Aptychenform fanden sich auch von derselben Localität in Stur's Aufsammlungen, ebenso nicht näher bestimmbar Belemniten.

Die Aptychen aus der Gruppe der Punctaten gelten ziemlich allgemein als bezeichnend für Tithon oder Ober-Jura, die hellen Kalke von Stollberg wären also demnach ebenfalls nicht jünger als Tithon.

Peters führt dagegen (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854) aus dem „Aptychenschiefer des Wienersandsteins von Stollberg“, seinen *Apt. angulocostatus* an, eine bei Waidhofen an der Ybbs und anderwärts häufig mit dem echten *Apt. Didayi* Cocq. zusammenvorkommende, also neocome Form.

Fig. XXIII.



1. Fleckenmergel.
2. Heller Kalk mit *Apt. punctatus*.
3. Rother Mergel.

Dieser Widerspruch scheint nur durch die Annahme löslich, dass bei Stollberg im Kerne der vorwiegend Neocomgesteine enthaltenden Aufbruchzone auch einzelne kleinere Tithonkalkpartien an der Oberfläche erscheinen, von denen wir eben eine in den unteren Lagen des Steinbruchs bei der Cementfabrik aufgeschlossen sehen, während die höheren schon ins Neocom hineinragen, und dann der Fundort von *Apt. angulocostatus* Pet. sein könnten.

Eine gewisse petrographische Zweitheilung der hellen kalkigen Gesteine der Stollberger Gegend, die auf eine Scheidung derselben in eine tithone und eine neocome Abtheilung hinweist, beobachtete ich an einer zweiten Stelle der Aufbruchzone, etwa 1½ Kilometer östlich von Stollberg. Es ist hier rechts neben der Strasse nach Glashütte ein kleiner Kalkbruch angelegt, der einen meist weissen oder lichtgrauen, dünn geschichteten Mergelkalk — ohne Flecken — blosslegt. Er fällt steil nach SO und enthält ebenfalls *Apt. punctatus* Voltz (nach gefälliger Bestimmung durch Herrn Dr. A. Bittner). In seinem Hangenden liegt ein typischer Fleckenmergel, wie wir ihn im Neocom so häufig sehen. Im anscheinenden Liegenden findet sich — ohne deutliche Schichtung — rother Schieferthon (s. Fig. XXIII).

Oestlich im Hangenden dieses Aufschlusses sind am rechten Bachufer (etwas vor der alten Glashütte) die gewöhnlichen, dunklen,

weissgeaderten Neocomkalksandsteine, mit gleichem süd-südöstlichen Einfallen entblösst.

Verfolgen wir nun die Aufbruchzone gegen SW, über den Durlasswald und die westliche Fortsetzung des Kasbergzuges nach Rohrbach im Gölsenthale, so sehen wir dieselbe aus den gewöhnlichen oftbeschriebenen Gesteinen der unteren Wiener sandsteine zusammengesetzt. Im Bache nördlich von Schloss Pergau findet man mit südöstlichem Fallen die graublauen, ebenflächigen, mit geradlinigen Calcitadern durchzogenen Sandsteine, krummschalige Lagen, grobe Bänke etc.; am Wege von Schloss Pergau, westlich gegen die einzelnen Bauernhäuser Ober-Rohrbach, dieselben Gesteine und mit ihnen auch den wohlbekannten schwarzen, glasigen Sandstein; beim zweiten Bauernhause (Herbst) sieht man mit diesen Sandsteinen sehr deutlich Bänke hellgefärbter Fleckenkalkmergel wechsellagern. Das Fallen ist hier schon nördlich.

Die Fleckenmergel scheinen in zwei Parallelzügen in der Masse der Sandsteine angeordnet zu sein, wobei der eine südlich vom bewaldeten Höhenkamme, der andere nördlich von demselben verläuft, und im südlichen Zuge südöstliches, im nördlichen nordwestliches Einfallen vorherrscht, so dass hier der Charakter der Zone als Antiklinalaufbruch ziemlich deutlich ersichtlich ist. Bei Rohrbach tritt der südliche, gegenüber von Rainfeld der nördliche dieser Züge an das Gölsenthal heran.

Wir haben hier das südwestliche Ende der grossen, von Kahlenbergdorf an der Donau bis hieher ununterbrochen verfolgbaren Aufbruchzone älterer Gesteine, den Vereinigungspunkt derselben mit der den Rand der Kalkzone begleitenden Zone derselben Bildungen erreicht.

Westlich von Rohrbach (in der Nähe des Bauernhauses Bernrent) tritt am rechten Ufer des Gölsenthales, und zwar zwischen den beiden Fleckenmergelzügen, somit ziemlich genau in der Axenlinie des Antiklinalaufbruches, aus den Neocomienbildungen ein kleines Liasvorkommen hervor, welches hier einigermaßen überraschend wäre, wenn es nicht in der älteren Literatur schon wiederholt Erwähnung finden würde (Lipold, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1865, Hft. 1, Hertle, ebendas., Hft. 4 etc.).

Es sind kohlenführende Grestener Schichten, auf die seinerzeit ein Schurfstollen getrieben worden ward; derselbe ist jedoch gegenwärtig eingestellt, und der ganze seinerzeitige Aufschluss dermalen vollkommen verwachsen und beinahe unsichtbar. Was man früher hier sah, ist bei Hertle (l. c. pag. 37 [87]) zusammengestellt und dort nachzulesen. Ich habe dazu nur zu bemerken, dass die Ausdehnung des ganzen Vorkommens an der Oberfläche nach meinen Beobachtungen bei Weitem kleiner sein muss, als Hertle angibt, denn ich sah im Norden, Westen und Osten des Punktes überall sehr bald typische und unverkennliche Neocomgesteine anstehen.

Die Bedeutung dieses Vorkommens ist nun meiner Ansicht nach wohl keine andere, als die der Stollberger Tithonkalke (mit denen es auch genau in einer Streichungslinie liegt), der St. Veiter Klippe etc., in denen ich, wie bereits oben erwähnt, durchaus keine präexistirenden

Inselberge, sondern einfach nur die durch local etwas energischere Antiklinalaufbrüche an der Oberfläche erscheinenden Spuren der Unterlage unseres Wienersandsteingebirges erkennen kann.

Verfolgen wir nun das Gölsenthal am rechten Ufer westlich abwärts.

Mit dem Höhenzuge des Himberger Kogel (westlich und nördlich von Rainfeld), auf welchem die Bauernhöfe Kohlreiter und Miescherberger liegen, erreicht der lange Zug mittlerer (obercretacischer) Wienersandsteine (Inoceramenschichten), der die Kahlenbergerdorf—Rohrbacher Aufbruchzone im Norden begleitet, das Gölsenthal, und wir finden denselben hier sogleich ganz ähnlich ausgebildet, wie in seinen östlichen Partien, beim Inoceramenfundorte Pressbaum, im Kahlengebirge etc.

Zuerst sieht man neben der Bahnlinie, nord-nordöstlich von Krapfsdorf, etwa 250 Schritt östlich von der Einmündung des Kerschenbachthales, am Wege Gesteine anstehen, durch die man sich vollkommen an unseren Leopoldsberg versetzt fühlt. Es sind kalkige Sandsteine, schalige Sandsteine, ebenflächige Sandsteinschiefer, und darin eingelagert einzelne Bänke von lichten, chondritenreichen Mergeln. Neben den Chondriten kommen die in diesem Niveau nie fehlenden Helminthoiden, auf den Sandsteinen (selten) Hieroglyphen vor. Das Fallen ist nach N (etwas in NNW).

Das unmittelbare Hangende dieser Lagen ist in einem Steinbruche (östlich) bei der Einmündung des Kerschenbachthales aufgeschlossen. Es ist hier vorwiegend blaugrauer, mittelkörniger, stark glimmeriger Sandstein mit wenig Spathadern und *Chondr. Vindobonensis* var. *Turgioni Etingsh.* Ungefähr in der Mitte des Bruches befindet sich eine Lage von dunklem Thonmergel mit *Chondr. Vindobonensis* var. *intricatus Etingsh.* (sehr häufig) und var. *Turgionii* (selten). Auch die Helminthoiden fehlen nicht.

Ich gebe nachstehend (s. Fig. XXIV) die Skizze eines Exemplares, das sich von denen anderer Localitäten durch weitere, schütterere Umgänge unterscheidet und daher mehr Gesteinsfläche freilässt. Im Sinne der neueren Anschauung von Squinabol und Fuchs über die Natur der Helminthoiden, nach welcher wir in derselben die Frassspuren von Gastropoden zu erkennen hätten, „welche die auf einem weichen thonigen Boden wachsenden zarten Algenrasen abweideten“ (Fuchs, Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch., 62. Bd., 1895, pag. 386) müssten wir nun wohl erwarten, dass man nun bei einem derartigen Stücke mit schütterten Umgängen zwischen diesen letzteren irgend eine Spur der nicht abgeweideten Algen finden sollte. Hievon sehen wir aber an unserem Stücke absolut nichts, und es scheint mir, dass dieser Umstand gegen obige Deutung wohl einiges Bedenken zu erregen geeignet sein dürfte.

Das Einfallen ist in diesem Bruche ganz wie beim letzterwähnten Aufschlusse nach N, etwas in NNW.

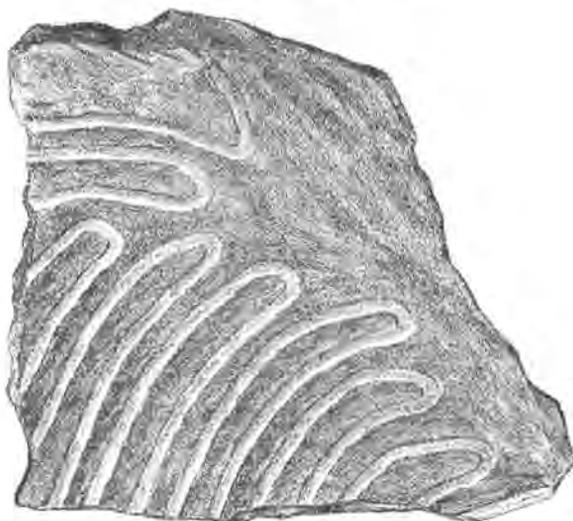
Etwas weiter im Kerschenbachthale aufwärts treffen wir (bei der Thaltheilung) einen zweiten Steinbruch, der noch etwas hangendere Schichten aufschliesst, die sich jedoch von denen des ersten Bruches nicht unterscheiden und jedenfalls mit denselben noch zusammen-

gehören. Es sind dieselben Sandsteine mit *Chondr. Targioni*, mit gleichem Streichen und Verflächen.

Etwas abweichende gröbere Sandsteine finden wir erst noch weiter im Hangenden, auf der nördlich vom Kerschenbachthale sich erhebenden Schwarzengruber Höhe und ich glaube vermuthen zu dürfen, dass diese, wie einige andere der höheren Kuppen und Käme dieser Gegend, ähnliche Alttertiärschollen darstellen mögen, wie wir solche (südlich von der Aufbruchzone) am Schöpfelkamme, bei St. Corona etc. annahmen.

Gesteine der Inoceramenschichten (bisher allerdings leider ohne Inoceramenfunde) setzen nun vom Kerschenbachthale an abwärts das rechte Ufer des Gölsenthales bis zu dessen Vereinigung mit dem Traisenthale bei Scheibmühl zusammen.

Fig. XXIV.

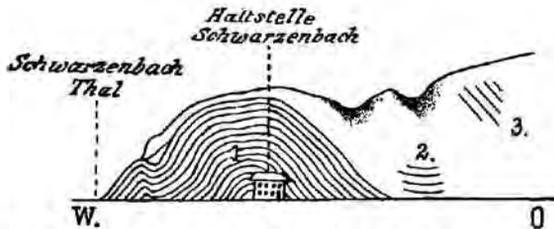


Ein sehr schöner Aufschluss ist bei der Eisenbahnhaltestelle Schwarzenbach. Hier sieht man die blaugrauen, mit vielen dicken weissen Calcitadern durchzogenen, *Chondr. Targioni* enthaltenden Sandsteine, die mit wenigen Lagen dünnspaltbarer Sandsteinschiefer und Mergel wechselnd, eine sehr schöne und deutliche, domförmige Aufwölbung bilden, an der Ostseite der Haltestelle nach Osten, an der Westseite nach Westen fallen; hier, unmittelbar am Eingange in das Schwarzenbachthal, schliesst sich an die grosse Falte noch eine zweite kleinere an (s. umstehendes Profil Fig. XXV).

Bei derartig deutlich aufgeschlossenen Falten ist eine Täuschung durch überkippte Lagerung u. dergl. wohl vollkommen ausgeschlossen, und es kann hier ein Zweifel über die wirkliche Ober- und Unterseite der Schichten nicht bestehen. Es scheint mir daher von Interesse, dass ich hier Helminthoiden und Warzen-Hieroglyphen auf der Oberseite der Schichten constatiren konnte.

Die Helminthoiden, die ich hier fand, zeigten bedeutend engere Windungen, als das oben aus dem Kerschenbachthal erwähnte Exemplar. Das hier unten abgebildete Stück (s. Fig. XXVI) ist noch insoferne von Interesse, als die etwa 3 Centimeter dicke Mergelplatte,

Fig. XXV.



1. Kalksandstein mit Helminthoiden etc. nach Ost und West fallend.
2. Schichtenköpfe derselben Gesteine nach Nord fallend.
3. Sandstein nach Nordost fallend.

nicht nur oben und unten, sondern auch im Inneren an allen mit der Schichtung parallelen Bruchflächen dieselben eigenthümlichen Zeichnungen zeigt, so dass die Schichte in ihrer ganzen Dicke von denselben durchsetzt zu sein scheint — ein Umstand, der sich mit der modernen Deutung dieser Gebilde als „Frassspuren“ wohl auch nur ziemlich künstlich in Einklang bringen lassen dürfte (s. Fig. XXVI).

Fig. XXVI.



Gehen wir von hier im Schwarzenbachthale aufwärts, so finden wir noch mehrere Entblössungen in den Gesteinen der Inoceramenschichten, die aber nun entgegengesetzt (südlich mit einigen Abweichungen gegen W und O) einfallen.

Diese geänderte Fallrichtung motivirt sich ziemlich natürlich durch eine kleine Aufbruchzone unterer Wienersandsteine, die nördlich vom Orte Schwarzenbach vorüberzieht. Auch die oben angenommene Deutung der Sandsteine der Schwarzengruber Höhe als jüngeres (wahrscheinlich alttertiäres) Wienersandstein-Glied findet durch den Südfall der Schichten im Schwarzenbachthale eine weitere Erhärtung; denn die südlich fallenden Inoceramenschichten des Schwarzenbachthales bilden mit den obenberührten, nördlich fallenden des Kerschenbachthales eine Synklinale, in deren Mitte eben die Gesteine der Schwarzengruber Höhe als höchstes Schichtglied liegen.

Von der Haltestelle Schwarzenbach abwärts haben wir nun am rechten Gehänge des Gölsenthales bis zur Vereinigung desselben mit dem Traisenthale fort Inoceramenschichten, die in mehreren Steinbrüchen und Entblössungen nördlich der Eisenbahn aufgeschlossen sind. Das Fallen ist nördlich, mit einigen kleinen Abweichungen gegen W oder O. Sie enthalten hier, wie an der Donau, viele Lagen hydraulischer Mergel, die in der Cementfabrik nördlich von Mayerhöfen (wie früher auch am Leopoldsberge, bei Lang-Enzersdorf etc.) Verwendung finden.

Die linke (südliche) Seite des Gölsenthales, von Hainfeld abwärts bis an die Traisen, wird durch den südlichen Grenzzug der unteren Wienersandsteine gebildet, hinter dem sich dann die höher ansteigenden Bergzüge der Kalkalpen erheben. Die hier entwickelten Gesteine sind die gewöhnlichen, oft beschriebenen Sandsteine dieser Abtheilung. Bei Oed, am Eingange in das Hallbachthal, wird die Grenze gegen die älteren Kalke durch eine Hornsteinlage gebildet. Typische Fleckenkalke beobachtete ich südlich von Kropfsdorf am Eingange in das Wobachthal, am Wege vom Wobachthal nach St. Veit a. d. Gölsen (mit dem schwarzen glasigen Sandstein) und — in einer sehr dünnen Lage — beim Stegbauer, südlich von St. Veit im Brillertthale. In allen diesen Fällen liegen diese Fleckenkalke nicht an der Grenze der älteren Kalkzone, sondern sind von dieser durch Sandsteine getrennt. Das Fallen ist vorwiegend südöstlich, gegen die Kalkzone.

Wir werden diese Zone der unteren Wienersandsteine nun so gleich — jedoch wieder mit normaler nördlicher Fallrichtung — im Traisenthale wiederfinden, an dessen Betrachtung wir nun gelangen.

11. Das Traisenthal.

Der Traisenfluss betritt das Wienersandsteingebiet beim Orte Traisen (nördlich von Lillienfeld) und durchschneidet von hier mit ungefähr südnördlichem Laufe die ganze Sandsteinzone, welche hier — an der Westseite eine Breite von etwa 8½ Kilometer, an der Ostseite aber über 10 Kilometer erreicht, und nördlich bei Wilhelmsburg und Ochsenburg an die Neogenniederung von St. Pölten grenzt.

An dem Wege, der an der rechten (östlichen) Thalseite nächst der Brücke im Orte Traisen seinen Anfang nimmt und sich am Gehänge nordöstlich gegen den Bauernhof Gstöttenebner hinzieht, kann man die

unmittelbar an die Kalkzone grenzenden Lagen der Wiener Sandsteine beobachten.

Zuerst findet man eine schwache Lage von blaugrauem, feinkörnigen Sandstein; darüber einen Wechsel von kalkigem, weissgeaderten Sandstein mit Mergelschiefern (wie hinter der Kirche von Hainfeld), darüber den sehr charakteristischen und unverkennlichen schwarzen, glanzlosen splitterigen, geaderten Sandstein, den wir zuerst von Kahlenbergerdorf erwähnt und dort näher beschrieben haben; derselbe wechselt in dünnen Lagen mit Bänken von hellgefärbten, gefleckten Mergelkalken. Auch einzelne Bänke ganz grober Sandsteine treten in dieser Schichtreihe auf. Das Fallen ist durchaus deutlich nach N, also regelmässig von der Kalkzone ab.

Es ist dies eine sehr lehrreiche Localität, welche den Zusammenhang der unteren Karpathensandsteine mit den Fleckenkalken wieder recht überzeugend zur Anschauung bringt. Dass aber diese Fleckenkalke selbst nichts anderes als Neocom-Aptychenkalke sind, beweisen die Verhältnisse bei Scheibbs im Erlafthale, woselbst wir (wie ich schon in einigen vorläufigen Reiseberichten hervorhob) dieselben Fleckenkalke, genau mit denselben charakteristischen Sandsteinen wechselnd, und genau im Streichen derselben südlichen Randzone der Wiener Sandsteine gelegen, an mehreren Stellen aptychenführend antreffen. In einer späteren Mittheilung, welche, als Fortsetzung der vorliegenden, die westlich an den Wienerwald sich anschliessenden Wiener Sandsteingebiete des Erlaf- und Ybbsthales behandeln soll, werden diese Vorkommnisse noch näher beschrieben werden. Die Fleckenkalke nehmen gegen die Höhe, bevor man wieder zum Gstöttenebnerhof hinabsteigt, zu, und sind auch bei dem genannten Bauernhause noch zu finden.

Im Hangenden dieser Schichten, bei der Einmündung der Gölsen in die Traisen, sind, wie bereits oben bei Besprechung des Gölsenthales erwähnt wurde, die Gesteine der mittleren Wiener Sandstein-Abtheilung (Inoceramenschichten, Muntigler Flysch) entwickelt. Sie stehen am nördlichen Gölsen- und östlichen Traisenufer (östlich der Eisenbahnstation Scheibmühl) vielfach an, bestehen aus den gewöhnlichen kalkigen Chondritenmergeln und Sandsteinen (die ersteren vorwiegend in den tieferen, die letzteren in den höheren Lagen, ganz wie bei Kropfsdorf und im Kerschenbachthale) und fallen ganz regelmässig (mit einigen unbedeutenden Abweichungen) nach Nord.

Wir schneiden nun mit dem Traisenthale einen Höhenzug, der rechts vom Thale in der Höhe „Steinwandleiten“ gipfelt, links von demselben im Buchberge (zwischen Scheibmühl und Eschenau) endet. Den Südabhang dieses Zuges sehen wir, wie eben erwähnt, aus nördlich fallenden Inoceramenschichten gebildet; der Nordabhang — nicht am rechten, sondern besser am linken Traisenufer bei Rotheau aufgeschlossen — zeigt uns dieselben Inoceramenschichten mit entgegengesetztem südöstlichen Fallen, so dass der in Rede stehende Höhenzug eine sehr schöne Synklinale darstellt.

Man sieht diese Inoceramenschichten von Rotheau zunächst an der von Scheibmühl herkommenden Strasse unmittelbar südlich von Rotheau in zwei Steinbrüchen aufgeschlossen. Der erste Bruch zeigt einen Wechsel von Sandstein mit Fucoidenmergeln, südlich (etwas in

SSO) einfallend. Der zweite, näher zu Rotheau gelegene Bruch, der bei meinem Besuche weniger verwachsen und daher zu Detailbeobachtungen geeigneter erschien als der erste, zeigte unten steil südlich (etwas in SSO) fallende, sowohl kalkige, muschelrig brechende, als auch blätterige Chondritenmergel. Diese Mergel und ihre Chondriten stimmen in ganz auffallender Weise mit denen des bekannten Inoceramen-Fundortes Muntigel bei Salzburg überein, so dass die mitgebrachten Stücke — ohne Fundortsbezeichnung — wohl von jedermann unbedenklich als von einer und derselben Localität stammend bezeichnet werden würden. Man sieht alle vom Muntigel bekannten Chondritenformen, besonders schön die von EttiNGSHAUSEN als *Chondr. Vindobonensis var. intricatus form. subtilis* bezeichnete zarte Form. In einzelnen compacteren, feinkörnigen Mergelstücken sieht man auch, ganz wie am Muntigel, dunkle, gerundete Flecke, die aus dem Querschnitte von durchsetzenden *Chondr. Targioni* bestehen, jedoch mit den selten so scharf abgesetzten, meist verschwommenen und in ihrer Provenienz durchaus nicht so klaren Flecken der echten Neocom-Fleckenmergel nicht verwechselt werden und daher auch nicht Veranlassung geben dürfen, die Gesteine von Muntigel und Rotheau etwa als „Fleckenmergel“ zu bezeichnen. Die überall in den Inoceramenschichten verbreiteten Helminthoiden fehlen auch hier wieder nicht. An einzelnen, den Mergeln untergeordneten Sandsteinbänken beobachtet man Hieroglyphenreliefs auf der Unterseite; die Chondriten treten hingegen auf beiden Seiten der Schichten ganz gleichmässig auf.

Ueber den Chondritenmergeln liegt dickschichtiger, mittelkörniger (nicht mürber oder conglomeratartiger), hellblaugrauer, verwittert bräunlich-grüner Sandstein, ebenfalls mit Spuren von *Chondr. Targioni*.

Wir haben also hier geradezu buchstäblich die Wiederholung der bei Kropfsdorf und im Kerschenbachthale beobachteten Verhältnisse, nur mit entgegengesetzter Lagerung.

In einem dritten Steinbruche, an der Strasse von Rotheau nach Eschenau, gleich südwestlich vom erstgenannten Orte, sieht man etwas liegendere Schichten aufgeschlossen. Es sind die in den mittleren Wiener-sandsteinen so vielfach verbreiteten starkglimmerigen, im frischen Bruche blaugrauen Sandsteine, mit Lagen von Chondritenmergeln und -Schiefern. Eine tiefere solche Lage enthält *Chondr. Targioni* sehr häufig, in einer höheren ist diese Form seltener, dagegen *Chondr. intricatus* und Helminthoiden häufig. Die letztere Lage ist ebenfalls den Mergellagen von Muntigel ganz auffallend gleich. Das Streichen ist WSW, das Fallen unter circa 50° nach SSO.

Diese südlich und süd-südöstlich fallenden Inoceramenschichten von Rotheau liegen im Streichen der ebenso fallenden Lagen des Schwarzenbachthales (die wir im vorigen Abschnitte kennen lernten) und bilden mit denselben zusammen die Nordflanke einer grösseren Synklinalregion, die sich nun, wie wir sehen werden, im Traisenthale, ganz ebenso wie im Schwarzenbachthale, gegen Norden an einen kleinen Antiklinalaufbruch anlehnt.

Man sieht die Spuren desselben an der rechten Thalseite bei Altenburg, gleich nördlich von der Eisenbahnhaltestelle Rotheau, am Wege nördlich hinter dem Gasthause. Der öfterwähnte, geradlinig

geaderte Kalksandstein, der glasige, schwarze Sandstein und damit auch Stückchen lichter, kalkiger Fleckenmergel, also durchaus bekannte Gesteinstypen der unteren (neocomen) Wiener Sandsteingruppe, liegen hier in ausgewitterten Stücken herum. Der Punkt fällt ziemlich genau in die Streichungslinie des Neocomenaufbruches, der (wie im vorigen Abschnitte erwähnt wurde) nördlich beim Orte Schwarzenbach vorüberzieht.

Wenige Schritte weiter nördlich findet man (an der Bahulinie entblösst) schon wieder die typischen Chondritenmergel der Inoceramenschichten, und über diesen, wie bei Rotheau, den dazugehörigen Sandstein, beides sehr deutlich und regelmässig nach NNW einfallend. Wir haben also bei Altenburg nur einen ganz schmalen Neocomienaufbruch, von dem die Gesteine der Oberkreide gegen Norden und Süden regelmässig abfallen.

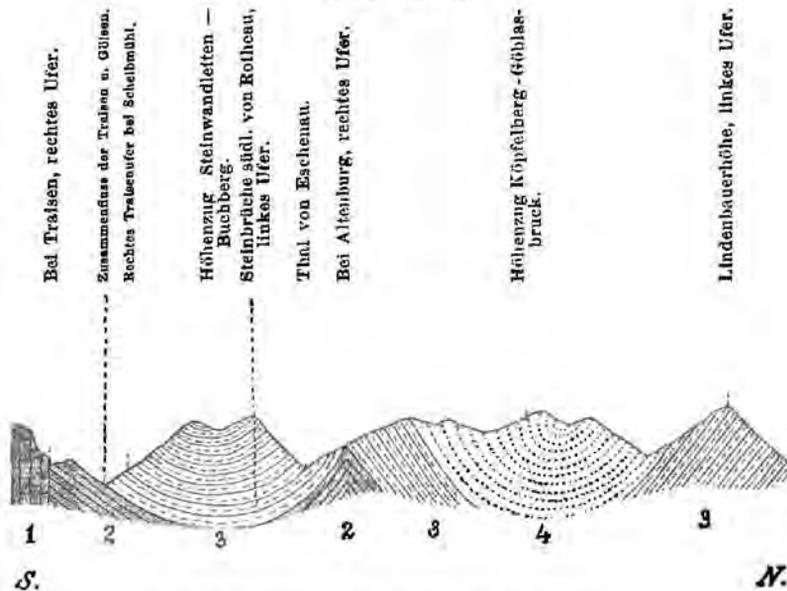
Von Altenburg nördlich vorschreitend, bewegen wir uns nun im Traisenthale noch etwa 1·5 Kilometer in Inoceramenschichten und treten dann in einen Zug von vorwiegend gröberen Sandsteinen ein, der sich ostnordöstlich über den ziemlich geradlinig verlaufenden Kamm des Köpfelberges und der Traxelhoferhöhe forterstreckt, weiterhin das Labenthal schneidet und sich als die directe Fortsetzung des Greifensteiner Alttertiärzuges herausstellt. Gegen Westen, auf der linken Seite des Traisenthales, erscheint er bald unterbrochen, setzt sich aber, wesentlich verschmälert, mit dem Höhenzuge Planbacheck wieder fort, um sich dann weiter westlich (zwischen Kirchberg a. d. Pielach und Kilb) ganz auszuspitzen. Die Gesteine sind südwestlich von Wilhelmsburg (beim Bösendörfel, an der Einnündung der Strasse nach Hofstetten, am linken Gehänge des Traisenthales) in einem kleinen Steinbruche aufgeschlossen. Das Fallen ist in diesem Zuge — der, wie bereits aus östlicheren Gegenden mehrfach betont wurde, in die Region der allgemeinen nördlichen Faltenüberschiebung fällt — beinahe durchaus nach SSO.

Westlich von Wilhelmsburg (an der linken) und nordöstlich von dem genannten Orte (an der rechten Thalseite) folgt dann die Fortsetzung des in den früheren Abschnitten öfterwähnten, stets den Nordrand des Greifensteinerzuges begleitenden Wolfpassingerzuges, der hier noch mehr als in den östlicheren Theilen des Wienerwaldes den typischen Gesteinscharakter der echten Inoceramenschichten erkennen lässt. Sehr schöne Chondritenmergel, ganz wie am Leopoldsberge etc., sieht man westlich von Wilhelmsburg hinter dem Bräuhaus, unmittelbar nördlich von dem letzterwähnten Aufschlusse des Greifensteiner Sandsteines, in einem kleinen Steinbruche mit südlichem Einfallen entblösst. Auch bei Ochsenburg gegen Atzling zu sieht man mehrfach die hellen, hydraulischen Kalkmergel (Ruinenmarmore) der Inoceramenschichten, ebenso in der westlichen Fortsetzung des Zuges, bei Hofstätten im Pielachthale bis an den Westabhang des Kammersberges (östlich von Kilb). Diese letzteren Vorkommnisse waren schon Čížek bekannt, wurden aber von dem Genannten, der damaligen Anschauungsweise entsprechend, mit den Aptychenkalken verwechselt und zusammengezogen.

Der Wolfpassinger Gesteinszug bildet hier im Traisenthale, sowie in den östlicheren Theilen des Wienerwaldes, den Nordrand der Flyschzone (siehe nachstehend Fig. XXVII).

Oestlich vom Traisenthale, zwischen diesem und dem Labenthale, erleidet diese Regel jedoch eine Ausnahme. Es schaltet sich hier zwischen den Wolfpassinger Gesteinszug und das Neogenland von St. Pölten und Böheimkirchen noch ein Rudiment eines nördlicheren Wienersandsteinzuges ein. Derselbe beginnt ziemlich schmal bei Schauching, übersetzt das Perschlingthal bei Pyhra und zieht am Nordrande des höheren Waldgebirges über den Loitzerberg, Fürth (nächst dem Zusammenflusse des Michelbaches mit dem Stössingbache) und den Eichberg bis in die Gegend von Waasen, wo er, ohne das Labenthal zu erreichen, endet. Sowohl bei Pyhra als bei Fürth sind

Fig. XXVII.



1. Aeltere mesozoische Kalke der Kalkzone.
2. Untere (neocene) Wienersandsteine.
3. Mittlere (obercretacische) Wienersandsteine.
4. Obere (alttertiäre) Wienersandsteine.

grössere Steinbrüche in diesem Zuge angelegt, welche genau dieselben Verhältnisse zeigen, nämlich blaugrauen, groben, zuweilen schieferigen und mürben Sandstein mit wenigen Schieferlagen, mit Thongallen, ohne Fucoiden, also einen ganz typischen Greifensteiner Alttertiärsandstein. Das Fallen ist in beiden Steinbrüchen, der hier am Nordrande der Flyschzone herrschenden nördlichen Schichtenüberkipung entsprechend, nach Süd, also anscheinend unter den älteren Wienersandstein.

In die ostnordöstliche Streichungslinie dieses Zuges fällt auch der Punkt beim Bahnhofe Neulengbach, woselbst Rolle seinerzeit eine als alttertiär gedeutete *Teredina* auffand (siehe Einleitung).

Schlussbemerkungen.

Ein zusammenfassender Rückblick auf die im Vorangehenden mitgetheilten zerstreuten Einzelbeobachtungen ergibt nun die Gliederung unserer Wiener Sandsteine, die ich in dem Folgenden noch einmal in gedrängter Kürze recapituliren will. Die Rechtfertigung dieser Gliederung, die der in der Stur'schen Specialkarte der Gegend von Wien zu Grunde gelegten allerdings in den Hauptzügen diametral entgegengesetzt ist, enthält der vorstehende „specielle Theil“; wer also an der Richtigkeit derselben zu zweifeln geneigt sein sollte, der wird sich wohl der Mühe unterziehen müssen, die etwas einförmigen Specialbeobachtungen, die mich endlich in ihrer Combination zu meinen Deutungen führten, mit einiger Aufmerksamkeit und ohne vorgefasste Meinung durchzulesen.

1. Obere Abtheilung der Wiener Sandsteine (Alttertiär).

Hierher gehören zwei voneinander ziemlich merklich verschiedene Unterglieder, nämlich als jüngeres Glied der Greifensteiner Nummulitensandstein, als älteres der Orbitoidensandstein.

Der Greifensteiner Sandstein ist theils ein grober, ungleichkörniger bis conglomeratartiger Sandstein mit krystallinischen Brocken, theils ein feinkörniger, sehr homogener, gelblicher Sandstein, der durch ausserordentlich dicke Bänke ausgezeichnet ist. Als ziemlich allgemein verbreitetes Merkmal aller Greifensteiner Sandsteine müssen thonige Einschlüsse (Thongallen) bezeichnet werden, die wieder von zweierlei Art sind, nämlich entweder mehr weniger eckige oder gerundete wirkliche Thonbrocken, oder ganz dünne Blättchen von Schieferthon, durch welche das Gestein zuweilen ein dunkler geflecktes Ansehen erhält. Charakteristisch für diese Sandsteine ist ferner das Auftreten altkrystallinischer Geschiebe, sowie die Neigung zur Bildung kugelig oder sphäroidischer Concretionen aus härterer Sandsteinmasse.

Schieferige und mergelige Lagen enthält der Greifensteiner Sandstein, wie alle Flyschbildungen, niemals sind dies jedoch echte hydraulische Kalkmergel (Ruinenmarmore).

Fucoiden (Chondriten) kommen in diesen mergeligen Lagen der Greifensteiner Sandsteine nur ziemlich selten und vereinzelt vor. Wo solche etwas häufiger gefunden wurden, ist die Zugehörigkeit des Gesteines zum Greifensteiner Sandsteine immer auch aus anderen Gründen zweifelhaft. Am häufigsten erscheinen (und zwar im Sandsteine) Spirophyten (*Zoophycos*, *Taonurus*), die übrigens in allen anderen Etagen der Wiener Sandsteine ebenfalls nicht fehlen.

Besonders reich sind die Greifensteiner Sandsteine an den unter dem Namen der Hieroglyphen zusammengefassten Wülsten und sonstigen Reliefs, über deren Deutung neuerer Zeit von Prof. Fuchs und Anderen eine Reihe interessanter Theorien aufgestellt wurde, ohne

aber dass dadurch, wie ich glaube, in allen Fällen die Provenienz derselben mit genügender Sicherheit festgestellt werden konnte.

Stur liess eine Reihe von ihm selbst gesammelter Hieroglyphen des Greifensteiner Sandsteines, ergänzt durch einige, von Herrn Director Prof. Fuchs freundlichst zur Verfügung gestellte Stücke des k. k. Hofmuseums, photographisch abbilden und da die in dieser Weise zusammengebrachte Suite wirklich ein übersichtliches Bild der am häufigsten vorkommenden Formen bietet, so glaubte ich dieselbe nicht verloren gehen lassen, sondern der vorliegenden Mittheilung anhangsweise einverleiben zu sollen (siehe Tafel III—VI). Die abgebildeten Stücke stammen ihren Fundorten nach sicher alle aus Greifensteiner Sandsteinen, doch muss hiezu ausdrücklich bemerkt werden, dass man sie deshalb doch nicht mit Stur (Manuscript) als „charakteristisch“ für dieses Niveau bezeichnen könne, indem mehrere dieser Formen (so namentlich die *Palaeodictyon* etc.), wie schon längst bekannt ist, auch in weit älteren Formationen auftreten.

Wichtiger als alle diese Problematica erscheinen die *Nummuliten* der Greifensteiner Sandsteine, über die neuerer Zeit Professor Uhlig (Erläuterungen zu Stur's geol. Specialkarte der Umgebung von Wien 1894) die folgende Mittheilung gab:

„Die *Nummuliten*localitäten: St. Andrä, Greifenstein, Höflein und Kritzensdorf repräsentiren ein und dasselbe Vorkommen.

Von St. Andrä bei Greifenstein konnten bestimmt werden:

Nummulites Oosteri de la Harpe
Operculina complanata DeFr.

in einem grossen, schönen Exemplare.

Orbitoides ephippium Schloth.

in mehreren grossen Exemplaren.

Orbitoides sp.

Von Höflein liegen drei *Nummuliten*arten vor, welche merkwürdigerweise mit den Waschberg-*Nummuliten* in engen Beziehungen zu stehen scheinen. Eine Art kann als *Numm. Oosteri de la Harpe* bezeichnet werden. Die zweite ist mit *Numm. Lucasana DeFr.* nahe verwandt und die dritte hat viel Aehnlichkeit mit *Numm. Partschi de la Harpe*, unterscheidet sich aber durch etwas grössere Dicke, geringere Grösse, etwas aufgeblähtere Form und entfernter stehende Scheidewände von dieser Art.

Ganz ähnliche Formen liegen von der Localität Kritzensdorf (2. Bruch nach Haus Nr. 53 gegen Wien, Aufsammlung von Professor Toulou) vor. Einige Exemplare können wohl direct als *Numm. Partschi de la Harpe* bezeichnet werden, sie stehen dieser Art noch näher, als die Exemplare von Höflein. Einzelne, leider sehr schlechte Exemplare dürften auf *Numm. Oosteri* zu beziehen sein, und ungefähr fünf Exemplare stehen *Numm. Lucasana* sehr nahe. Endlich sind noch zwei grosse Exemplare von circa 15 mm Durchmesser vorhanden, welche zu derselben Art zu gehören scheinen. Das eine derselben ist zerbrochen und lässt netzförmige Scheidewände erkennen. Zur näheren Bestimmung reicht das Material nicht aus. Von Kritzensdorf liegt

ausserdem ein Fragment vor, das wohl auf *Serpula spirulaea* zu beziehen sein wird.

Bei dem Umstande, dass das Material nicht sehr reichlich und ziemlich schlecht erhalten ist, schien es nicht rätlich, präcisere Bestimmungen vorzunehmen. Es wurden von den genannten Nummulitenarten Schiffe angefertigt, welche die Granulirung sehr deutlich erkennen liessen. Wenn demnach auch die specifische Bestimmung dieser Formen an Schärfe viel zu wünschen übrig lässt, so ist doch soviel sicher, dass die vorliegenden Nummuliten zu den zoologisch hochstehenden, granulirten, theilweise auch zu den reticulirten Formen gehören, also zu jenen Typen, welche das echte Eocän auszeichnen.“

Ein bestimmteres Urtheil über das nähere Alter der Greifensteiner Sandsteine glaubt Prof. Uhlig jedoch vorläufig nicht abgeben zu können, da er die Möglichkeit, dass ein Theil der Nummuliten des Donaudurchschnittes sich auf secundärer Lagerung befinde, nicht als ausgeschlossen betrachtet.

Prof. Toula giebt von Höflein *Alveolina oblonga* Desh. und (nach Bestimmung von Hantken) *Numm. striata* d'Orb. und *Numm. contorta* d'Arch. an; die übrigen Nummulitenfunde im Greifensteiner Sandsteine (Schliefsberg, Scheiblingstein, Steinhardtberg) sind specifisch nicht bestimmt.

Ich habe bereits bei verschiedenen Gelegenheiten in älteren, auf die karpatischen Flyschbildungen bezugnehmenden Arbeiten meine Ansicht dahin ausgesprochen, dass für die Annahme secundärer Lagerung irgend eines Fossilfundes wohl einige positive Beweisgründe (also etwa unnatürliche Vergesellschaftung, genaue Constatirbarkeit des Ursprungs, Erhaltungszustand etc.) beigebracht werden müssen, wenn sie acceptirbar erscheinen soll. Im vorliegenden Falle haben wir nun aber wirklich, wie mir scheint, für eine solche Annahme gar keine Anhaltspunkte. Die Nummuliten sind, trotz des sehr ungünstigen Mediums (grober Sandsteine), durch welches die weicheren Kalkschalen bei weiterem Transporte wohl bis zur Unkenntlichkeit abgerollt worden wären, doch ziemlich gut erhalten, ihre Vergesellschaftung ist eine durchaus natürliche, vielmehr dafür sprechend, dass sie zusammengelebt haben, als dass sie zusammengeschwemmt wären.

Ich sehe also wohl keinen Grund, warum man hier an secundäre Lagerung denken sollte, und dies umsomehr, als ein Vergleich mit den Karpathen ziemlich klar erkennen lässt, dass unser Greifensteiner Sandstein durchaus nicht das Aequivalent oder die Fortsetzung der höchsten — heute gewöhnlich als oligocän gedeuteten — Lagen der karpatischen alttertiären Flyschreihe (des Magurasandsteins) darstellt, sondern vielmehr einem etwas tieferen Niveau dieser Reihe entspricht, in welchem das Auftreten echt eocäner Nummulitenformen nicht allzu befremdend erscheinen kann.

Der grosse Hauptzug der oligocänen Magurasandsteine, der von der Visoka (nächst der mährisch-ungarischen Grenze) über das Marsgebirge zieht und ungefähr auf unseren Greifensteiner Sandsteinzug hinzuweisen scheint, verschmälert sich gegen Südwesten stetig und spitzt sich schon an der Thaya bei Prittlach und Seitz (nordöstlich von Nikolsburg) vollständig aus; was wirklich noch weiter in Rudi-

menten fortsetzt und die Verbindung mit den Wienersandsteinen des Rohrwaldes am linken Donauufer und dadurch mittelbar mit dem Greifensteiner Sandsteinzuge herstellt, ist kein Magurasandstein mehr, sondern es sind die nach Ausspitzung des letzteren von beiden Seiten zusammentretenden Liegendzüge desselben, also jener ziemlich umfangreiche Complex von — im Vergleiche mit dem Magurasandsteine älteren — Alttertiärablagerungen, die ich bei meinen Arbeiten in den Karpathenländern gewöhnlich als „obere Hieroglyphenschichten“ (im weiteren, älteren Sinne) zu bezeichnen pflegte, deren einzelne Unterabtheilungen und Facies aber seither von verschiedenen Autoren mit zahlreichen Namen belegt wurden. Speciell eine sehr verbreitete Sandsteinfacies dieser Abtheilung pflegt mit dem Localnamen „Czięzkowitzer Sandstein“ bezeichnet zu werden, und diesem Sandsteine stehen die charakteristischen feinkörnigen, dickschichtigen Varietäten des Greifensteiner Sandsteins auch petrographisch sehr nahe, während andere plattige, glimmerreiche Varietäten des letzteren wieder sehr an die (derselben Abtheilung zugehörigen) sogenannten „Steinitzer Sandsteine“ Mährens erinnern.

Was nun schliesslich noch die Verbreitung des Greifensteiner Sandsteins im eigentlichen Wienerwalde betrifft, so lässt uns dieselbe eine Reihe von Parallelzügen erkennen, welche mehr oder weniger zusammengeschobenen und überkippten Synklinallinien entsprechen, und von denen der hier speciell gewöhnlich als „Greifensteinerzug“ bezeichnete der ausgedehnteste ist, indem er vom Ostrande des Wienerwaldes am Donauthale bis an und über das Traisenthal ganz ununterbrochen fortzieht und erst nördlich von Kirchberg an der Pielach sein wirkliches Ende erreicht. Der Verlauf dieses Zuges ist insoferne bemerkenswerth, als derselbe durchaus keine Spur eines Parallelismus mit der Grenze zwischen Kalk- und Flyschzone erkennen lässt; der Greifensteinerzug nimmt vielmehr an der Donau den Nordrand der Flyschzone ein, während er im Pielachthale (bei Rabenstein) schon (bis auf eine Entfernung von 0·5 Kilometer) ganz nahe an den Südrand der Flyschzone gegen die Kalkzone herantritt. Die dem Zuge entsprechende Faltenlinie scheint hiernach nicht von der Grenze der Kalkzone, sondern vielmehr vom Südostrande des böhmisch-mährischen Massivs direct abhängig zu sein. Wir werden ein ähnliches Verhältniss auch beim unteren Wienersandsteine angedeutet finden.

Eine viel geringere Verbreitung als der Greifensteiner Sandstein erlangt im Wienerwalde die zweite Unterabtheilung des alttertiären Wienersandsteins, die wir als Orbitoidensandstein bezeichneten.

Es ist dies ein — seinem Gesteinscharakter nach — vom Greifensteiner Sandsteine ziemlich verschiedener Sandstein. Derselbe ist grau, braun oder grünlich, bunt punktirt, meist grob, nur in seltenen Fällen feinkörnig, und beinahe stets durch ein auffallend glasis glänzendes, kieseliges Bindemittel verkittet. Stets erscheint er — wohl infolge des Ausfallens rascher verwitternder Bestandtheile — in auffallender Weise löcherig („luckig“ nach Stur's Ausdrucksweise), so dass er kurz als „löcheriger, glasier Sandstein“ bezeichnet werden kann.

In Gesellschaft mit diesem Sandstein kommen eigenthümliche kieselige, gelbliche oder braungraue Mergel, die beim Schlagen in parallel begrenzte Stücke zersplittern, vor. Fucoiden und Hieroglyphen fehlen oder sind wenigstens sehr selten. An Fossilresten liegen aus dieser Bildung vor (nach gefälliger Bestimmung durch Herrn Professor Uhlig):

Operculina cf. complanata DeFr. (Weidlingbach).

Cristellaria sp. (Gruppe der *Cr. rotula*) (Weidlingbach).

Orbitoides sp. (Weidlingbach, Rothes Kreuz am Exelberge, Michaelerberg bei Neuwaldegg, Gablitzthal).

Textilaria sp. (Weidlingbach).

Bryozoen (Weidlingbach, Gablitzthal).

Dieser Orbitoidensandstein erscheint als eine ziemlich zusammenhängende Zone, die den östlichen Theil des Greifensteiner Sandsteinzuges im Süden begleitet und sich zwischen diesem und dem südlich folgenden obercretacischen Inoceramenschichtenzug des Kahlengebirges einschaltet; dieser Position nach glaube ich ihn für älter halten zu sollen, als den echten Greifensteiner Sandstein. Ausserdem erscheinen im östlichen Theile des Wienerwaldes einige kleinere, isolirte Schollen dieses Sandsteins (z. B. bei Neuwaldegg) den cretacischen Wiener-sandstein-Gliedern aufgelagert und eingefaltet. Im westlichen und südwestlichen Theile des Wienerwaldes habe ich diese Gesteine nicht beobachtet.

2. Mittlere Abtheilung der Wienersandsteine (Oberkreide).

Diese Abtheilung enthält — bezüglich ihres Gesteinscharakters — einige sehr distincte Typen. Die hieher gehörigen Sandsteine sind nur selten dem Greifensteiner Sandstein etwas ähnlich, enthalten aber nie die für letzteren charakteristischen krystallinischen Gemengtheile, Thongallen und Kugelconcretionen. Besonders häufig treten plattige, stark glimmerige Sandsteinvarietäten, ferner dunkelgraue, hellbläulich-grau verwitternde Sandsteine, kalkige Sandsteine mit unregelmässigen Sphadern und dünne Sandsteinschiefer auf. Die Mergellagen dieses Niveaus sind entweder die bekannten unverkennlichen lichtgefärbten, kalkigen, muschelg brechenden, hydraulischen Kalkmergel (Ruinenmergel, Ruinenmarmore), oder mannigfache Uebergänge dieser letzteren in klüftige und splitterige blaugraue Mergel. Im Osten und Westen des Wienerwaldes treten allenthalben diese typischen Gesteine auf, während sie in der Mitte des Gebietes mehrfach von etwas abweichenden Gebilden, nämlich den plattigen Schiefen von Stangau und mit diesen verknüpften dunkelgrauen, klüftigen, splitterigen, kieseligen, in Thoneisenstein oder Thonschiefer übergehenden Sandsteinen verdrängt werden.

Die Mergel dieses Niveaus, sowie die Sandsteinschiefer desselben bilden die eigentlichen Hauptlager der Flyschfucoiden, und zwar erscheinen neben selteneren *Caulerpites*, *Münsteria*, *Halimenites*,

Sphaerococcites etc. namentlich die Chondriten, und zwar *Chondr. furcatus* Strnb., sowie die sämtlichen zahlreichen Varietäten von *Chondr. Vindobonensis* Etingsh. (Etingshausen, l. c. Taf. 1 und 2) hier in besonderer Häufigkeit und schönem Erhaltungszustande. Spirophyten sind nicht häufig, Nemertiliten ziemlich verbreitet. Nahezu überall aber finden wir die Chondriten mit Helminthoiden vergesellschaftet. Ich will nicht behaupten, dass diese eigenthümlichen gewundenen Frass- oder Kriechspuren in anderen Niveaus nicht ganz ebenso vorkommen können, muss jedoch die Beobachtungsthatsache constatiren, dass ich dieselben im Wienerwalde bisher ausschliesslich in der hier in Rede stehenden mittleren Abtheilung gefunden habe.

Hieroglyphen enthalten die Sandsteinlagen dieser Abtheilung, wie alle anderen Flyschsandsteine, doch vorwiegend kleinere, stengelige Formen und Warzen; den Hieroglyphen-Formenreichtum des Greifensteiner Sandsteins fand ich hier nicht.

Besondere Bedeutung erlangte diese Abtheilung durch die schon seit längerer Zeit aus denselben bekannt gewordenen Inoceramenfunde, denen sich dann auch noch wichtigere Cephalopodenfunde anreihen. (Dieselben sind in der Einleitung zur vorliegenden Mittheilung eingehend besprochen.)

Die Inoceramen treten an ziemlich zahlreichen Punkten, und stellenweise in nicht allzu geringer Individuenanzahl auf, so dass die Abtheilung nach derselben gewöhnlich mit der Bezeichnung „Inoceramenschichten“ belegt zu werden pflegt. Eine eingehendere Bearbeitung der Wienerwald-Inoceramen liegt jedoch dermalen noch nicht vor; wir müssen uns also vorläufig begnügen, die bisher gegebenen Bestimmungen derselben zu registriren. Es sind:

- Inoceramus Haueri* Zugm. (Zugmayer, Stur)
- „ *Munticuli* Fugg. und Kastn. (Stur)
- „ *Salisburgensis* Fugg. und Kastn. (Stur)
- „ *Cripsi* Mant. (?) (Toula, Keller).

Mit den Inoceramen zusammen, oft auf denselben aufgewachsen, tritt auf

Ostrea semipiana Sow. (?)

Obwohl das Bedenken, diese Fossilien könnten möglicherweise auf secundärer Lagerstätte befindlich sein, hier, wie bereits mehrfach betont wurde, durch die Art des Vorkommens vollkommen ausgeschlossen erscheint, so lassen dieselben doch, da die besser erhaltenen Inoceramen ausschliessliche Flyschformen, die übrigen aber nicht mit voller Sicherheit bestimmt sind, einen absolut sicheren Schluss auf das Niveau, welches wir vor uns haben, nicht zu. Es liegt wohl nahe, aus den Inoceramen auf Oberkreide zu schliessen; wenn aber eingewendet würde, es könnten dies ja auch möglicherweise eocäne Inoceramen sein, so liesse sich — aus den Inoceramen selbst — eine solche Behauptung nicht direct negiren.

Glücklicherweise liegt aber Toula's höchwichtiger Fund von

Acanthoceras Mantelli Sow.

vom Leopoldsberge vor, durch welchen alle derartigen Bedenken nunmehr vollkommen ausgeschlossen erscheinen. Ein zweiter älterer Ammonitenfund Zugmayer's bei Weidling war zu schlecht erhalten, bewies aber doch, dass wir es mindestens nicht mit jüngeren als cretacischen Schichten zu thun haben können.

Durch *Acanth. Mantelli* ist nun die Zugehörigkeit mindestens eines Theiles unserer Abtheilung, und zwar gerade des Inoceramen-reicheren, aus dem dieser Cephalopode stammt, zum Cenomanien ausser Zweifel gestellt.

Erwähnen wir noch Redlich's *Ptychodus granulatus* von Hütteldorf, der im Allgemeinen ebenfalls auf Oberkreide hinweist, so dürften damit die wichtigeren Fossilfunde in dieser Abtheilung recapitulirt sein. Die Hütteldorfer Foraminiferen, die einmal als obercretacisch, ein andermal als oligocän bestimmt wurden, werden wohl am besten ganz ausser Rechnung gelassen.

Die Oberkreide unseres Wienerwaldes setzt sich gegen Nordosten in die Karpathen fort. Speciell die Welle des Kahlengebirges und Bisamberges taucht (wie ich bereits in meiner Mittheilung über die Karpathensandsteine des mährisch-ungarischen Grenzgebirges, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1890, hervorhob) mit ihren charakteristischen Ruinenmergeln in der Nähe von Wessely an der March und Hluk in Mähren wieder auf, um allerdings nordöstlich ziemlich bald zwischen den dort vorwiegend alttertiären Karpathensandsteinen sich auszuspitzen. Weiterhin finden wir ihr ziemlich genaues Analogon in den Inoceramenschichten Westgaliziens (Ropaschichten Uhlig's).

Gegen Westen und Südwesten setzen unsere Inoceramenschichten ebenfalls ziemlich ununterbrochen fort und finden hier ihre Aequivalente im Muntigler Flysch Oberösterreichs und Salzburgs.

Ein Unterschied findet in dieser Richtung nur insoferne statt, als dort die senonen Nierntaler Schichten vom eigentlichen Flysch überall leicht trennbar erschienen, während wir im Wienerwalde nur an wenigen Stellen (und zwar stets an der Grenze zwischen Inoceramenschichten und Greifensteiner Alttertiärsandstein) Gesteine auffinden konnten, die petrographisch den Nierntaler Schichten ähnlicher als dem echten Muntigler Flysch erschienen, zu einer kartographischen Trennung von der Hauptmasse unserer Inoceramenschichten aber doch keine genügenden Anhaltspunkte boten.

Wahrscheinlich bleibt es immerhin, dass wir hier wirkliche Analoga der Nierntaler Schichten vor uns haben — in welchem Falle also unsere mittlere Wienersandstein-Abtheilung die Formationsglieder vom Cenoman bis inclusive Senon umfassen würde.

3. Untere Abtheilung der Wiener Sandsteine (Unterkreide).

Der Gesteinscharakter dieser Abtheilung weist sehr mannigfaltige Typen auf, deren Zusammengehörigkeit jedoch durch eine Reihe von Einzelbeobachtungen sichergestellt ist. Die markantesten derselben sind: schwarzer, glasiger, kieseliger Sandstein ohne Spathadern, von

dem ebenfalls oft glasigen Orbitoidensandstein durch Feinkörnigkeit, dunklere Färbung und das Fehlen des Merkmals der Löcherigkeit unterschieden. — Schwarzer, splittiger, glanzloser Sandstein mit sehr viel breiten, unregelmässigen Calcitadern. — Grünlicher Sandstein mit Calcitadern. — Plattige, blaugraue Sandsteine und Sandsteinschiefer mit geradlinigen Calcitadern. — Grobe Sandsteine. — Glitzernde Sandsteine, nur local im oberen Niveau der Abtheilung. — Schwarze, graue oder rothe Mergelschiefer mit dünnen Bänken von Hieroglyphen führendem Kalksandstein mit Calcitadern; die letzteren den kalkigen Sandsteinen der mittleren Abtheilung oft, wenn sie nicht intensiv roth gefärbt sind, sehr ähnlich. — Hornsteinführende helle Mergelkalke (Aptychenkalke). — Gefleckte sandige oder kalkige Mergel (Fleckenmergel) mit Spathadern, einerseits in Aptychenkalke, andererseits in geaderte Kalksandsteine übergehend.

Aptychenkalke und Fleckenmergel stehen mit den ersterwähnten schwarzen glasigen und schwarzen splittigen Sandstein in so enger Verbindung, dass man sich kaum jemals irrt, wenn man nach der Auffindung der einen Gesteinsvarietät sofort auch die andere zu finden erwartet.

Die in den Aptychenkalcken gefundenen Aptychen (*Apt. Didayi* Cocq., *Apt. angulocostatus* Pet., *Apt. aplanatus* Pet. und *Apt. giganteus* Pet.) beweisen, nachdem die im speciellen Theile vorliegender Mittheilung gegebenen Beobachtungsdaten die wirkliche Zusammengehörigkeit derselben mit den unteren Wiener sandsteinen wohl zur Genüge dargethan haben, die Zugehörigkeit der Hauptmasse dieser Abtheilung zur Unterkreide, während die stellenweise (Stüdfuss des Kahlenberges, Exelberg, Halterthal) zwischen die typischeren Gesteine der Unterkreide und den Oberkreidezug des Kahlengebirges sich einschaltenden glitzernden Sandsteine sowohl petrographisch als ihrer Position nach als mögliche Repräsentanten der Mittelkreide (des schlesischen Godulasandsteins) aufgefasst werden könnten.

Die Verbreitung der unteren Wiener sandsteine im Wienerwalde ist eine geringere, als die der höheren Abtheilungen. Wir finden sie in einer südlichen Randzone längs der Grenze der Flyschzone gegen die Kalkzone entwickelt, und von dieser zweigt bei Rohrbach, westlich von Hainfeld, ein zweiter Zug ab, der, eine ausgesprochene Antiklinal-Aufbruchzone darstellend, das ganze Wienerwaldgebiet durchzieht und bei Kahlenbergerdorf an die Donau heraustritt. Ausser diesen beiden Hauptzügen treten hieher gehörige Bildungen nur noch in einigen, räumlich sehr beschränkten kleineren Aufbrüchen (Langenzersdorf, Tullnerbach, Hochrotherd, Schwarzenbach, Altenburg) auf.

Die öfterwähnte Hauptaufbruchzone Rohrbach—Kahlenbergerdorf lässt uns in ihrem Verlaufe dieselbe Unabhängigkeit von der alpinen Kalk-Flyschgrenze erkennen, die oben schon bezüglich des Greifensteiner Alttertiärzuges erwähnt wurde, und es dürfte nun vielleicht naheliegend erscheinen, diese bemerkenswerthe Thatsache, sowie manche andere der hier mitgetheilten Beobachtungsdaten, hier schliesslich zu irgendwelchen weitergehenden genetischen Theorien zu verwerthen. Allzu schwer ist ja dergleichen nicht, und es ist ja bekanntlich oft genug auf Grundlage weit geringeren Beobachtungsmateriales

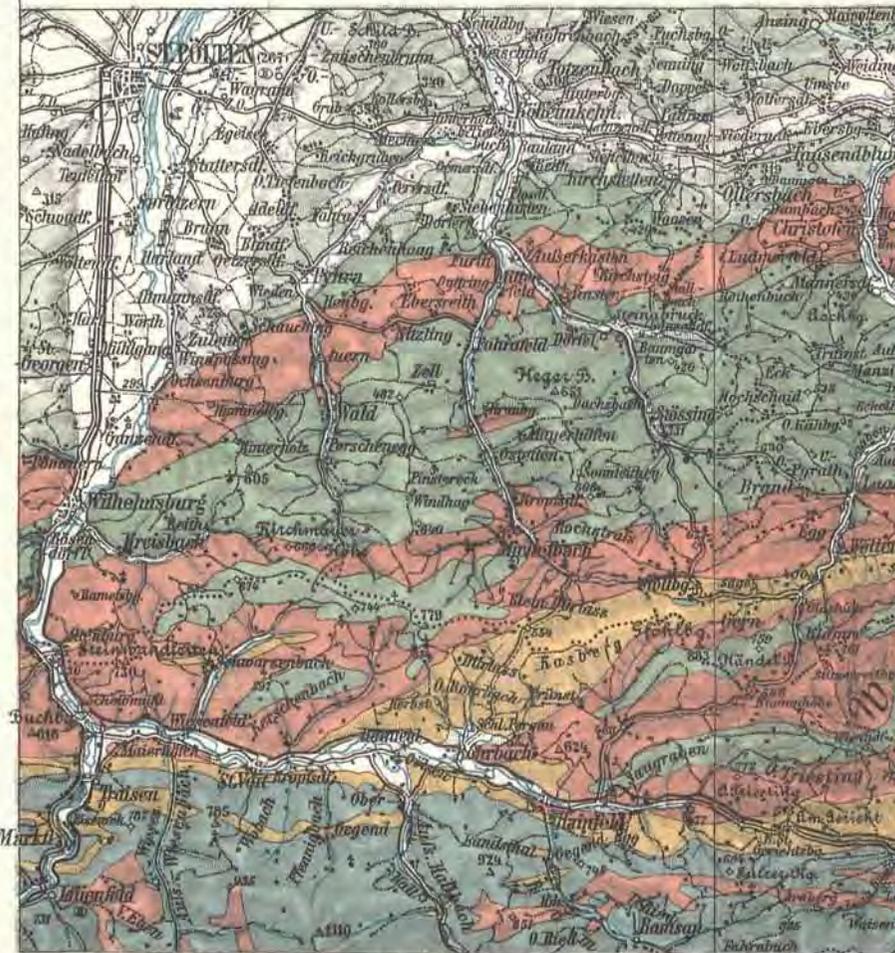
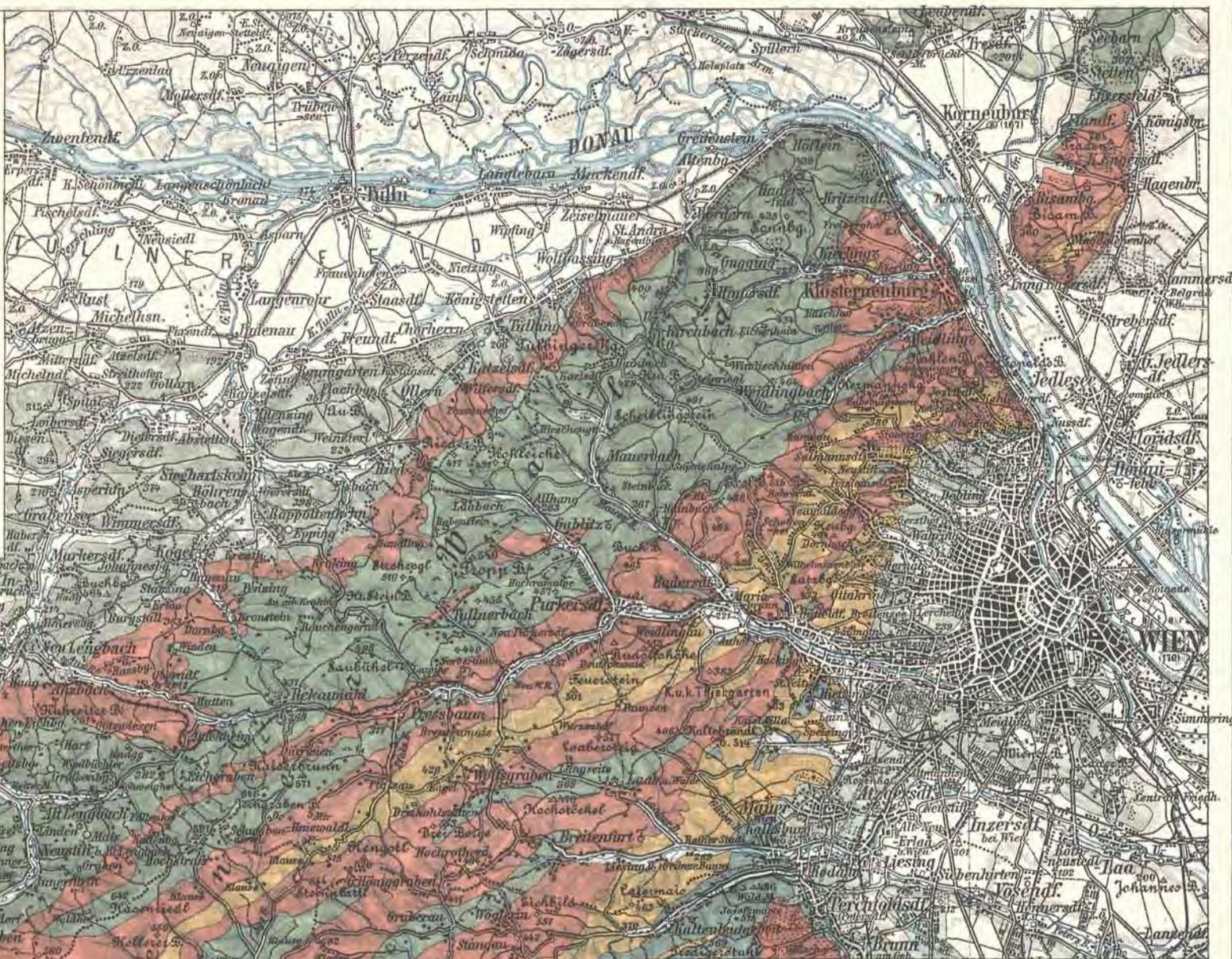
mit Derartigem debutirt worden. Ich glaube jedoch, dass dies bei unserem Gebiete durchaus noch nicht an der Zeit wäre. Ein Blick auf die geologischen Uebersichtskarten Mittel-Europas zeigt, welche tiefgreifenden Divergenzen heute noch bezüglich der stratigraphischen Gliederung und Deutung der einzelnen Theile unserer alpin-karpathischen Sandsteinzone bestehen, und insolange nicht durch unbefangene, von keiner theoretischen Voreingenommenheit beeinflusste Detailstudien im ganzen Bereiche der Zone in dieser Beziehung eine mindestens annähernde Uebereinstimmung erzielt ist, haben wir keine solide Basis für weitergehende theoretische Folgerungen. Wenn diese Zeit gekommen sein wird, dann dürften vielleicht die im Vorstehenden zusammengetragenen trockenen und nüchternen Beobachtungsthatsachen sich als Bausteine zur Aufführung eines soliden theoretischen Aufbaues nützlicher erweisen, als manche der geist- und anspruchsvollsten Theorien, die jetzt so häufig aufzutauchen pflegen, die aber, wie die Erfahrung lehrt, gewöhnlich ziemlich bald, oft von ihrem Schöpfer selbst, als unfruchtbar erkannt und beiseite geworfen werden müssen.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung .	Seite 53
<p>Begriffsbestimmung von Wiener Sandstein und Flysch. — Begrenzung des Wienerwaldes. — Literaturübersicht: Čížek: Geol. Karte d. Umgeb. v. Wien. — Ettingshausen: Mikroskop. Unters. — Hauer: Nordabh. d. Alpen zw. Wien und Salzburg. — Čížek: Aptychenschiefer in Nied.-Oesterr. — Peters: Aptychen. — Hauer: Inoceramenfund am Kahlenberge. — Hauer: Durchschnitt von Passau bis Duino. — Foetterle: Geol. Karte von Nied.-Oesterr. — Woldrich: Lagerungsverh. zwischen Nussdorf und Greifenstein. — Hauer: Chem. Analysen. — Pohl: Analyse d. hydr. Kalkes v. Sievering. — Stur: Neu-Ausgabe der Čížek'schen Karte. — Hauer: Geol. Uebers.-Karte d. Oesterr.-Ungar. Monarchie. — Karrer: Foraminiferen von Hütteldorf. — Ettingshausen: Flyschfucoiden. — Suess: Wasserführungs-Verhältnisse. — Griesbach: Klippen im Wiener Sandstein; Altersstellung des Wiener Sandsteins. — Fuchs: Geol. Karte d. Umgeb. v. Wien. — Karrer: Geologie d. Wiener Hochquellenleitung. — Stur: Wieder-Auffindung des Petter'schen <i>Inoceramus</i>; Cephalopodenfund Redtenbacher's. — Zugmayer: Ammonitenfund bei Weidling; <i>Inoc. Haueri</i> vom Leopoldsberg. — Bittner: Gegend von Hernstein. — Keller: Inoceramen von Pressbaum; <i>Inoceramus</i> vom Kahlenberg. — Toulà: Neuer Inoceramenfund vom Leopoldsberge; <i>Acanthoceras Mantelli</i>. — Fuchs: Natur des Flysches. — Hauer: Geologie. — Berwerth: Altkrystall. Gesteine im Wiener Sandstein. — Stur: Geol. Spezialkarte d. Umgeb. v. Wien. — Fuchs: Entstehungsart der Fucoiden und Hieroglyphen. — Suess: Boden der Stadt Wien. — Redlich: <i>Ptychodus granulatus</i> von Hütteldorf. — Hochstetter: Klippe von St. Veit. — Paul: Vorläufige Reiseberichte.</p>	
Spezieller Theil	72
<p>1. Der Donaüdurchbruch zwischen Greifenstein und Nussdorf</p> <p style="padding-left: 2em;">Nussdorf. — Kahlenbergdorf. — Leopoldsberg. — Inoceramenfundstellen. — Klosterneuburg. — Unter-Kritzendorf. — Ober-Kritzendorf. — Höflein. — Nummulitenfundstellen. — Greifenstein.</p>	72
<p>2. Die linke Seite des Donauthales</p> <p style="padding-left: 2em;">Lauerberg. — Lang-Enzersdorf. — Bisamberg. — Flandorf. — Stetterberg. — Russbachthal. — Nieder-Krentzstetten. — Hornsburg. — Schlieffberg. — Unter-Bohrbach. — Kreuzenstein. — Karnabrunn. — Naglern. — Waschberg-Zug.</p>	90
<p>3. Nussdorf—St. Andrä</p> <p style="padding-left: 2em;">Nussberg. — Aptychen von Sallmannsdorf. — Muckenthal. — Kahlenberg. — Grinzing. — Krapfenwaldl. — Weidling. — Zugmayer's Ammonitenfundstelle. — Rothgraben. — Haschberg. — Kierlingthal. — Gugging. — Schleifsteinbrüche im Marbachgraben. — St. Andrä. — Wolfpassinger-Zug.</p>	97
<p>4. Sievering—Weidlingbach</p> <p style="padding-left: 2em;">Ober-Sievering. — Zug Sauberg—Simonsberg. — Weidlingbach. — Fossilfundort. — Gegend nördlich von Weidlingbach.</p>	108
<p>Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1893, 48. Band, 1. Heft. (C. M. Paul.) 23</p>	

	Seite
5. Dornbach—Königstetten	112
Dornbach. — Ottakring — Steinhof — Galitzinberg. — Schafberg. — Michaelerberg. — Neustift. — Neuwaldegg. — Marswiese. — Hameau. — Exelberg. — Rothes Kreuz. — Fundorte von Alttertiär-Fossilien. — Königstetten.	
6. Das Wienthalgebiet und die Westbahnstrecke bis Anzbach .	119
a) Nördliche Thalseite.	
Unter-Baumgarten. — Hütteldorf. — Steinbrüche im Rosenthale. — Satzberg. — Halterthal. — Foraminiferenfundort an der Strasse nach Marinbrunn. — Hadersdorf. — Mauerbachthal. — Weidlingau. — Purkersdorf. — Gablitzthal. — Riederberg. — Tullnerbachthal. — Pressbaum. — Inoceramenfundort. — Spirophytenfundort. — Halt- stelle Pressbaum — Pfalza. — Rekawinkel. — Steinhardberg. — Nummulitenfunde. — Eichgraben. — Anzbach.	
b) Südliche Thalseite.	
St. Veit. — Hacking. — Weidlingau. — Pauzen. — Wolfsgraben- damm. — Gegend zwischen Pressbaum und Altiengbach.	
7. Kalksburg—Laab—Wolfsgraben	140
Güntenhal. — Aptychenfundorte. — Laab. — Vorder-Wolfsgraben. — Kaltenleutgeben.	
8. Sulz—Hochrotherd—Klausen—Leopoldsdorf	145
Sulz. — Stangau. — Hochrotherd. — Unter-Kniewald. — Aggsbach- thal. — Klausen—Leopoldsdorf. — Pöllathal.	
9. Die Raudzone bei Kaumberg und der Bergstock des Schöpfel .	149
Klosterthal. — Coronathal und Triestingthal. — St. Corona. — Schoepfel. — Wöllersdorf. — Kaumberg. — Gerichtsberg. — Bramer- höhe.	
10. Das Gölsenthal	155
Hainfeld. — Bernaumühle, Kasberg. — Stollberg. — Aptychenkalke. Schloss Pergau. — Rohrbach. — Liasvorkommen von Berreut. — Kerschenbachthal. — Schwarzenbach. — Linke Seite des Gölsenthales.	
11. Das Traisenthal	163
Traisen. — Scheibmühl. — Rotheau. — Altenburg. — Greifensteiner- zug. — Wilhelmsburg. — Wolfpassingerzug. — Alttertiärzug von Pyhra und Fürth.	
—	
Schlussbemerkungen .	168
1. Obere Abtheilung der Wiener sandsteine (Alttertiär)	168
Greifensteiner Sandstein. — Gesteinscharakter. — Thonige Einschlüsse. — Krystallinische Geschiebe. — Kugelconcretionen. — Keine Ruinenmergel. — Fucoiden. — Spirophyten. — Hieroglyphen. — Nummuliten. — Vergleich mit den Karpathensandsteinen. — Ver- breitung. Orbitoidensandstein. — Gesteinscharakter. — Fossilführung. — Verbreitung.	
2. Mittlere Abtheilung der Wiener sandsteine (Oberkreide)	172
Gesteinscharakter. — Hauptlager der Flysch-Fucoiden. — Helmin- thoiden. — Inoceramen. — <i>Ac. Mantelli</i> . — <i>Ptych. granulosus</i> . — Fortsetzung in die Karpathen und den Munitgler Flysch. — Niern- thaler Schichten.	
3. Untere Abtheilung der Wiener sandsteine (Unterkreide)	174
Gesteinscharakter. — Aptychen. — Verbreitung. — Schluss.	

- Quartär (Alluvial- und Diluvial-Bildungen)
- Neogen { Jüngere Tertiärbildungen des inner- und ausser-alpinen Wienerbeckens, Kohlenablagerungen bei Neulengbach und Starzing
- Palaeogen { Alttertiäre Wienersandsteine, Greifensteiner Nummulitensandstein, Orbitoiden führende Sandsteine
- Oberkreide { Inoceramen führende Sandsteine und Mergel (Muntigler Flysch), hydraulische Kalkmergel, Hauptlager der Flyschfacies, Äquivalente der Nierthaler Schichten, Gosaubildungen
- Unterkreide { Sandsteine, Fleckenmergel, Hornsteine (vielleicht inclusive der Mittelkreide)
- Formationsglieder vom Jura abwärts



Geologische Übersichtskarte
des
WIENERWALDES

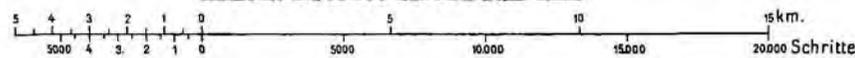
von
C. M. Paul

nach eigenen, in den Jahren 1893—1896
durchgeführten Neuaufnahmen.

Alle Rechte vorbehalten.

Maßstab 1:200.000 d.N. oder 1cm = 2km

Ausgeführt im k. und k. militär-geographischen Institute



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band XLVIII, 1898.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel III.

Der Wienerwald.



Erklärung zu Tafel III.

- Fig. 1. Aus dem westlichsten Steinbruch in Greifenstein, südlich von der Station. *Helminthopsis*. Vergleiche: *Helminthoidea helminthopsoidea* Sacco. Artegno, Focän. — Dott. Frederico Sacco: Note di Paleocnologia italiana. Milano 1888, pag. 32, Taf. II, Fig. 7.
- Fig. 2. Im ersten Steinbruche unterhalb des unteren Wirthshauses in Greifenstein, unweit der Dampfschiffstation.
- Fig. 3. Troppberg bei Gablitz. Wanner coll. Nr. 84, 1890. — K. k. naturh. Hofmuseum.
- Fig. 4. Kritzendorf, Dritter Steinbruch an dem Donaugelände D. 2222, 1884. Coll. Kittl. — K. k. naturh. Hofmuseum.
- Fig. 5. Troppberg, Steinbruch bei Gablitz. Wanner coll. Nr. 84, 1890. — K. k. naturh. Hofmuseum (auf derselben Platte mit Fig. 3 dieser Tafel). *Paleodictyon*. Vergleiche: *Paleodictyon* sp. Sacco. Stampiano; Grondona. — Dott. Frederico Sacco: Note di Paleocnologia italiana. Milano 1880, pag. 13, Taf. I, Fig. 1.
-



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 5.

Tafel IV.

Der Wienerwald.

Erklärung zu Tafel IV.

- Fig. 1. Steinbruch im Poppenwalde, westlich von Gugging, südlich von St. Andrä bei Greifenstein. Coll. Kittl, 1888. — K. k. naturh. Hofmuseum.
Paleodictyon. Vergleiche: *Paleodictyon majus* Meneg. Buttrio, Eocän. — Dott. Frederico Sacco: Note di Paleocenologia italiana. Milano, 1888, pag. 9, Taf. I, Fig. 7—11.
- Fig. 2. Friedrich's Steinbruch im Poppenwalde, westlich bei Gugging, südöstlich von St. Andrä-Wördern bei Greifenstein. Coll. Kittl, 1888.
Phyllochora. Vergleiche: *Phyllochora sinuosa* Ludw. sp. Zittel, Schimper und Schenk, Handbuch der Palaeontologie, II. Abth., Palaeophytologie, pag. 50, Fig. 38.
- Fig. 3. Schleifsteinbruch von Kierling, im Gehänge des Sonnberges zwischen Kierling und Hadersfeld, südlich von Greifenstein.
Phyllochora. Vergleiche das Citat zu der vorhergehenden Figur.
-



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

Tafel V.

Der Wienerwald.

Erklärung zu Tafel V.

Fig. 1. Höllein, Holitzer's Steinbruch. Coll. Fuchs, 1880. — K. k. naturh. Hofmuseum.

Ceratophycus. Vergleiche: *Ceratophycus* Sch. Zittel: Handbuch der Palaeontologie, II, pag. 59. — *Münsteria bicornis* Heer. Flora fossilis helv., pag. 165, Taf. XLVI, Fig. 1, 6 und 2. Im Flysch. — *Münsteria bicornis* Heer. Dott. Frederico Sacco: Note di Paleocnologia italiana. Milano 1888, pag. 21, Taf. III, Fig. 4 und 12. — *Münsteria involutissima* Sacco. — Ibidem pag. 20, Taf. II, Fig. 14.

Fig. 2. Steinbruch an der Strasse östlich vom Kreuz, westlich bei Gugging.

Fig. 3. Im ersten Steinbruche unterhalb des unteren Wirthshauses in Greifenstein, unweit der Dampfschiffstation.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

Tafel VI.

Der Wienerwald.

Erklärung zu Tafel VI.

- Fig. 1. Im ersten Steinbruche unterhalb des unteren Wirthshauses in Greifenstein, unweit der Dampfschiffstation.
- Fig. 2. Höflein, Holitzer's Steinbruch. Coll. Fuchs. 1888. — K. k. naturh. Hofmuseum.
- Fig. 3. Schleifsteinbruch von Kierling, im Gehänge des Sonnberges zwischen Kierling und Hadersfeld, südöstlich von Greifenstein.
- Fig. 4. Steinbruch an der Strasse östlich vom Kreuz, westlich bei Gugging.
-



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

Bemerkungen über das Project einer Wasserversorgung der Stadt Brünn aus dem Gebiet nördlich Lettowitz.

Von Dr. Emil Tietze.

Am 23. Februar 1897 wurden mir von Herrn Burghart, Stadtbau-director von Brünn, die Grundlagen eines Projectes zur Einsicht vorgelegt, welches sich auf die Wasserversorgung von Brünn bezog und von der Bauunternehmung Carl Freiherr v. Schwarz (vertreten durch Herrn Ingenieur Baron Julius v. Schwarz) ausgearbeitet worden war. Gleichzeitig wurde mir die Abschrift eines auf dieses Project bezüglichen geologischen Gutachtens des Herrn Professor A. Makowsky übermittelt und mir angekündigt, dass demnächst eine Aufforderung des Bürgermeisteramtes von Brünn an mich ergehen werde, auch meinerseits vom geologischen Standpunkte aus eine Aeusserung über das erwähnte Project abzugeben.

Das gab die erste Veranlassung zur Abfassung des wesentlichsten Theiles meiner heutigen Mittheilung.

Ich schicke den folgenden Ausführungen voraus, dass die gegenwärtige Wasserversorgung Brünns von einer Wasserleitung abhängt, welche das Flusswasser der bei Brünn in die Zittawa mündenden Schwarzawa benützt und deren Werke sich bei dem sogenannten Schreibwalde, einem beliebten Ausflugsorte der Brünnner, befinden¹⁾. Nach den mir gewordenen Mittheilungen wären diese Werke im Stande, täglich 12.000 m^3 Wasser zu liefern, welches Quantum indessen dem gesteigerten Wasserbedarf nicht mehr genügt, und wenn dieses Schwarzawawasser auch vom rein hygienischen Standpunkte aus nicht gerade unzulässig gefunden wird, so entspricht es doch auch qualitativ den zu stellenden Anforderungen nicht in der Art, dass nicht der Wunsch nach einem besseren Wasser rege werden könnte.

Dieser Wunsch hat schon vor etlichen Jahren zu verschiedenen Vorschlägen geführt, welche indessen nicht ohne Weiteres zusagend

¹⁾ Einige kleinere ganz beschränkt localen Bedürfnissen dienende Wasserleitungen, wie die Karthäuser- und die Zimpeln-Wasserleitung, kommen hier kaum in Betracht. Die Karthäuser-Wasserleitung liefert zufolge einer Angabe Makowsky's (vergl. dessen später citirte Denkschrift) täglich rund 100.000 l (= 100 m^3), die Zimpeln-Leitung gar nur 23.000 l . Das sind Ziffern, die bei einer Stadt wie Brünn nicht in's Gewicht fallen.

gefunden wurden. Man hat z. B. daran gedacht, durch Tiefbohrungen in der Nähe der Stadt auf Wasser zu kommen, aber das Ergebniss eines solchen Versuches schien sehr ungewiss; man hat die Quellen der Punkva bei Blansko und der Rziczka bei Adamsthal zuleiten wollen, allein das Wasser dieser mächtigen Quellen, die nichts sind als der Wiederaustritt von Bächen nach einer Strecke unterirdischen Laufes, erschien vom sanitären Standpunkte aus nicht empfehlenswerth. Endlich hat Professor A. Makowsky den Vorschlag gemacht, die reichen Quellen der Umgebung von Brüsaú nach Brünn zu leiten und im Verein mit dem damaligen Landes-Ingenieur und jetzigen Professor Herrn Adolf Friedrich, der die hydrotechnische und finanzielle Seite der Frage behandelte, ein darauf bezügliches Project ausgearbeitet. Dasselbe ist in einer besonderen „Denkschrift zur endgiltigen Lösung der Trinkwasserfrage von Brünn“ (Brünn 1890) entwickelt worden.

Den Inhalt dieser Schrift dürfen wir hier nicht ohne Weiteres übergehen, da sich in jener Darlegung zum ersten Male der ernst gemeinte Hinweis auf eine Gegend findet, die seitdem fortdauernd im Vordergrund der auf die erwähnte Frage bezüglichen Discussionen stand oder steht¹⁾.

Die in diesem Projecte erwähnten Quellen gehören einem grössten-theils von Gebilden der oberen Kreideformation eingenommenen Gebiete an, welches sich nördlich von Brünn beiderseits der mährisch-böhmischen Landesgrenze ausbreitet. Sie liegen im Thale des Zwittawafusses und sind von Brünn 56 bis 62·5 *km* entfernt. Insofern nun diese Quellen, wie so eben angedeutet, bei der Beurtheilung auch der in neuester Zeit aufgetauchten Vorschläge zur Befriedigung des Wasserbedürfnisses der mährischen Hauptstadt — sei es direct, sei es indirect — immer noch eine Rolle spielen und dabei jedenfalls erwähnt werden müssen, mag es angezeigt sein, theilweise an der Hand des Makowsky'schen Elaborates das Wesentliche über dieselben gleich hier mitzutheilen.

Von den in der genannten Denkschrift beschriebenen Quellen ist der Stadt Brünn am nächsten gelegen die sogenannte Mühlquelle, welche am Abhange des Grundberges entspringt und die dem Chrostauer Bache, einem Zuflusse der Zwittawa, angehört. Ihre Temperatur wurde zu 8° C. gemessen und ihr Abfluss bildet den schilferfüllten Mühlteich von Chrostau. Beobachtungen, welche ich gelegentlich der geologischen Aufnahme jenes Gebietes angestellt habe, beweisen, dass das in dieser Gegend stets wasserführende Cenoman, welches hier auf den bei Chrostau hervortretenden Hornblendeschiefern ruht, in der nächsten Nähe des Quellenaustrittes sich befindet.

Weiter nördlich und noch auf der östlichen Seite des Flusses liegen die Quellen am Brüsaúer Bahnhofs, welche durch eine Stauanlage von einander geschieden sind und die Makowsky deshalb in zwei Gruppen trennt. Die Quellen unterhalb des Wehres fliessen direct als Bach in die Zwittawa; die oberen Quellen zeigen sich an sieben

¹⁾ Herr Baudirector Burghart hatte allerdings schon im Jahre 1886 die Wasserversorgung Brünns aus dem Gebiet von Brüsaú als das Ideal des in dieser Beziehung Erstrebenswerthen bezeichnet, dieses Ideal aber damals der angeblich unerschwinglichen Kosten wegen für unerreichbar erklärt. (vergl. die oben citirte Denkschr. Seite 9).

verschiedenen Austrittsstellen, werden durch das genannte Wehr gestaut und sodann in einem Graben nach der Zwittera geleitet an einer Stelle, wo dieser Zufluss die Wasserkraft des Flusses für eine dort gelegene Spinnfabrik vermehren hilft. Die Temperaturen aller dieser Quellen, welche am Süden des Bahnhofes, auf der dem Flusse zugewendeten Seite des dortigen Bahndammes entspringen, wurden zu 8.4 bis 8.6° C. ermittelt. Das Gestein, aus welchem das Wasser hervortritt, ist hier Pläner oder doch wenigstens Plänerschutt.

Noch etwas weiter nördlich und schon am jenseitigen westlichen Ufer des Flusses, das ist hier schon auf böhmischem Gebiet, entspringen aus Klüften des dort anstehenden kalkigen Pläners nahe beieinander gleich nördlich der Mühle von Unterwald und etwas südsüdwestlich der Colonie Hinterwasser mehrere Quellen, die sogenannten Hinterwasserquellen, welche sofort einen mächtigen Bach bilden. Es ist dies eine Erscheinung, welche fast an das plötzliche Hervorbrechen von Bächen in Karstgebieten erinnert. Als Temperaturen dieses Wassers wurden 8.7 bis 9.4° C. gefunden. Das ist etwas mehr als bei den übrigen Quellen dieser Gegend.

Sodann darf auch der sehr reichlichen Quellen gedacht werden, welche bei der Petermühle im Orte Wiesen, nördlich von Brüsa, am Fusse des Berges hervortreten, über welchen die Kaiserstrasse von Brüsa nach Zwittau führt. Auch diese Quellen entspringen aus den tieferen Schichten des Pläners.

Am nördlichsten liegen die Quellen von Musslau, welche am rechten (westlichen) Ufer der Zwittera, bei der kleinen Colonie Quellhütten, ebenfalls aus Klüften des Pläners zum Vorschein kommen, neben dem Bahndamm einen kleinen Teich bilden und eine Temperatur von 8.6° C. besitzen. Die Seehöhe dieses Teiches, der den von Brünn entferntesten und zugleich höchst gelegenen der betreffenden Quellpunkte vorstellt, dürfte ca. 390 m betragen.

Oberhalb Musslau kommen bis über Zwittau hinaus besonders ergiebige Quellen nicht mehr vor.

Alle genannten Quellen liefern nicht allein ein reichliches Wasservolumen, welches im Durchschnitt zusammen auf mindestens 60.000 m³ täglich veranschlagt werden darf, sondern sind auch in qualitativer Hinsicht ausgezeichnet.

Ihr Gehalt an organischen Substanzen ist minimal. Der Härtegrad der in dieser Hinsicht näher untersuchten Ratschitzkyquellen (beim Bahnhofe) beträgt 11.75 und ist ähnlich dem der Stixensteiner Quelle der Wiener Hochquellenleitung (12.89). Der Kalkgehalt ist etwas grösser, nämlich 1.119 Theile auf 10.000 Theile Wasser gegen 1.0.9 der Stixensteiner Quelle, der Kohlensäuregehalt (1.207) indessen etwas kleiner als der des Wassers im Wiener Reservoir am Rosenbügel (1.371). Wie Professor Makowsky meinte, würde die Höhenlage der Brüsauer Quellen nebst ihrer Reinheit „jede specielle Anlage zur maschinellen Hebung und Reinigung des Wassers für eine Trinkwasserleitung für Brünn völlig entbehrlich“ machen, so dass nur die weite Entfernung von Brünn in Hinsicht auf die Leitungskosten als Uebelstand bei dem betreffenden Vorschlage erschien. Heute wird dieser Umstand freilich schon nachsichtiger beurtheilt.

Nach der damaligen Ansicht Makowsky's wäre es übrigens nicht nöthig gewesen, auf alle die genannten Quellen zu reflectiren, danach würden vielmehr die Quellen am Bahnhofe für den angestrebten Zweck genügt haben. Dieselben liefern 126—167 l in der Secunde, während der minimale Bedarf an Trinkwasser für Brünn auf 37·3 l per Secunde berechnet wurde, was einem Tagesquantum von rund 3200 m³ entspricht. Bei 100.000 Einwohnern würde das 32 l per Kopf und Tag ergeben haben.

Die Vorschläge Makowsky's kamen nicht zur Ausführung. Es braucht immer einige Zeit, bevor sich eine Gemeinde mit einem Plane vertraut macht, welcher vielleicht ziemlich weit in seinen finanziellen Anforderungen über das hinausgeht, was man ursprünglich als ökonomisch leicht zulässig sich gedacht hat. Auch dürften schon sehr früh hie und da Bedenken aufgetaucht sein, ob nicht durch die Inanspruchnahme der Brüsauer Quellen wasserrechtliche Schwierigkeiten sich ergeben möchten, welche unter Umständen noch durch den Umstand verwickelt werden könnten, dass die Gegend von Brüsau von der böhmisch-mährischen Landesgrenze durchzogen wird, weshalb bei manchen Verhandlungen ein Einvernehmen verschiedener behördlicher Organe erforderlich sein würde.

Doch will ich, wie ich ausdrücklich betone, mit dieser Aeusserung in gar keiner Weise ein Urtheil über die meritorische Berechtigung eventueller wasserrechtlicher Bedenken gegen die vorgeschlagen gewesene Inanspruchnahme der Brüsauer Quellen ausgesprochen haben. Juristische Schwierigkeiten werden ja manchmal weniger durch die thatsächliche unbedingte Berechtigung gewisser Bedenken, als durch das blosse Aufwerfen darauf bezüglichler Fragen hervorgerufen, und dagegen ist man eben niemals gesichert.

Mit dem Fallenlassen des Makowsky'schen Projectes war indessen die Angelegenheit der Brünnener Wasserversorgung weder erledigt, noch zur Ruhe gekommen und so tauchte denn vor zwei Jahren auf Grund von vorausgängigen Verhandlungen ein neues Project auf, welches Herr Baron Julius v. Schwarz ausgearbeitet und über welches derselbe am 23. März 1896 an die Gemeinde Brünn seinen ersten Bericht erstattet hat. Eben dieses Project ist es, welches mir im vorigen Jahre zur Einsicht vorgelegt wurde.

Dasselbe knüpfte in gewissem Sinne an den Vorschlag Makowsky's an, insofern es im Allgemeinen auf dasselbe von den Schichten der oberen Kreideformation eingenommene Gebiet reflectirte, in welchem die Quellen von Brüsau entspringen und welches bei Lettowitz nördlich von Brünn beginnt, um sich von da aus mit zunehmender Breite nach Norden in der Richtung von Brüsau und Zwittau fortzusetzen. Es ist ein Project, welches sich ebenfalls auf die Herstellung einer Gravitations-Wasserleitung aus dieser Gegend bezieht, indessen zunächst nicht die in dieser Gegend auftretenden Quellen, sondern die in dem dortigen Berglande vorhandenen Grundwassermengen nutzbar zu machen wünscht. Diesem Grundwasser beabsichtigte man durch die Anlage von in das Gebirge hineinzutreibenden längeren Stollen beizukommen, welche bei den Ortschaften Wilkow, Lazinow und eventuell noch anderen Punkten westlich der Zwittawa angelegt werden sollten. Diese Stollenanlagen sollten durch die Anwendung hydraulischen Vortriebes bewirkt

werden. Innerhalb der Stollen aber wären in gewissen Abständen Rohrbrunnen anzulegen und aus diesen das Wasser durch Saug-, bezüglich Hebevorrichtungen zu gewinnen gewesen. Um die Zuleitung des Wassers in die Häuser der Stadt auch für die höher gelegenen Stockwerke zu ermöglichen, wurden bei Brünn Reservoirs in der Seehöhe von 280 *m*, bezüglich 260 *m* in Vorschlag gebracht. Das Wasser aber sollte oberhalb Lettowitz in einer Höhengöte gewonnen werden, welche der Sicherheit wegen bei der Projectsentwicklung nur mit 380 *m* fixirt wurde, obschon es sich thatsächlich um Höhenlagen von nahezu 400 *m* handeln würde. Die Leitung von Lettowitz nach den Reservoirs oberhalb Brünn würde also dem Project gemäss ein Gefälle von 120 bis vielleicht 140 *m* aufweisen und dieses Gefälle würde sich auf eine Strecke von etwa 50 *km* vertheilen.

Der Vortheil dieser Vorschläge wurde hauptsächlich in zwei Umständen gefunden. Einmal hätte die Wasserversorgung in einem höheren Niveau bewerkstelligt werden können, als bei den Bräusauer Bahnofsquellen, insoferne die Thalsohle der Zwittera zwischen diesen am Rande des Thales hervortretenden Quellen und der schrägüber gelegenen Ortschaft Brünnlitz nach Angabe der grossen Karte (Massstab 1:25.000) des militär-geographischen Institutes nur eine Seehöhe von 366 *m* aufweist, was bei der überdies grösseren Entfernung der fraglichen Quellen von Brünn ein geringeres Gefälle der Rohrleitung zur Folge gehabt hätte. Dann aber, und das schien nach der damaligen Auffassung der dabei massgebenden Kreise besonders bedeutungsvoll, sollte der Umstand, dass „nicht offen zu Tage tretendes Wasser erschlossen“ zu werden brauchte, „eine einfachere und raschere juristische Zurechtlegung“ der Sache gewährleisten, insoferne über „ungenutztes Grundwasser“ die politische Behörde, der dasselbe als „Wasserüberschuss“ gilt, ein freieres Verfügungsrecht besitzt, als über offene Wasseradern. Es wurde also die Hoffnung gehegt, dass durch die Annahme jener Vorschläge ganz vorzugsweise eine schnellere Lösung der besprochenen Wasserfrage ermöglicht werden dürfte.

Nachdem sodann am 9. Juli 1896 eine commissionelle Verhandlung bezüglich dieses Projectes stattgefunden, und bei dieser Gelegenheit Herr Professor Makowsky eine kurze geologische Meinungsäusserung über dasselbe abgegeben hatte, wurden bei Wlkow nördlich von Lettowitz gewisse, für nöthig erachtete Versuchsarbeiten begonnen, welche ein anscheinend so günstiges Resultat ergaben, dass man durch die Fertigstellung der geplanten Arbeiten allein an dieser Localität eine Wassermenge von 6000—7000 *m*³ täglich erzielen zu können meinte ¹⁾. Ein Versuch auf der anderen (östlichen) Thalseite der Zwittera wurde zunächst nicht beabsichtigt.

Am 4. März 1897 erging nun an mich seitens des Herrn Dr. Ritter v. Wieser, Bürgermeisters von Brünn, thatsächlich die mir bereits früher angekündigte Aufforderung, das soeben kurz skizzirte Project nach seiner geologischen Seite hin zu prüfen, welcher freund-

¹⁾ Weder heftige noch häufige Entnahme von Wasser aus den gemachten Versuchsbrunnen vermochte die Wasserstände des Grundwassers der Umgebung wesentlich zu verändern. Doch konnten dem Versuch keine grossen Dimensionen gegeben werden.

lichen Aufforderung ich umso bereitwilliger und schneller nachkommen zu müssen glaubte, als ich durch meine vor einigen Jahren in dem betreffenden Gebiete ausgeführte geologische Aufnahme mit den Einzelheiten des geologischen Aufbaues jener Gegend genugsam vertraut war, so dass ich nicht nöthig zu haben glaubte, an Ort und Stelle besondere Studien für die Abfassung meines Gutachtens zu machen.

Am 10. März 1897 war ich denn auch schon in der Lage, dieses Gutachten abschliessen und der Gemeindevertretung von Brünn unterbreiten zu können, welche dasselbe bald darauf als Manuscript in Druck legen liess. Eine eigentliche Publication desselben war anfänglich nicht in Aussicht genommen, mochte auch nach mir gewordenen Andeutungen solange die betreffenden Berathungen gewisse Vorstadien nicht überwunden hatten, nicht erwünscht sein, doch scheint mir der Gegenstand schliesslich so viel Interesse¹⁾ zu bieten, dass eine Erinnerung daran in einer wissenschaftlichen Zeitschrift heute nicht unpassend sein mag, nachdem genügend Zeit für jene Berathungen zur Verfügung stand und namentlich seit auch noch andere Fachmänner in dieser überdies bereits journalistisch besprochenen Angelegenheit um ihre Intervention von Seiten der Stadt Brünn ersucht wurden²⁾.

Vielleicht gelangt man da massgebenden Orts, sei es nun im Sinne dieser oder jener Vorschläge, bald zu bestimmteren Beschlüssen, und da wird es für diejenigen, die an der Klarstellung der in Betracht kommenden Verhältnisse mitgewirkt haben, jedenfalls zeitgemäss, ihren Antheil an dieser Arbeit festzustellen.

In den folgenden Seiten gebe ich nun das Wesentliche meiner Aeusserungen grösstentheils wortgetreu wieder, nachdem ich daran nur diejenigen kleinen Aenderungen vornahm, welche im Hinblick auf den etwas verschiedenen Leserkreis wünschenswerth erschienen, oder die sich aus dem durch die voranstehende Einleitung veränderten Rahmen des Aufsatzes ergaben, insofern die folgenden Ausführungen doch nicht gänzlich ohne Zusammenhang mit dieser Einleitung gelassen werden konnten, welche ihrerseits für die mit der Sache vertrauten Interessenten in Brünn selbst überflüssig gewesen wäre.

Wenn demnach gewisse Zusätze oder Erweiterungen des ursprünglichen Textes an einigen wenigen Stellen unvermeidlich waren, so wurde doch streng darauf gesehen, dass dadurch der Sinn und die Tendenz des Gutachtens in keiner Weise eine Verschiebung erlitt.

¹⁾ Das betreffende Interesse ist eben, wie sich aus dem Verlaufe der weiteren Auseinandersetzungen ergeben wird, kein ausschliesslich praktisches; vielmehr können diese Darlegungen auch als ein kleiner Beitrag zur wissenschaftlichen Erkenntniss des in Frage kommenden Gebietes aufgefasst werden. Vom rein praktischen Standpunkte wiederum käme überdies nicht blos die gegenwärtig für Brünn bestehende Wasserfrage in Betracht, insofern diese Auseinandersetzungen mutatis mutandis vielleicht später auch für andere Fälle eine Nutzenwendung zulassen.

²⁾ Dieses Ersuchen ist durchaus natürlich bei der Wichtigkeit der betreffenden Frage für eine grosse, ziemlich volkreiche Stadt und im Hinblick auf den Umstand, dass es sich um ein Problem handelt, dessen Lösung in jedem Falle etwas kostspielig ausfallen dürfte. Doch war ich ein wenig überrascht davon, dass ich über jene Intervention, die, wie ich jetzt höre, schon im Herbste vorigen Jahres begann, von keiner der zunächst beteiligten Seiten in Kenntniss gesetzt wurde, so dass ich erst in der neuesten Zeit auf indirectem Wege diese Kenntniss erlangte.

Soweit mir der heutige Stand der ganzen Angelegenheit bekannt ist, wäre zu einer solchen Verschiebung auch keine Versuchung vorhanden gewesen, denn die geologischen und hydrologischen Gesichtspunkte, welche in meinem Gutachten entwickelt wurden, haben, wie es scheint, zu einem principiellen Gegensatze mit den Ansichten der später befragten Fachleute keine Veranlassung gegeben.

Indem ich nun zunächst eine kurze Uebersicht der geologischen Verhältnisse der in Betracht kommenden Gegend mittheile, beschränke ich mich dabei auf die für das Verständniss der vorliegenden Angelegenheit nothwendigsten Ausführungen, da ich mir eine eingehendere geologische Beschreibung des Gebietes im Zusammenhange mit der Darstellung eines ausgedehnteren Gebirgsstückes des böhmisch-mährischen Grenzzuges für eine andere Gelegenheit vorbehalten habe.

Das von der Zwitzawa durchflossene Gebirgsstück, um welches es sich diesmal handelt, wird im Osten durch einen ziemlich meridional verlaufenden Steilrand begrenzt, der sich über dem Hügelland von Mähr.-Trübau und Krönau erhebt und vom Schönhengst über Johnsdorf und Briesen bis in die Gegend von Deschna, nördlich Lettowitz zieht. Im Südwesten erstreckt sich die Umrandung dieser Partie von Mese-ritschko bei Lettowitz über Lazinow, Porič, Bogenau und Rohozna bis Dittersbach, wobei sie im Wesentlichen dem Thale der bei Lettowitz in die Zwitzawa mündenden Křetinka folgt. Im Nordwesten verläuft die Grenze des uns hier interessirenden Gebietes in einer Linie, die von Dittersbach nach den zwischen Blumenau und Stangendorf sich erhebenden Hügeln gezogen wird, und im Norden brauchen wir für unsere Betrachtung über die Umgebung von Zwittau nicht viel hinauszugehen. Zur topographischen Orientirung genügen in dem gegebenen Falle das Blatt Brüsau—Gewitsch und die südlichsten Theile des Blattes Landskron—Mähr.-Trübau der Generalstabkarte.

Wie bereits aus gewissen, früher gemachten Bemerkungen hervorging, ist nun die in Rede stehende Gegend ganz vorwaltend ein Verbreitungsbezirk cretacischer Gesteine, welche selbstverständlich im Allgemeinen in der für Böhmen und Mähren eigenthümlichen Ausbildungsweise der betreffenden Schichtabtheilungen entwickelt sind.

Die böhmisch-mährische Kreideformation, welche also im Flussgebiet der Zwitzawa oberhalb Lettowitz und noch weit nördlich darüber hinaus die weitaus wichtigste der an der Zusammensetzung der Gebirgslandschaft theilnehmenden Formationen ist, besteht bekanntlich ausschliesslich aus den jüngeren Gliedern des cretacischen Systems und bedeckt mit übergreifender Lagerung die älteren vorcretacischen Bildungen des betreffenden Gebietes. Sie bildet mit im Allgemeinen ziemlich flacher Lagerung plateauartige Landschaften, deren oberflächliches Relief mit seinen Unebenheiten hauptsächlich durch die Erosionsarbeit des fließenden Wassers ausgestaltet wurde. Doch haben auch einige, wenn auch zumeist nur mässig starke Faltenbildungen ihren Einfluss auf jene Oberflächengestaltung ausgeübt.

Die Verbreitung dieser Formation war in der geologischen Vergangenheit in den betreffenden Theilen von Böhmen und Mähren eine ausgedehntere als heute. Erosion und Denudation haben einen grossen Theil der fraglichen Ablagerungen bereits zerstört und einzelne der

Zerstörung noch Widerstand leistende Partien aus dem Zusammenhange mit der Hauptmasse dieser Bildungen gebracht. Diese Hauptmasse findet jetzt bei Lettowitz ihre südlichste Zuspitzung, während südlich und seitlich davon an verschiedenen Stellen isolirte Lappen von cretacischen Gesteinen angetroffen werden ¹⁾.

Noch immer sind übrigens jene zerstörenden Kräfte bei ihrer Arbeit, und deshalb bereiten sich stellenweise weitere Abtrennungen und Theilungen im Bereich der betreffenden Plateaulandschaften vor. So ist auch die erwähnte südliche, bei Lettowitz stattfindende Zuspitzung der cretacischen Hauptpartie keine geschlossene Masse mehr, sondern erscheint gleich unterhalb Brüschau durch die bis in das Liegende der Kreide hinabgreifende Erosionsthätigkeit des Zittawafusses bereits, um sich so auszudrücken, in zwei Zungen gespalten. Nur die westliche dieser Zungen reicht beim Dorfe Meseritschko bis in die unmittelbare Nähe von Lettowitz, die östliche ist schon viel weiter nach Norden zurückgewichen und endet bei Skrzip. Es mag das Verständniss eines Theiles der folgenden Ausführungen erleichtern, wenn auf dieses Verhalten gleich hier aufmerksam gemacht wird.

Man kann die Gesteine der mährisch-böhmischen Kreideformation in mehrere Abtheilungen und Unterabtheilungen eintheilen. Unter dem Gesichtspunkte der Wasserverhältnisse kommen bei der diesmaligen Darstellung aber nur zwei Hauptglieder jener Bildung in Betracht.

Dazu gehört erstlich der sogenannte Pläner, welcher aus kalkig-sandigen oder mergeligsandigen Gesteinsbänken besteht, und welcher an der Oberfläche der cretacischen Tafel allenthalben verbreitet ist. Ich nehme hier das Wort Pläner im weiteren Sinne, indem ich die sogenannten Callianassenschichten der Gegend um Zittau dazurechne ²⁾. Zweitens ist zu nennen die cenomane Schichtenabtheilung, welche unter dem Pläner liegt und deshalb meist nur an den Rändern der betreffenden Plateaulandschaft sichtbar wird ³⁾. Diese Schichtenabtheilung besteht, abgesehen von der stellenweisen Einschaltung von Eisenerzen, Thonen und kleinen Kohlenflötzen, in der Hauptsache aus Sandsteinen und Sanden, welchen im böhmisch-mährischen Grenzgebirge ein Kalkgehalt nicht zukommt, und die von relativ geringer, dabei oft wechselnder Mächtigkeit sind. Ich kenne sogar Gegenden, wo dieses Cenoman unter dem Pläner entschieden fehlt, wie z. B. am Reichenauer

¹⁾ Ich nenne hier beispielsweise die ausser Zusammenhang mit dem Ganzen befindlichen kleineren Partien von Chlum, Wisek, Kunstadt und Boskowitz.

²⁾ Die Hauptmasse des in Frage kommenden Pläners gehört zu der tieferen Abtheilung der turonen Schichtenreihe, welche den Weissenberger und Mallnitzer Schichten der böhmischen Geologen entspricht. Die Callianassaschichten dagegen, die ihren Namen in Folge der stellenweise sehr häufig darin gefundenen Krebs-scheeren der Gattung *Callianassa* erhielten, entsprechen im Wesentlichen den Iser-schichten der böhmischen Geologen, die von Manchen, wenn auch vielleicht nicht ganz mit Recht, schon für ein theilweises Aequivalent des Senon gehalten werden.

³⁾ Es ist im Hinblick auf die isolirten Partien fast selbstverständlich, dass umgekehrt im Bereich des böhmisch-mährischen Höhenzuges das Cenoman stellenweise ganz oder doch nahezu auch mit Ausschluss des Pläners vorhanden ist. Das bezieht sich aber in den allermeisten Fällen wohl kaum auf das ursprüngliche Fehlen des letzteren an jenen Punkten, sondern erklärt sich aus der in solchen Fällen vorgeschrittenen Abtragung der jüngeren Schichten. Gute Beispiele hiefür finden sich in der Umgebung von Boskowitz und Kunstadt.

Berge, bei Olbersdorf östlich Landskron oder bei Tattenitz nördlich Mähr.-Trübau, oder wo es auf eine sehr dünne Lage eingeschrumpft ist, wie am Schlossberge von Rudelsdorf bei Landskron. Auf die Bedeutung dieses Umstandes hinzuweisen, wird später noch Gelegenheit sein.

In dem für die vorliegende Frage in Betracht zu ziehenden Gebiete dürfte indessen das Cenoman fast durchgängig vorhanden sein, wenn es auch einzelne wenige Localitäten gibt, an denen sein Vorkommen zweifelhaft erscheint. Für manche Punkte indessen, an welchen es sich bisher der directen Beobachtung entzogen hat, kann als Ursache davon eine die Ausbisse dieser Schichten verbergende Bedeckung durch den von den Höhen herabgekommenen Plänerschutt angenommen werden.

Das uns hier interessirende Stück der grossen cretacischen Tafel liegt nun gegen Osten, das ist z. B. gegen Krönau zu auf Schichten, die zu dem sogenannten Rothliegenden gehören, anderwärts aber, wie zwischen Lettowitz und Brüsaus, sowie im Südwesten längs der Křetinka, auf älteren krystallinischen Schiefen, welche zumeist Hornblendeschiefer sind.

Aus dieser Lagerung ergeben sich gemäss der Beschaffenheit der erwähnten Schichten hinsichtlich der Wasserführung die folgenden Verhältnisse:

Der zuoberst liegende und die Höhen krönende Pläner ist in der Regel sehr wasser durchlässig, was theils auf seiner Zerklüftung, theils auf der relativen Löslichkeit der ihm beigemischten Kalktheilchen beruht. Damit hängt zusammen, dass sich stellenweise in den vom Pläner eingenommenen Gebieten sogar Anklänge an Karsterscheinungen zeigen, wie die den Karsttrichtern ähnlichen Vertiefungen auf der Höhe des Reichenauer Berges, oder das theilweise, bezüglich bei trockeneren Zeiten gänzliche Verschwinden der Wassermengen des Baches von Střenice nordwestlich von Zwittau, ein Verschwinden, welches nicht etwa auf der Verdunstung des betreffenden Wassers, sondern auf dem ziemlich plötzlichen Einsickern desselben in das daselbst ganz aus Plänerschichten bestehende Gebirgsinnere beruht.

Damit hängt weiter zusammen der unliebsame Wassermangel, an welchem viele Ortschaften der hochgelegenen Plänergegenden trotz relativ reichlicher Niederschläge ganz direct zu leiden haben, so dass man sogar Punkte treffen kann, an welchen sich die Bewohner (auch wieder ähnlich wie im Karst) theilweise mit Cisternenwasser behelfen müssen.

Die Unterlage indessen der Kreideschichten wie das Rothliegende und besonders die Hornblendeschiefer ist mehr oder weniger wasserundurchlässig. Desgleichen sind dies die dem Cenoman in seinen tieferen Lagen vielfach eingelagerten Thone. Im Uebrigen aber sind die cenomanen Sande und Sandsteine, welche zwischen dem Pläner und dem älteren Gebirge liegen, vollkommen durchlässig und zur Aufnahme von Wasser überaus geeignet.

Das aus dem Pläner nach unten durchsickernde Wasser muss sich also über der undurchlässigen Unterlage ansammeln, und dieser Umstand bedingt, dass die cenomanen Schichten in der Regel durch ebenso bedeutende Wasserführung ausgezeichnet sind, als die höher gelegenen Plänergebiete durch relative Trockenheit. Mit anderen Worten, der Pläner ist sozusagen der Lieferant (des aus den Nieder-

schlägen dem Boden zugute kommenden Wassers, und zwar ein Lieferant, der dieses Wasser möglichst rasch loszuwerden sucht, während die darunter liegenden Schichten des Cenoman sich als gute Abnehmer jenes Lieferanten erweisen.

Da nun aber die noch tiefer liegenden älteren Gesteine (wie der Hornblendeschiefer) für Wasser keine besondere Aufnahmefähigkeit besitzen und deshalb eine Weitergabe der gelieferten Quantitäten nur in sehr beschränkter Weise erlauben, so müssen diese Quantitäten dem Cenoman zum allergrössten Theil verbleiben, welches in dieser Art einen Recipienten für das Wasser zu bilden gezwungen wird.

Da nun dieser Recipient nicht hermetisch nach allen Seiten abgeschlossen ist und ihm jährlich neue Wassermengen zugeführt werden, so müssen sich die letzteren an geeigneter Stelle einen Austritt verschaffen und mit diesem Umstande hängt es zusammen, dass in der Nähe der Basis der cretacischen Ablagerungen vielfach Quellen auftreten. Desgleichen hängt mit dem Wasserreichtum des Cenoman die übrigens schon von Professor Makowsky (am 9. Juli 1896) in dem betreffenden Gutachten hervorgehobene Thatsache zusammen, dass die Bergbaue auf Kohle oder Thon, die in dem Bereiche der besprochenen Formation angelegt wurden, fast stets viel mit Wasser zu kämpfen hatten.

Da ferner die cenomanen Sande und Sandsteine jedenfalls in hohem Grade filtrirende Eigenschaften besitzen, so wird, abgesehen davon, dass auch schon beim Durchsickern durch den Pläner eine Filtration des Niederschlagswassers bewirkt wird, die gute Qualität der aus dem Cenoman hervortretenden Quellen durchaus begreiflich.

Aus dem Gesagten, soweit es sich auf die Durchlässigkeit des Pläners und auf die Undurchlässigkeit der Schichten unter der Kreide bezieht, geht übrigens auch hervor, dass in Fällen besonders starken Wasserzuflusses nach einer bestimmten Region hin und namentlich bei reducirter Mächtigkeit der cenomanen Schichten ein Quellenaustritt auch aus den tieferen Lagen des Pläners selbst stattfinden kann. Das wird, wie ich der Deutlichkeit wegen gleich hier hinzufügen will, besonders für den Fall denkbar sein, dass die von jenem Zufluss abhängige Höhe der im Gestein stattfindenden Wasseransammlung die Mächtigkeit der cenomanen Sande und Sandsteine übersteigt. Wir wollen darauf etwas später nochmals zurückkommen.

Es ist bereits angedeutet worden, dass die Kreideschichten des mährisch-böhmischen Grenzgebirges trotz im Allgemeinen ziemlich flacher Lagerung nicht ohne weiteres als horizontal gelagert aufgefasst werden dürfen, dass diese Schichten vielmehr einer nachträglichen Faltung unterworfen waren, die an einigen Stellen, wo die Schichten sogar merklich geneigt sind, mehr, an anderen weniger zur Geltung gelangte. Diese Faltung, welche, nebenbei gesagt, zu einem ungefähr nordsüdlichen Streichen der Schichten geführt hat, äusserte sich in der Bildung von Schichtensätteln und Schichtenmulden. Eine solche Mulde aber haben wir im Flussgebiet der Zwittera vor uns, wie sich das schon aus der etwas erhöhten Lage der Kreideschichten an den Rändern des betrachteten Gebirgsstückes im Osten und Westen, sowie aus dem Auftreten der sogenannten Callianassenschichten als eines

jüngeren Gesteinsgliedes in angemessener Entfernung von jenen Rändern ergibt ¹⁾).

Diese zunächst in rein geologischem Sinne muldenförmige Anordnung des Gebirgsbaues in der betreffenden Gegend bedingt, dass das darin vorkommende Wasser oberirdisch und unterirdisch der Muldenmitte zuströmt oder zusickert. Dort musste sich also auch ein Fluss entwickeln, der dann bei der neben jener muldenförmigen Lagerung noch bestehenden flachen südlichen Abdachung des Terrains zwischen Zwittau und Lettowitz seinen Weg nach Süden nahm. Das ist die Zwittawa.

Dem oberflächlich sichtbaren Flusssystem mit seinen Verzweigungen entspricht hier jedenfalls auch annähernd die unterirdische Wassercirculation ²⁾ und das ist einer der Gründe, weshalb gerade die meisten und mächtigsten Quellen des ganzen fraglichen Gebietes in der Gegend der Mittelzone jener Mulde, nämlich im Zwittawathale selbst, zum Vorschein kommen. Dies ist aber besonders zwischen Musslau und Brünnlitz der Fall, das heisst also in jener Gegend, wo der von Zwittau herabkommende Fluss sich schon tief genug in die Plänerschichten eingeschnitten hat, um in die Nähe der cretacischen Basis zu kommen. Dort gerade trifft man auf jene Quellen, von welchen schon in den einleitenden Bemerkungen zu diesem Aufsatz die Rede war, und auf welche Professor Makowsky zuerst die allgemeinere Aufmerksamkeit lenkte.

Unterhalb Brünnlitz gibt es dann auch noch ganz ansehnliche Quellen. Dieselben können sich aber nicht mehr so tief abwärts gegen die Thalsole drängen, weil der Fluss sich dort schon in das Liegende der Kreide eingeschnitten hat. Die Basis der letzteren und mit dieser die natürlichen Ausflusspunkte des cenomanen Grundwassers behaupten sich dort also an den Gehängen oder in Seitenschluchten in entsprechender Höhe über dem Thalboden. Auch sind schliesslich die daselbst zum Austritt gelangenden Wassermassen im Ganzen schon deshalb geringer, weil die Breite des erhalten gebliebenen südlichen Stückes der besagten Kreidemulde gegen Süden zu beständig abnimmt.

Bezüglich des Hervortretens der Quellen zwischen Musslau und Brünnlitz, die man nach der bedeutendsten Ortschaft in jenem Theile des Zwittawathales auch kurzweg als Quellen der Gegend von Brüsau bezeichnen könnte, sei es gestattet, jetzt noch einige specielle Bemerkungen zu machen, die mir für das allgemeine Verständniss unseres Gebietes um so weniger überflüssig erscheinen, als es sich dabei theilweise auch um die Richtigstellung, bezüglich Einschränkung gewisser von anderer Seite aufgestellter Vermuthungen handelt.

Es treten jene Quellen nämlich, gleichviel, ob sie direct im anstehenden Gestein oder sozusagen secundär in den Bach-Alluvionen sichtbar werden, im Bereiche des Pläner zutage und nicht in dem des

¹⁾ Die Verbreitung dieser letztgenannten Schichten in dem für uns in Betracht kommenden Gebiete ist im Wesentlichen auf die Umgebung der Orte Zwittau, Vierzighuben, Greifendorf und Rothmühl beschränkt, welche sozusagen im Innern dieses Gebietes liegen.

²⁾ Eine solche Wechselbeziehung zwischen dem oberirdischen Laufe der Bäche und der Strömungsrichtung des unterirdischen Grundwassers wird, wenn schon nicht durchgängig in allen Gebirgsgegenden, so doch vielfach die Regel sein.

Cenomans, welches in den voranstehenden Bemerkungen doch als der hauptsächlichste Grundwasserträger des beschriebenen Gebietes hingestellt wurde. Wenigstens wird kein kartirender Geologe im Stande sein, das Auftreten des Cenomans oberhalb Brüsau in einer die oberflächlich sichtbaren Verhältnisse darstellenden Karte anzugeben.

Unter den am Eingange dieses Aufsatzes aufgezählten Quellen ist es in der That nur die unterhalb Brüsau und Brünnlitz befindliche Quelle von Chrostau, welche der unmittelbar sichtbaren Nachbarschaft des Cenomans theilhaftig ist.

Man hat nun seitens der projectirenden Bauunternehmung jene Thatsache auch ohne Weiteres anerkannt, sobald man überhaupt auf den geologischen Unterschied zwischen Pläner und Cenoman aufmerksam geworden war. Man glaubte aber trotzdem annehmen zu dürfen, dass jene Abwesenheit des Cenoman keinem ursprünglichen Verhältniss entspreche. Man glaubte nämlich, dass die leichter beweglichen Sande des Cenoman an den Punkten des Quellenaustritts anfänglich vorhanden, aber später durch die Thätigkeit der Quellen selbst local fortgeschwemmt worden seien, was ein Nachsinken der bedeckenden Plänermasse zur Folge gehabt habe. Auf diesen Vorgang wurde dann auch die stellenweise Zerklüftung des Pläners zurückgeführt.

Zu dieser Auffassung gelangte man, wie es scheint, besonders bei den nach der ersten comissionellen Verhandlung des Projectes bei Wilkow (zwischen Chrostau und Lettowitz) vorgenommenen Versuchen. Bohrungen, die einen Theil dieser Versuche bildeten, zeigten nämlich, dass das Cenoman daselbst von der Höhe des Plateaus her gegen den Thalweg der Zwittera zu stets schwächer und schwächer wird und schliesslich nur mehr aus mit weissen Sanden durchsetzten Thonen besteht. Da nun, wie schon einigemal gesagt werden musste, in jener Gegend des Zwitterathales die ältere Unterlage der Kreide entblösst und damit eine Verbreitungs-Grenze für die letztere hergestellt wird, welche im Hinblick auf die gegen das Thal gerichtete schwache Neigung der Kreideschichten zu Austritten des betreffenden Grundwasserstromes führen muss, so lag es allerdings nahe zu vermuthen, dass nach dieser Richtung hin auch eine Abschwemmung von Material stattgefunden habe.

Gegen die erwähnten Beobachtungen und ihre Deutung will ich, soweit es sich eben um die Gegend unterhalb Brüsau handelt, nichts einwenden. Nur von einer zu weit gehenden Verallgemeinerung dieser Anschauungsweise möchte ich entschieden abrathen.

Es könnte nämlich gemäss der letzteren fast den Anschein gewinnen, als ob das Cenoman jener Gegenden grossentheils aus leicht beweglichen Schwimmsanden bestehen würde, was keineswegs der Fall ist. Die loserer sandigen Partien der fraglichen Schichtgruppe spielen im Bereich des böhmisch-mährischen Höhenzuges zumeist eine viel geringere Rolle als die festen Sandsteinbänke, zu denen beispielsweise der zu Mühlsteinen verarbeitete Quader von Blösdorf bei Mährisch-Trübau und der für monumentale Zwecke verwendbare Sandstein von Moletein gehören, Gesteinsbänke, die für die zerstörende Thätigkeit des Wassers oft viel weniger angreifbar sind als der das Cenoman bedeckende Pläner. Auch würden, wenn die im Cenoman stattfindende Wasser-

circulation durch Quellen so zerstörend auf diese Unterlage des Pläners wirken würde, die Fälle weniger häufig sein, in denen gerade umgekehrt der bedeckende Pläner zerstört, das Cenoman aber erhalten geblieben ist. Für die Umrandungen der verschiedenen Kreidepartien, die aus den beiden Gliedern Cenoman und Pläner bestehen, bilden diese Fälle in ganz eminenter Weise sogar die Regel und auch die früher bereits kurz erwähnten Beispiele, denen zufolge bei gewissen isolirten Kreidelappen das Cenoman ausschliesslich übrig geblieben und der Pläner ganz beseitigt erscheint, sprechen nicht dafür, dass die im Laufe der geologischen Zeiten vor sich gegangene Zerstörung der Kreide zuerst deren Basis betroffen habe. Andererseits ist zu berücksichtigen, dass an gewissen theilweise bereits oben erwähnten Punkten, wie in der Gegend östlich von Landskron, jede Spur des Cenomans zwischen dem dortigen älteren Gebirge und dem davon deutlich wegfallenden Pläner fehlt, obwohl Quellen, welche eine Auswaschung der cenomanen Sande hätten bewirken können, im Hinblick auf die erwähnten Schichtenneigungen an jener Formationsgrenze begreiflicherweise kaum vorkommen. Die Abwesenheit des Cenomans kann also in diesem Falle gewiss nicht der Ursache zugeschrieben werden, die man sich im Zwitterwathale als wirksam gedacht hat.

So erscheint es mir daher noch immer am natürlichsten, die Verschiedenheiten in der Mächtigkeit des mährisch-böhmischen Cenoman und die damit zusammenhängende und bis zum localen völligen Verschwinden der ganzen Ablagerung vorgeschrittene Einschrumpfung der letzteren für ein im Wesentlichen ursprüngliches Verhältniss anzusehen, welches schon vor dem Absatz des Pläners bestand und seinen Grund in dem litoralen Charakter der betreffenden Ablagerung findet. Dieser litorale Typus spricht sich ja auch in den bisweilen schon nach kürzeren Entfernungen eintretenden faciiellen Verschiedenheiten dieses Cenomans aus, über welche an dieser Stelle zu sprechen indessen zu weit führen würde.

Ich gehe bei dieser Betrachtung von der Ansicht aus, dass in derartigen Fragen die Entscheidung weniger abhängt von vereinzelt localen Beobachtungen, namentlich wenn dieselben für allgemeine Folgerungen nicht von völlig zwingender Natur sind, als von der Gesamtheit der auf den Gegenstand bezüglichen Erfahrungen.

Was nun aber die Nutzanwendung des Gesagten auf die Quellen der Gegend von Brünsau anlangt, so ergiebt sich, dass die blosse Existenz dieser Quellen die unmittelbare heutige (oder, im Falle seiner Auswaschung, ehemalige) Nachbarschaft des cenomanen Grundwasserträgers im Höhengiveau dieser Quellen nicht zur absolut nothwendigen Voraussetzung hat, so grosse Stücke man auch mit Recht auf diesen Grundwasserträger halten mag. Da man nun doch thatsächlich, wie schon früher bemerkt, oberhalb der Station Brünsau von cenomanen Bildungen im Zwitterwathale nichts mehr sieht, müsste man auch im Sinne der hier nicht durchwegs zustimmend erörterten (wenn auch nicht a limine abgelehnten) Hypothese von der im Vergleich zum Pläner vorzugsweisen Auswaschung des Cenoman annehmen, dass diese unterirdische Auswaschung sich thalaufwärts wenigstens bis zu den Musslauer Quellen erstreckt habe, die doch circa 5 Kilometer vom Brünsauer Bahnhofe

entfernt sind. Das würde eine ziemlich starke Inanspruchnahme der von jener Hypothese als wirksam gedachten Kräfte bedeuten.

Thalaufwärts von dem genannten Bahnhofe nehmen im Allgemeinen, je weiter man nach Norden kommt, desto jüngere Schichten des unteren turonen Pläners an der Zusammensetzung der Thalwände theil, bis die letzteren dann jenseits Musslau bei Greifendorf von den noch jüngeren Callianassenschichten gebildet werden. Da nun auch der Thalboden selbst nach dieser Richtung nicht so unmerklich ansteigt, ist es schwer denkbar, dass die oberhalb Brüsau auftretenden Quellen ihrem Niveau nach dem Cenoman direct angehören, welches im Falle seines Vorkommens in jener Region hypsometrisch viel tiefer als der betreffende Thalboden liegen müsste. Das wurde augenscheinlich ganz übersehen.

Es mag ja sein, dass diejenigen Recht haben, welche wenigstens betreffs der sogenannten Bahnhofsquellen von Brüsau an eine Unterwaschung des Pläners und an ein dadurch bedingtes Ueberschieben desselben über das darunter vorausgesetzte Cenoman denken, dem diese Quellen demnach eigentlich angehören sollen, und ich will an dieser Stelle darüber nicht rechten; für die höher gelegenen Quellen von Musslau, Wiesen und Hinterwasser jedoch scheint es mir nach dem Gesagten unmöglich, eine derartige Hypothese ohne Einschränkung zuzulassen. Da muss vielmehr der oben bereits als theoretisch möglich hingestellte Fall eines mehr oder minder directen Austrittes aus den tieferen Lagen des Pläners als zweifellos eingetreten angenommen werden. Das heisst, um Missverständnisse zu vermeiden, soviel, als dass auch die im Thale selbst aus dem sogenannten Quartär hervorkommenden Wassermengen zunächst eben aus dem Pläner in dieses Quartär gelangen.

Es soll damit keineswegs gesagt sein, dass das Cenoman gerade an den genannten Punkten in der Tiefe gänzlich fehlt, obschon das theilweise wenigstens für kürzere Strecken nicht ausser dem Bereich der Möglichkeit liegt, es soll demnach auch keineswegs angenommen werden, dass der Austritt jener Quellen die unmittelbare unterirdische Nähe des Grundgebirges, z. B. des Hornblendeschiefers anzeige, wohl aber dürfte das dortige, unter der Terrainoberfläche verborgene Cenoman, gleichviel, ob nun seine Mächtigkeit daselbst mehr oder weniger reducirt ist, nicht im Stande sein, den von den Seitenflügeln der Kreidemulde herabkommenden Wasserzufluss vollständig aufzunehmen. Der bewusste Recipient, den die cenomanen Sande und Sandsteine darstellen, muss unter solchen Umständen gegen die Tiefe der Thalfurche zu zum Ueberlaufen disponiren ¹⁾.

¹⁾ Diese Discussion der Vorstellungen, die sich auf die angebliche Wegspülung des Cenoman durch Quellen beziehen, wurde in dem der Stadt Brünn übermittelten Gutachten weniger eingehend durchgeführt als hier, da es für den nächsten Zweck jenes Gutachtens nicht erforderlich schien, sich in weitgehende akademische Erörterungen einzulassen; die Hervorhebung der wesentlichen, dabei in Betracht kommenden Gesichtspunkte konnte da genügen. Kein praktisches Intercesse schien mir die genauere Erörterung der betreffenden Meinungsungleichheiten umso weniger zu besitzen, als über die Thatsache des Auftretens jener Quellen im engeren Bereiche des Pläners an und für sich kein Zweifel bestand oder bestehen konnte und nur die geologische Auffassung der Ursache dieser Erscheinung eine etwas verschiedene war.

Da aber der Pläner, wie gezeigt wurde, eine durchlässige Bildung ist, so muss er unter dazu zwingenden hydrostatischen Verhältnissen den Eintritt des Wassers von seiner geologischen Unterlage her gerade so gestatten wie von seiner Oberfläche aus, und das auf diese Weise dem Pläner übermittelte Wasser, welches sich mit dem direct aus den zunächst benachbarten Plänerbergen der Zwitterawafurche zustrebenden Wasser vereinigt, muss sich in Form von Quellen Luft machen, welche aus eben diesen Plänerschichten entspringen.

Weil nun der Pläner, wie früher ebenfalls bereits gezeigt wurde, in einem gewissen leichten Grade auch zur Hervorbringung von Karsterscheinungen geneigt ist, so erklärt sich wohl die überaus grosse Mächtigkeit einzelner der hier in Frage kommenden Quellen. Solche Quellen nämlich, welche wie die von Hinterwasser unmittelbar nach ihrer Entstehung schon eine Mühle zu treiben vermögen, kommen in der Regel nur in den zur Verkarstung geneigten Kalkgebirgen vor, welche ein unterirdisches Ansammeln des Wassers in grösseren Corridoren vor seinem Austritt gestatten¹⁾ und welche dadurch bisweilen in der reichlicheren Ausstattung der tieferen Regionen mit Wasser eine Art von Compensation für die Wasserarmuth bieten, an welcher die höheren Partien jener Gebirge zu leiden pflegen. Die eigenste Beschaffenheit jener Quellen spricht also dafür, dass wir in ihnen keine directen, sondern nur indirecte Ausflüsse aus dem cenomanen Grundwasser vor uns haben.

Damit wäre mit besonderer Rücksicht auf hydrologische Verhältnisse die allgemeine Schilderung des Terrains erledigt, aus welchem nach den neuerdings in den Vordergrund getretenen Ansichten die Wasserversorgung Brünns bewirkt, bezüglich vervollständigt werden soll.

Jedenfalls war es im Princip ein höchst verdienstlicher und beachtenswerther Gedanke des Herrn Professors Makowsky, als er, wie oben mitgetheilt, schon vor einigen Jahren die Aufmerksamkeit auf dieses Terrain lenkte, nachdem er die Schwierigkeit, aus anderen, näher an Brünn gelegenen Gebieten geeignetes Wasser zu beschaffen zur Genüge dargethan hatte. Ob man dabei in erster Linie an Quellen oder an das die Quellen speisende Grundwasser und dessen Träger dachte, bleibt von diesem rein principiellen Standpunkte aus gleichgiltig. Da handelte es sich nur darum, auf eine Region hinzuweisen, in welcher geeignetes Wasser gesucht und gefunden werden konnte.

Der ursprüngliche Gedanke des Professors Makowsky, wie er ihn in der bereits erwähnten gedruckten Denkschrift näher ausführte, war aber nicht blos principiell, sondern auch bezüglich mancher Einzelheiten bedeutungsvoll. Aus den von dem Genannten gelieferten

¹⁾ Die etwas höhere Temperatur der Hinterwasserquellen (vergl. die früher darüber gemachten Angaben) ist möglicherweise auch ein Beweis dafür, dass ihr oberflächliches Erscheinen noch weniger als bei den übrigen Bräusauer Quellen mit dem ganz unmittelbaren Hervortreten dieser Wassermassen aus dem geschlossenen Gesteine zusammenfällt. Vielleicht machen sich da Einflüsse einer etwas höheren Lufttemperatur in den supponirten unterirdischen Hohlräumen geltend. Doch würden wohl zahlreiche Messungen der Quelltemperaturen zu sehr verschiedenen Jahreszeiten und ein entsprechender Vergleich mit gewissen Einzelheiten der in Betracht kommenden meteorologischen Verhältnisse erforderlich sein, bevor da weitergehende Folgerungen gezogen werden dürften.

Angaben lässt sich berechnen, dass die daselbst bezüglich ihrer Er giebigkeit untersuchten Quellen des Brüsaues Gebietes im Durch schnitte ein Tagesquantum von etwa 45.000 m^3 Wasser zu liefern vermöchten, wobei die reichen Quellen bei Wiesen (Petermühlquellen) noch gar nicht eingerechnet sind. Unter Berücksichtigung dieses letzteren Umstandes wird man von der Wahrheit nicht viel abweichen, wenn man die durchschnittliche Lieferungs capacität der Quellen um Brüsaue auf rund 60.000 m^3 täglich schätzt¹⁾. Das ist jedenfalls viel mehr, als für die Wasserversorgung Brünns in absehbarer Zeit nöthig wäre, und das Quantum, welches nach dem Makowsky'schen Projecte für jenen Zweck ausreichend befunden wurde, 3200 m^3 , repräsentirte von jenem Reichthum nur einen geringen Bruchtheil, weshalb auch nur die sogenannten Bahnhofsquellen für das Project in Betracht gezogen wurden. Zur weiteren Illustration der Reichhaltigkeit der Quellen zwischen Musslau und Chrostau mag auch der Hinweis auf die Thatsache dienen, dass ihre gesammelte Wassermenge nach den für solche Rechnungen üblichen Voraussetzungen und in Berücksichtigung der in jenen Gegenden fallenden Niederschlagsmengen mindestens zwei Fünftel des Wasserquantums ausmacht, welches im Flussgebiete der Zwittawa oberhalb Lettowitz für die Speisung von Quellen der Natur jährlich überhaupt zur Verfügung steht. Bei dieser Schätzung ist der Flächeninhalt jenes Flussgebietes nach einer allerdings nur rohen Bemessung auf etwa 250 $\square km$ veranschlagt worden²⁾. Dass auch die Qualität des Wassers jener Quellen eine sehr gute ist, geht ebenfalls aus den darüber von Professor Makowsky gemachten und weiter oben schon mitgetheilten Angaben hervor.

Bedenken betrefis der Quantität oder der Qualität des Wassers der betreffenden Quellen können es also nicht gewesen sein, welche bei dem neuen Projecte des Herrn Baron Schwarz dazu geführt haben, jene Quellen für die Wasserversorgung Brünns vorläufig in zweite Linie zu stellen. Vielmehr dürften es hauptsächlich juristische Gesichtspunkte und der bereits früher erwähnte Wunsch nach möglichster Vermeidung wasserrechtlicher Streitigkeiten gewesen sein, welche es wünschenswerth erscheinen liessen, diese Wasserversorgung von jenen Quellen thunlichst unabhängig zu machen.

So entstand die Idee, den Wasserbedarf Brünns aus einem Grundwasserträger ganz oder theilweise zu decken, und diese Idee wurde überdies durch einige andere Erwägungen unterstützt. Vor Allem stellt ein solches Grundwasser einen constanteren Factor vor, als eine

¹⁾ Diese Annahme, welche absichtlich sehr vorsichtig gemacht wurde, ist nach den neuesten Erfahrungen wohl noch zu niedrig gegriffen, da die Musslauer Quellen, bei welchen Makowsky in seiner Denkschrift die maximale Mächtigkeit auf 300 Secundenliter annahm, nach ganz neuerlichen Messungen in diesem Frühjahr sogar 420 Liter per Secunde lieferten. Die minimale Mächtigkeit derselben Quellen hatte Makowsky mit 175 Secundenliter beziffert, was allerdings auf starke Schwankungen des betreffenden Wasserzuffusses deuten würde.

²⁾ Für diese Schätzung können die späteren, das betreffende Princip genauer erläuternden Hinweise verglichen werden, welche sich auf die Abschätzung des jährlichen Grundwasserzuffusses in der Kreidezunge von Meseritschko beziehen werden. Im Sinne dieser Abschätzung würde der betreffende Zuffuss jährlich 200.000 m^3 Wasser per $\square km$ betragen.

in ihren Wassermengen veränderliche Quelle; es spielt die Rolle eines Reservoirs, welches einen Ausgleich der durch die wechselnde Stärke des Wasserzufflusses bedingten Ungleichheiten gestattet. Bei der Inanspruchnahme der Gesamtheit oder doch eines grossen Theiles der Bräusauer Quellen wäre zwar, wie aus dem vorher Gesagten erhellt, die Rücksicht auf einen solchen Ausgleich unnöthig; da sich aber die Wasserversorgung doch nur mit einer oder der anderen jener Quellen behelfen würde, so fällt der angedeutete Gesichtspunkt immerhin ins Gewicht. Ausserdem ermöglicht die Heranziehung des Grundwassers in gewissen Fällen, die gerade in der fraglichen Gegend eintreten, den Gewinn einer merklichen Höhendifferenz gegenüber den in Betracht kommenden Quellen, was für den bei einer Gravitations-Wasserleitung gewünschten Druck nicht zu unterschätzen ist. Gerade darauf konnte weiter oben schon hingewiesen werden.

Endlich wird die Qualität des Grundwassers, welches im gegebenen Falle vom Cenoman getragen wird, im Allgemeinen gewiss nicht schlechter, sondern vielmehr mindestens ebensogut sein, als die von Quellen, welche vor ihrem Austritt den Pläner oder den Plänerschutt passiren und die daher (namentlich im letzteren Falle) dem Zutritt oberflächlicher Sickerwässer ausgesetzt sind ¹⁾.

Da das Cenoman ganz local auch Eisenerze führt ²⁾, ist es zwar nicht ausgeschlossen, dass man bei den vorzunehmenden Aufschlüssen in dieser Formation zufällig einmal auf eine Stelle trifft, an welcher das betreffende Grundwasser etwas eisenhaltiger erscheint, als vielleicht gewünscht wird. Solche Stellen werden indessen im Grossen keine Rolle spielen und die Ausschaltung der betreffenden Wässer aus dem der Leitung zuzuführenden Wasser wird voraussichtlich keine Schwierigkeit verursachen.

In der Regel liefern die dem Cenoman direct entspringenden Quellen, wie z. B. das Silberwasser oberhalb Porstendorf oder die Quellen unter dem Schönhengst, ein geradezu ausgezeichnetes Wasser, worauf hier nochmals hingewiesen werden soll. Folglich ist auch die Beschaffenheit des in den cenomanen Schichten circulirenden Grundwassers ebenso allgemein als eine vortreffliche voranzusetzen ³⁾.

¹⁾ Um Missverständnisse zu vermeiden sei übrigens bemerkt, dass speciell bei den Bräusauer Quellen diese Sickerwässer nicht bedenklich erscheinen, insofern daselbst besondere Ursachen der Verunreinigung des Bodens fehlen.

²⁾ Das ist z. B. ganz in der Nähe von Lettowitz bei der kleinen isolirten Scholle von Havirna der Fall, wo sogar ein Abbau derartiger Erze besteht.

³⁾ Hier mag auch der Ort sein, mit einer allerdings nur ad usum Delphini gemachten Bemerkung der irrthümlichen Vorstellung entgegen zu treten, die sich bei manchen Personen an den Ausdruck Grundwasser knüpft. Namentlich Bewohner breiter, von Flüssen durchzogener Thalböden verstehen unter Grundwasser bisweilen das in den Alluvionen die Flüsse seitlich begleitende Wasser, welches insoweit es von den Flüssen selbst herrührt, aber richtiger als Sehwasser bezeichnet wird (vergl. z. B. Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde, Leipzig 1884, pag. 244). Die Folge dieser Ungenauigkeit des Sprachgebrauches ist, dass Mancher, wenn er von der Wasserversorgung einer Stadt durch Grundwasser hört, mit einem gewissen Schaudern an zweifelhaftes, im Untergrund eines Gebietes eingesickertes und wenig filtrirtes Flusswasser denkt. Derartige Bedenken konnte man denn auch bezüglich der in Rede stehenden Angelegenheit vernehmen. Dem gegenüber sei also ausdrücklich nochmals betont, dass man unter Grundwasser vor Allem das in den Klüften und Poren der Gesteine circulirende oder angesammelte Wasser

Ich selbst habe daher schon im Jahre 1896, als Herr Baron Julius v. Schwarz als der derzeitige Chef der Carl Schwarz'schen Bauunternehmung einmal die geologische Reichsanstalt besuchte, um Einsicht in die geologische Aufnahme des Blattes Bräusau—Gewitsch zu nehmen, das dortige Cenoman als einen vorzüglichen Grundwasserträger empfohlen, indem ich dabei auf die petrographischen Verschiedenheiten der tieferen und höheren Kreidehorizonte in jener Gegend hinwies und die Bedeutung dieser Thatsachen für die betreffenden Wasserverhältnisse hervorhob. Ich sehe nun mit Vergnügen, dass in dieser Beziehung unter den seither in der vorliegenden Angelegenheit zum Wort gelangten Experten volle Einigkeit herrscht. Nicht allein Baron Schwarz nämlich, der auf jenes Grundwasser bei seinem Plane reflectirte, sondern auch Professor Makowsky, der diesen Plan zuerst zur geologischen Aeusserung vorgelegt erhielt und der dabei die Vorzüge des betreffenden Wassers, wie des cenomanen Grundwasserträgers überhaupt anerkannte, stimmen mit meiner Auffassung hier durchaus überein. Doch bemerke ich, dass mir, als ich zuerst in meinem Gespräch mit Herrn Baron Schwarz auf das Cenoman und seine Wasserführung hinwies, die Einzelheiten des betreffenden, erst später genauer ausgearbeiteten Projectes, wie namentlich die Höhe der für Brünne geforderten Wassermengen noch nicht bekannt waren.

Die Bauunternehmung des Herrn Baron v. Schwarz hat nun vorgeschlagen, das Grundwasser des Cenoman zunächst aus dem zwischen der Zwittawa und der Křetinka gelegenen Zipfel der Kreideformation zu entnehmen, wo sich die Angriffspunkte für eine solche Entnahme angenehmerweise noch auf mährischem Gebiet finden lassen. Die genannte Unternehmung hat auch bereits die Principien der technischen Modalitäten dieser Entnahme auseinandergesetzt.

Auf eine Discussion dieses letzten Punktes kann ich mich hier begrifflicherweise nicht einlassen, weil dies nicht in mein Fach schlagen würde. Man kann indessen voraussetzen, dass eine in dergleichen Dingen so erfahrene Unternehmung, wie die genannte, sicherlich die besten Mittel anwenden wird, um zu dem gewünschten Ziele zu gelangen, und dass sie auch die Schwierigkeiten überwinden wird, welche in der projectirten Anlage längerer Stollen in einem vielfach losen Material begründet sind. Es ist da wohl erlaubt, darauf hinzuweisen, dass in dem mährischen Cenoman vielfach Bergbau bestanden hat oder noch besteht, der ja zum Theil mit ähnlichen Schwierigkeiten sich abfinden musste und dem ausserdem noch die Bewältigung des Wassers als Last auferlag, welche hier den Zweck und Nutzen der vorzunehmenden Arbeit ausmacht.

Während also die rein technische Seite der Angelegenheit bei dieser speciell geologischen Auseinandersetzung nicht näher beachtet zu werden braucht, ist es andererseits geboten, sich die Frage vorzulegen, welchen Effect die vorgeschlagene Procedur im Bereich des oben erwähnten Gebirgsstückes zum Vortheil des geplanten Unter-

verstehet, dem die Quellen ihr Entstehen verdanken, dass also die vorzügliche Beschaffenheit gewisser Quellen einen Rückschluss auf das Grundwasser gestattet, dessen oberflächlicher Abfluss gerade diese Quellen sind.

nehmens haben könnte und ob mit den zunächst in Aussicht genommenen Massregeln der beabsichtigte Zweck voll oder nur theilweise erreicht werden kann.

Dieser Zweck ist, der Stadt Brünn vorläufig ein Quantum guten Wassers von 8000 m^3 täglich zuzuführen, welches Quantum nach den mir vorliegenden Berichten für die nächste Zeit dem Bedarf der Bewohner genügen würde. Da jedoch eine Vergrößerung der Stadt und ihrer Bewohnerzahl in der Zukunft zu erwarten ist, so wird beabsichtigt, die Leitung so zu dimensioniren, dass dieselbe 20.000 m^3 Wasser täglich zu befördern im Stande wäre. Es ist ja auch zweifellos richtig, dass eine Wasserleitung stets mit einiger Voraussicht für die Zukunft gebaut werden soll. Dabei soll aber gemäss den dem Project beigegebenen Ausführungen die bereits bestehende Wasserleitung von Brünn (nämlich die Schreibwald-Leitung) insbesondere für den Bedarf der Industrie erhalten bleiben, was ich, wie ich vorgreifend bemerke, durchaus billige.

Das erwähnte Quantum von 20.000 m^3 scheint enorm zu sein, wenn man es mit dem von 3200 m^3 vergleicht, die noch vor einigen Jahren als ausreichend galten, und es erscheint bei einer Stadt, die heute circa 100.000 Einwohner zählt, auch dann noch sehr bedeutend, wenn man es mit den Anforderungen vergleicht, welche noch vor etlichen Jahrzehnten an die Wasserversorgung gewisser Grossstädte gestellt wurden. Aus dem bekannten Bericht der Wasserversorgungs-Commission von Wien (gedruckt im Jahre 1864) ist zu ersehen (vergl. S. 10 dieses Berichtes), dass amtliche Autoritäten noch im Jahre 1860 in Paris die Menge von 180.000 m^3 für eine Bevölkerung von $1\frac{1}{2}$ Millionen Seelen „für lange Zeit hinaus als eine excessive“ ansahen, und auf ungefähr die Hälfte dieser Menge (rund 90.000 m^3) schätzte die erwähnte Commission den Bedarf für Wien unter Zugrundelegung einer Bevölkerungsziffer von 1 Million Seelen. Dabei war aber nicht nur an die Bedürfnisse der Hauswirthschaft, sondern auch an das Wasser für die Bespritzung der Strassen und Gärten, für Bäder und sogar für die Industrie gedacht. Andererseits haben die Erfahrungen der letzten Zeit gelehrt, dass der Wasserbedarf, oder vielleicht besser gesagt, der Wasserverbrauch seitens der Bevölkerung von Städten sich mehr und mehr steigert, namentlich wenn durch eine moderne Wasserleitung die Zugänglichkeit des Wassers für Jedermann grösser wird, wo dann allerdings auch die Wasservergeudung eine nicht unwesentliche Rolle spielt. So liest man z. B. heute, dass in Odessa, welches gegenwärtig angeblich 380.000 Einwohner zählen soll, das dortige Wasserwerk mit einer Leistungsfähigkeit von 34.000 m^3 nicht mehr genügt, oder dass eine relativ nicht bedeutende Stadt wie Rustschuk (mit ca. 30.000 Seelen) das Verlangen nach einer Trinkwasserleitung ausspricht, welche 6000 bis 10.000 m^3 täglich liefern soll¹⁾. Es mögen deshalb die heute für Brünn geforderten Quantitäten zwar

¹⁾ Diese letzteren Angaben sind der allgemeinen österreichischen Chemiker- und Techniker-Zeitung Nr. 5 (Wien, 1. März 1897) entnommen. Bezüglich Odessas ist dabei allerdings zu berücksichtigen, dass in dem dortigen Bedarf das Industrie-wasser inbegriffen sein dürfte, ebenso wie das nicht unbedeutende Quantum, welches für die Versorgung der den Hafen verlassenden Schiffe gebraucht wird.

hoch, sogar sehr hoch, aber doch in Rücksicht auf die Zukunft keineswegs exorbitant hoch bemessen worden sein.

Die Frage der Deckung eines grossen Erfordernisses ist aber natürlich schwieriger zu lösen, als die eines bescheideneren Bedarfes.

Dass nun die geforderte Quantität aus dem Kreidegebiet der Gegend nördlich von Lettowitz überhaupt, und zwar reichlich geliefert werden kann, ist nach Allem, was vorher gesagt wurde, unzweifelhaft, wenn wir dieses Gebiet in seiner weiteren Ausdehnung auffassen. Wie weit jedoch die gewünschte Menge bei localer Beschränkung der Angriffspunkte gewonnen werden kann, ohne auf gewisse Schwierigkeiten zu stossen, muss noch einer Erörterung unterzogen werden.

Es wird sich wohl Niemand der Illusion hingeben, dass man mit einigen Eingriffen in die das Grundwasser führenden Ablagerungen im Stande sei, die ganze Masse des Grundwassers herbeizuziehen, welche in dem mährisch-böhmischen Kreidegebiet (soweit es eine zusammenhängende Masse bildet) aufgestapelt ist. Es wird auch Niemand im Ernste glauben, dass dies wenigstens für den in Betracht kommenden Theil des Zwitteraflussgebietes zwischen Zwitterau und Lettowitz möglich sei. An jedem einzelnen Punkte wird durch einen solchen Eingriff, wie er in der Anlage von Wasserstollen und Heberbrunnen besteht, eben immer nur ein Theil jener ganzen Grundwassermasse zum Vorschein gebracht werden können. Wenn man also für solche Stollenbauten, wie das die Bauunternehmung vorschlug, zunächst den südlichsten, zwischen der Křetinka und der Zwitterau gelegenen Zipfel der Kreideformation ins Auge fasst und das Grundwasser dieses Gebietes durch einige entsprechende Anlagen, z. B. bei Wlkow und bei Lazinow, anzapfen will, so ergibt sich die Frage, auf welche Wassermengen man in diesem speciellen Falle für die Entnahme zu rechnen hat.

Sehen wir da vor Allem zu, welche Ausdehnung man dem betreffenden Gebiete in Rücksicht auf seine grössere oder geringere Unabhängigkeit von der Wasserführung der benachbarten Landstriche zuerkennen darf.

Es handelt sich hier, näher gesagt, um das Terrainstück, welches im Osten von der Zwitterau zwischen Brünnlitz und Meseritschko, im Südwesten von der Křetinka zwischen Bogenau und Meseritschko, im Westen durch das Thal von Heinzendorf und Bogenau und im Norden durch das Bielauer Thal zwischen Neu-Bielau und Brünnlitz begrenzt wird und welches nur im äussersten Nordwesten zwischen Neu-Bielau und Heinzendorf mit der breiten Masse des grossen Kreideplateaus ohne merkliche in den Oberflächenverhältnissen begründete Scheidung zusammenhängt. Ich will in dem Folgenden der Kürze wegen dieses Terrainstück als die Kreidezunge von Meseritschko bezeichnen, da Meseritschko der Lettowitz nächstgelegene, südlichste Punkt dieser Zunge ist. Zunächst jedoch mag es angezeigt sein, die vorgeschlagene Begrenzung dieses Gebietstheiles in Rücksicht auf die Selbstständigkeit seiner Grundwassercirculation mit einigen Worten näher zu motiviren.

Da das Křetinkathal ohnehin (und zwar weit über die mährische Grenze bei Bogenau hinaus) eine der natürlichen Grenzen des ganzen grossen Kreideplateaus bildet, so ist es von vornherein klar, dass ein

Aufschluss im Cenoman, der bei Lazinow oder bei Porič, oder bei Bogenau gemacht werden würde, von der anderen Seite des Thales, wo sich nur gegen Kunstadt hin eine gänzlich isolirte Kreidepartie befindet, kein Wasser erhalten kann. Aehnliches gilt aber in ebenso selbstverständlicher Weise auch bezüglich der Ostgrenze der in Rede stehenden Kreidezunge, da sich das Zwitterathal unterhalb Brünnlitz, wie früher schon einmal hervorgehoben wurde, bereits in die ältere Unterlage der Kreide einschneidet. Die dort hervortretenden Hornblendeschiefer nebst einigen anderen mit denselben verbundenen, älteren Gesteinen unterbrechen in jedem Falle den Zusammenhang der Kreideschichten der Zunge von Meseritschko mit der Kreidepartie, die auf der anderen Seite des Thales bei Rossrain und Mährisch-Chrostau als gesonderter Ausläufer des grossen Kreideplateaus aufzufassen ist. Ein Wasseraufschluss im Cenoman bei Wilkow oder an einem anderen Punkte des westlichen Zwitterathales unterhalb Brünnlitz kann also auf Zuflüsse von Rossrain herüber nicht berechnet sein. Da aber auch oberhalb Brünnlitz, wo die Kreide in ihrem Zusammenhange durch eine Entblössung der Hornblendeschiefer nicht mehr unterbrochen erscheint, die Zwitterawa eine Tiefenlinie vorstellt, der das Wasser von beiden Seiten zuströmt, um dort einen Ausweg zu suchen und auch theilweise zu finden, so entfällt für unsere Betrachtung von vornherein überhaupt die ganze östliche Hälfte der bewussten Kreidetafel, und jede Aussicht, durch irgend welche Arbeiten im Bereich der Kreidezunge von Meseritschko von der Ostseite der Zwitterawa herüber auch nur einen Tropfen Wasser zu erhalten, wird hinfällig.

Mit dem westlichen Theil der grossen Kreidetafel hängt nun allerdings unsere Kreidezunge von Meseritschko in der Gegend zwischen Bogenau, Bielau und Brünnlitz direct und ohne geologische Unterbrechung zusammen. Da nun eine schwache Abdachung der grossen Kreidetafel nach Süden angenommen werden darf, so könnte es scheinen, als ob man durch Anzapfung des Grundwassers in der besagten Zunge wenigstens einen grossen Theil der Wassermengen herbeiziehen könnte, welche dem ganzen, westlich der Zwitterawa sich ausbreitenden Kreideplateau angehören. Das ist aber trotzdem nicht anzunehmen.

Im Sinne der schon früher gemachten Bemerkung, wonach in der fraglichen Gegend die unterirdischen Grundwasserströme den an der Oberfläche sichtbaren Wasserläufen zumeist annähernd correspondiren dürften, entsprechen auch das Thal von Heinzendorf—Bogenau und namentlich das tiefer eingeschnittene Thal von Bielau solchen Grundwasserströmen, welche sich gegen die Křetinka, beziehungsweise gegen die Zwitterawa bewegen, nicht aber gegen Meseritschko hin, und dadurch wird die Kreidezunge von Meseritschko bezüglich ihrer Grundwassermengen wenn nicht völlig, so doch in hohem Grade isolirt. Damit ist andererseits aber auch die Berechtigung der Grenzen erwiesen, welche wir diesem Gebietstheil zuerkennen haben.

Es handelt sich also jetzt nur mehr darum zu ermitteln, welche Wassermengen speciell in dieser Zunge dem Ingenieur zur Verfügung stehen.

Diese Wassermengen hängen, abgesehen von dem Flächeninhalt des betreffenden Gebietes, selbstverständlich von der Summe der jähr-

lich daselbst fallenden Niederschläge ab, und in dieser Beziehung macht es sich unangenehm geltend, dass mit Ausnahme der umgebenden höheren Gebirge Mähren und Böhmen im Allgemeinen zu den weniger stark benetzten Gegenden Europas gehören, insofern sie mit 50 bis 60 *cm* jährlichen Niederschlages ombrometrisch so ziemlich auf eine Linie mit dem ungarischen Tieflande zu stehen kommen. Von einem Vergleich etwa mit den in dieser Richtung weitaus günstiger situirten alpinen Gebieten, wo der jährliche Regen- oder Schneefall stellenweise einer Wasserschicht von 200 *cm* und darüber entspricht, kann hier leider nicht die Rede sein.

In seinen an das Project des Baron Schwarz anknüpfenden Aeusserungen hat Professor Makowsky nach den Berichten der meteorologischen Commission des Brünner naturforschenden Vereines die wichtigsten Daten über die uns in dem vorliegenden Falle interessirenden Niederschläge bereits zusammengestellt. Danach beträgt die betreffende Summe für Lettowitz 510 *mm*, also nur wenig mehr als in Brünn selbst, für das in der Regel eine Ziffer von 500 *mm* angegeben wird. In Vierzighuben bei Zwittau, das ist die Zwittawa aufwärts, steigt der Niederschlag auf 542 *mm* und in Bistrau, einer kleinen, dem fraglichen Gebiete sehr benachbarten Stadt, im Quellgebiet der Křetinka wurde derselbe mit 625 *mm* ermittelt, was eben wieder mit der etwas reichlicheren Benetzung der zu grösserer Höhe ansteigenden Landstriche zusammenhängt.

Nach einer ungefähren Schätzung hat nun das nach den oben angedeuteten Einschränkungen in Betracht bleibende Terrainstück (nämlich die Kreidezunge von Meseritschko) einen Flächeninhalt von etwas über 30 *km*². Nimmt man nun auf Grund der soeben mitgetheilten meteorologischen Angaben die jährliche Niederschlagsmenge zu $\frac{1}{2}$ *m* Höhe (in runder Zahl) an, so ergibt das für das besprochene Terrain einen Gesamt-Niederschlag von 15 Millionen *m*³ jährlich. Berücksichtigt man ferner, dass nach den für dergleichen Fälle geltenden allgemeinen Annahmen von den Niederschlägen in unseren Gegenden nur etwa ein Drittel dem Boden verbleibt und dem Grundwasser, beziehentlich den Quellen zugute kommt, während der Rest durch directen oberirdischen Ablauf und durch Verdunstung verloren geht, so blieben nur 5 Millionen *m*³ jährlichen Zuschusses für das abzubauen Grundwasser übrig. Es ist allerdings wahrscheinlich, dass diese Menge in dem gegebenen Falle etwas zu niedrig taxirt ist. Erstens erweisen die meteorologischen Ausweise, dass die Niederschlagshöhe, die in Lettowitz allerdings wenig über $\frac{1}{2}$ *m* beträgt, gegen Zwittau wie gegen Bistrau zu nicht unbeträchtlich ansteigt, was dem in Rede stehenden Terrainstück zweifellos zugute kommt. Zweitens ist aber nicht ausser Acht zu lassen, dass der Pläner, welcher zunächst an der Oberfläche dieses Terrains die Niederschläge auffängt, ein, wie schon öfter bemerkt, sehr durchlässiges Gestein ist und deshalb grössere Wassermengen einsickern lässt, als sehr viele andere Gesteine. Wir können deshalb den oben mit 5 Millionen berechneten Wasserzuschuss vielleicht ohne wesentlichen Fehler auf 6 Millionen *m*³ jährlich erhöhen; eine weitergehende Annahme erscheint mir jedoch unzulässig.

Nun ist klar, dass es unmöglich ist, mit einigen Stollen die Gesamtheit dieses Quantums aus einem Gebiet von 30 km^2 zu gewinnen. Aus dem doch nicht hermetisch verschliessbaren Reservoir, welches von dem Cenoman dieser Region dargestellt wird, wird sich das Wasser immer noch andere Auswege ausserhalb jener Wasserstollen offen halten, und nicht alle, sondern höchstens einige Quellen des betreffenden Gebietes würden nach Abschluss der in Aussicht genommenen Arbeiten versiegen, bezüglich eine sehr namhafte Abnahme zeigen, wie denn ein solches Versiegen ja auch aus anderen Gründen nicht einmal wünschenswerth wäre. Man wird nämlich die von jenen Quellen abhängigen Ortschaften doch nicht gern gänzlich auf's Trockene setzen wollen.

Auch wäre, wie ich hier beifügen will, vielleicht noch zu bedenken, dass ja die unterirdischen Grundwasserströme im Cenoman keineswegs ein völlig frei fliessendes Wasser vorstellen, dessen Zufluss nach einigen bestimmten Punkten hin durch stärkere Wasserentnahme daselbst beliebig, d. h. dem Bedarf entsprechend, beschleunigt werden könnte. Solch ein Grundwasserstrom ist jedenfalls in der Regel nur in langsamer Bewegung und so zu sagen einer zähflüssigen Masse vergleichbar; die Drainage eines grösseren, in der projectirten Weise durch Stollen angezapften Gebietes wird deshalb schwerlich eine vollständige sein, wenn sie eben nicht an relativ zahlreichen Stellen gleichzeitig in Angriff genommen wird.

Man wird also von jenen 6 Millionen auf die Dauer durch die projectirten Stollen und Heberbrunnen bei Wilkow, Lazinow und eventuell bei Bogenau vielleicht nur 2 oder höchstens $2\frac{1}{2}$ Millionen m^3 jährlichen Wassers zu gewinnen im Stande sein. Jedenfalls ist es rathsam, bei dergleichen Dingen nicht allzu sanguinisch zu denken.

Ich sage dabei absichtlich „auf die Dauer,“ weil die Sachlage im Anfang sich anders verhält als später. Im Anfang hat man das ganze natürliche Reservoir zur Verfügung, welches von den wasserführenden Cenomanschiechten des betreffenden Gebietes gebildet wird; später verfügt man immer nur über den jährlichen ergänzenden Zufluss, der aus den Niederschlägen resultirt. Jenes Reservoir über das Mass dieses Zuflusses oder dieser Ergänzung anzuzapfen, wäre aber dem Vorgehen jemandes vergleichbar, der sein Capital angreift, statt sich mit seinen Ausgaben auf seine jährlichen Bezüge zu beschränken. Davon darf ernstlich doch nicht die Rede sein.

Vergleichen wir jetzt die in den vorstehenden Betrachtungen abgeschätzte Leistungsfähigkeit des Grundwasserträgers in der Kreidelage von Meseritzsko mit den für die Wasserversorgung Brünn's als wünschenswerth bezeichneten Quantitäten.

Die 20.000 m^3 Wasser täglich, welche das Erforderniss der späteren Zukunft vorstellen und welche den Massstab für die dem Leitungswerk zu verleihenden Dimensionen abgeben, repräsentiren in runder Summe eine Menge von 7 Millionen m^3 jährlich. Das ist schon etwas mehr, als der natürliche jährliche Zufluss von 6 Millionen des Grundwassers in dem fraglichen Terrainstück überhaupt beträgt. Von diesem Zufluss wurden aber nur 2 bis $2\frac{1}{2}$ Millionen als thatsächlich gewinnbar oder verfügbar angenommen. Da nun für die erste Zeit und für das gegenwärtige Bedürfniss Brünn's nur 8000 m^3 täglich als

nöthig angesehen werden, was einer jährlichen Wassermenge von 2,900.000 m^3 entspricht, so ergibt sich, dass man durch die im Bereich der Kreidezunge von Meseritschko geplanten Eingriffe bei Wlkow, Lazinow und eventuell bei Bogenau zusammen ein Quantum erzielen könnte, welches knapp das anfängliche Bedürfniss zu decken vermag, wenn man nämlich den neueren Ansichten über den Wasserverbrauch der Bevölkerung sich anschliessen will.

Das wäre immerhin ein Gewinn, und man hätte zu einer rationellen Wasserversorgung der Stadt wenigstens einen guten Anfang gemacht.

In wasserrechtlicher Beziehung hätte man bei diesem Anfang voraussichtlich keine besonders schwierigen Verhältnisse zu überwinden. Namentlich könnten diejenigen, die etwa durch früher besessene Rechte an dem intacten Bestande der Quellen der Gegend um Bräusau interessirt sind, gegen eine Entnahme von Grundwasser aus der Kreidezunge von Meseritschko keine sachlich begründeten Einwände erheben, selbst wenn nach dem Gesetz das entnommene Grundwasser nicht ohnehin als Wasserüberschuss gelten würde. Denn auf das Speisungsgebiet jener Quellen hat nach dem früher Gesagten die Wasserbewegung in jener Kreidezunge keinen wesentlichen Einfluss.

Es erwächst aus dieser Erwägung also wenigstens die Hoffnung, dass durch die Inangriffnahme der entsprechenden Arbeiten bei Wlkow oder an anderen Punkten der bewussten Kreidezunge keine Rechtslage geschaffen wird, welche den Beginn des Betriebes der neuen Wasserleitung wesentlich verzögert.

Es entsteht aber gleichzeitig die Frage, in welcher Weise später weitere Wassermengen zur Completirung des in der angegebenen Weise beschafften Quantums herbeigezogen werden können.

Da läge es nahe, zuerst an die Bräusauer Bahnhofquellen zu denken, welche, wenn ich die mir darüber vorliegenden Mittheilungen richtig verstehe, der Stadt Bräun ohne sehr belangreiche Opfer zur Verfügung stehen würden, und die allein im Stande wären, reichlich die Hälfte des diesmal für die Zukunft präliminirten Gesamterfordernisses zu liefern. Professor Makowsky berechnet ja in seiner gedruckten Denkschrift die Ergiebigkeit dieser Quellen im Maximum mit 15.200 und im Minimum mit 10.900 m^3 pro Tag. Selbst nach Abzug eines kleineren Quantums für gewisse, vermuthlich schon jetzt aus jenen Quellen zu deckende, locale Erfordernisse gäbe das zusammen mit der aus der Kreidezunge von Meseritschko zu gewinnenden Wassermenge beinahe schon die Deckung für den ganzen Zukunftsbedarf, namentlich wenn man für gewisse öffentliche Zwecke, wie Strassen- und Gartenbespritzung, nicht auf die neue Wasserleitung reflectiren, sondern die Befriedigung dieser Bedürfnisse der alten, schon bestehenden Wasserleitung überlassen wollte. Ich muss es indessen den Technikern anheimstellen, zu entscheiden, ob und inwieweit eine Combination der Grundwasserleitung aus dem Cenoman der Kreidezunge von Meseritschko mit einer Quellenleitung von Bräusau her in Rücksicht auf die grössere Entfernung und die etwas niedrigere Höhenlage der Bräusauer Quellen bequem und vortheilhaft zu bewerkstelligen wäre.

Man kann übrigens auch versuchen, den Lappen der Kreideformation, welcher östlich der Zwittawa unterhalb Bräusau vorhanden

ist, in derselben Weise anzugehen, wie man die Kreidezunge von Meseritschko anzugehen beabsichtigt. Dieser Lappen reicht nicht so weit nach Süden, wie die Kreidezunge von Meseritschko; sein südlichster Punkt befindet sich bei der Ortschaft Skrzip, wie das weiter oben schon einmal auseinandergesetzt wurde. Durch den obersten Theil des Zawadilkathales bei Deschna wird dieser Lappen überdies an seiner Südostgrenze in zwei Theile zerschnitten. Das zwischen Rauden und Mährisch - Chrostau verlaufende Thal des Chrostauer Baches spielt nun für die Begrenzung dieses Kreidelappens ungefähr dieselbe Rolle, wie das Bielauer Thal für die Kreidezunge von Meseritschko. Im Norden nehme ich den Mittelberg bei Rauden als äusserste Grenze für das fragliche Terrainstück an, weil jenseits des Mittelberges die Gewässer schon dem Thale von Ober-Heinzendorf zuströmen. Auf diese Weise stellt sich der Flächeninhalt dieser östlichen Kreidepartie, soweit sie für den erwähnten Versuch in Betracht käme, als etwas kleiner heraus als der des Kreidelappens von Meseritschko und dürfte auf nicht mehr als 20 $\square km$ geschätzt werden.

Legen wir nun für die Berechnung des aus diesem Terrain zu gewinnenden Wasserquantums bezüglich des aus den Niederschlägen und der Durchlässigkeit des Pläners resultirenden Grundwasserzufflusses dieselben Voraussetzungen zu Grunde, wie wir sie bei der Kreidezunge von Meseritschko in Anwendung gebracht haben, so ergibt sich, dass der natürliche Zufluss hier jährlich auf 4,000.000 m^3 berechnet, die gewinnbare Wassermenge aber auf rund 1,700.000 m^3 angenommen werden kann, so dass es durchaus nicht rationell wäre, auf viel mehr als 5000 m^3 täglich aus dem fraglichen Gebiet zu zählen, wenn man dasselbe bei Rossrain, Mährisch-Chrostau oder Deschna anzapfen wollte. Es sei bei dieser Gelegenheit bemerkt, dass mir Deschna als ein für den Erfolg einer solchen Anzapfung besonders günstiger Punkt erscheint, weil das dort entspringende Thal der Zawadilka jedenfalls auf einen wichtigen Grundwasserstrom hinweist.

Es zeigt sich also, dass man durch die in dem neuen Project vorgesehenen Anlagen im cenomanen Grundwassergebiet der südlichsten Zipfel des grossen Kreidegebietes von Zwittau und Brüsau dem Wasserbedürfniss der Stadt Brünn für eine Reihe von Jahren würde entsprechen können. Aber es zeigt sich auch, dass man die ganze Grösse des für eine fernere Zukunft präliminirten Bedarfes von 20.000 m^3 täglich auf diesem Wege und ohne eine wenigstens partielle Zuhilfenahme des Brüsauer Quellgebietes nicht als gedeckt ansehen darf, wenn man einigermassen vorsichtig rechnet, und dass soll man ja thun. Ergibt das thatsächlich ausgeführte Experiment mehr als die hier angestellte Rechnung, so kann man sich ja darüber freuen. Vorläufig aber halte ich die früher erwähnten knappen 8000 m^3 täglich aus der Kreidezunge von Meseritschko und die zuletzt herausgerechneten 5000 m^3 aus dem gespaltenen Kreidezettel von Rossrain und Deschna für das Maximum der in diesen südlichsten Ausläufern der Kreide zu machenden Wasserausbeute, die in Summe also nicht mehr als 13.000 m^3 betragen würde¹⁾.

¹⁾ Die betreffenden Ziffern sind z. Thl. sogar etwas nach oben abgerundet worden.

Nach den dem Project beigegebenen Tabellen würde das ungefähr dem im Jahre 1920 vorauszusetzenden Bedürfniss entsprechen, wenn das Qualitätswasser auch für communale Zwecke erhalten soll. Ohne die letztere Bedingung würde man damit wahrscheinlich noch bis zum Jahre 1940 das Auslangen finden.

Will man sich nun mit den genannten Quantitäten begnügen, dann ist es nicht nöthig, die Wasserleitung für eine Zufuhr von 20.000 m^3 täglich einzurichten; will man jedoch rationellerweise jetzt schon der künftigen grösseren Entwicklung der Stadt Rechnung tragen, dann ist es geboten, den Blick über die fraglichen Kreidezipfel hinaus etwas weiter nach Norden zu richten. Dann weisen die Verhältnisse schliesslich doch wieder auf die Gegend der oberen Zwittawa bei Brünsau hin.

Dort würde man entweder direct auf die betreffenden Quellen zu reflectiren oder wieder durch Eingriffe in den Grundwasserträger das nöthige Quantum zu gewinnen haben. Inwieweit im letzteren Falle wasserrechtliche Schwierigkeiten ganz vermieden werden könnten, bin ich nicht berufen zu sagen. Vom geologischen Standpunkte aus müsste nämlich berücksichtigt werden, dass solche Eingriffe für das Verhalten der betreffenden Quellen nicht absolut gleichgiltig bleiben würden. Jedenfalls aber wären jene juristischen Schwierigkeiten geringer als bei einer directen Inanspruchnahme der Quellen selbst. Wenn es sich dann ausserdem nur um einen relativ unbedeutenden Theilbetrag des ganzen Erfordernisses handeln würde, so käme das für die Reichhaltigkeit der Quellen im Ganzen nicht viel in Betracht und könnte höchstens je nach der Localität, an der der Eingriff geschieht, für die eine oder andere jener Quellen von einigem Belang sein.

Es ist wahrscheinlich, dass schon ein Eingriff in den Grundwasserträger auf der nördlichen Seite des Chrostauer Baches (etwa an den Abhängen des Fiebigsberges) ein ausreichendes Resultat haben würde, welches allerdings theilweise auf Kosten der Ergiebigkeit der Chrostauer Quelle und der Brünsauer Bahnofsquellen erzielt werden dürfte. Andere Quellen, wie die von Hinterwasser oder Musslau, würden unter diesem Eingriff sicher noch nichts zu leiden haben.

Weitere Einzelheiten und Möglichkeiten in dieser oder ähnlicher Richtung zu besprechen, würde indessen über den Rahmen meines Themas hinausgehen. Das mag den Sachverständigen der Zukunft vorbehalten bleiben, welche sich mit den bei solchen Fällen eventuell auftauchenden Rechtsfragen werden abzufinden haben.

Zum Schlusse sei es mir nun gestattet, die wichtigsten der in der voranstehenden Auseinandersetzung gewonnenen Gesichtspunkte in Rücksicht auf die von dem wohlhällichen Bürgermeisteramte mir vorgelegte einzige Hauptfrage nochmals kurz zusammenzufassen.

Diese Frage ging dahin, „ob und inwieweit das nach den Vorschlägen der Bauunternehmung des Herrn Carl Freiherrn v. Schwarz in Aussicht genomene Gebiet in geologischer Beziehung die Gewähr bietet, dass die den Projectsentwicklungen zu Grunde gelegten Wassermengen stets und verlässlich zur Verfügung stehen werden?“ Darauf lässt sich das Folgende antworten:

1. Das Kreidegebiet südlich von der Brüsaer Quellengegend, das ist südlich von den Einmündungen des Bielaer Baches und des Chrostauer Baches in die Zwittawa, enthält, wenn man beide Seiten des Zwittawathales berücksichtigt, zwar genügend Grundwasser und einen mehr als genügenden jährlichen Grundwasserzufluss, um dem angenommenen Zukunftserforderniss von 20.000 m^3 täglich in reichem Masse zu entsprechen, sofern man den blossen Thatbestand der natürlichen Wasserführung in Betracht zieht; allein es ist nicht als wahrscheinlich vorauszusetzen, dass man durch die vorgeschlagenen Anlagen, das ist durch die Anzapfung jener Wassermassen an einigen wenigen Stellen die Ableitung der Hauptmasse jenes Zuflusses vollständig erreichen wird, und es kann vorsichtshalber nicht angenommen werden, dass man im Maximum und auf die Dauer mehr als die kleinere Hälfte jenes oben auf rund 10 Millionen m^3 jährlich veranschlagten Zuflusses¹⁾ wird abbauen können.

2. Da nun aber diese kleinere Hälfte des jährlichen Grundwasserzuflusses nahezu zwei Drittel des gesammten Zukunftserfordernisses von 7 Millionen m^3 jährlich ergibt, so würde mit einem solchen Abbau das nächste Bedürfniss der Brünnner Wasserversorgung für eine Reihe von Jahren zu decken sein und dieser Abbau böte den Vortheil, das Werk ohne wesentliche Hindernisse bald in Angriff nehmen zu können. Man würde dann auch sehen, inwieweit die gemachten Voraussetzungen etwa zu vorsichtig waren, oder ob die zu gewinnenden Erfahrungen eine grössere Leistungsfähigkeit der betreffenden Anlagen hoffen lassen.

3. Insofern aber Hoffnungen und blosser Möglichkeiten aus einer Berechnung ausgeschaltet werden sollen, wird es für die Zukunft wünschenswerth sein, auch auf das Brüsaer Quellengebiet zu reflectiren, sei es durch die directe Einbeziehung eines Theiles jener Quellen in die Wasserleitung, sei es durch ähnliche Anzapfungen des Grundwasserträgers, wie sie für die Gegend südlich von jenen Quellen in Aussicht genommen sind.

4. Aus dem Gesagten erhellt in Uebereinstimmung mit dem Vorschlage der Bauunternehmung die Nothwendigkeit, die bereits bestehende Wasserleitung aufrecht zu erhalten, und es darf als wünschenswerth bezeichnet werden, wenigstens für die erste Zeit der Activirung des neuen Unternehmens dieser bereits bestehenden Wasserleitung auch die Deckung des Wasserbedarfes für communale Zwecke anzuvertrauen, um in anderer Hinsicht mehr Spielraum zu haben und beispielsweise im Hinblick auf die bei der allmäligen Weiterentwicklung des Werkes eventuell nothwendig werdenden wasserrechtlichen Abmachungen nicht vor Zwangslagen gestellt zu werden.

Mit dieser Darlegung glaube ich, dem Verlangen nach einer unparteiischen Aeusserung über das vorgelegte Project nach bestem Wissen entsprochen zu haben.

Nur wenige Bemerkungen sind es, die ich dieser Aeusserung heute bei deren Veröffentlichung noch hinzufügen will.

¹⁾ Für die Kreidezunge von Meseritschko wurden 6 und für das Gebiet um Deschna 4 Millionen berechnet, wie ich hier kurz recapitulire.

Es ist ja möglich, dass die im Vorstehenden discutirten Vorschläge des Herrn Baron Schwarz nicht oder nur theilweise zur Ausführung gelangen, und es ist denkbar, dass gerade das obige Gutachten dazu führt, jene Vorschläge, soweit sie sich auf die Entnahme des Grundwassers aus der fraglichen Gegend beziehen, abzulehnen, denn ich habe dieselben zwar mit der gebührenden Werthschätzung, ich möchte hinzufügen sogar mit Wohlwollen, besprochen, konnte jedoch andererseits den Hinweis auf gewisse Unzukömmlichkeiten, bezüglich Unzulänglichkeiten, besonders hinsichtlich der gewünschten Quantitäten nicht vermeiden. Wer kann da wissen, wie schwer solche Hinweise bei der Abwägung der Schwierigkeiten des vorliegenden Problems seitens derer ins Gewicht fallen, denen es obliegt, aus den verschiedenartigen, den Gegenstand betreffenden Ermittlungen gleichsam die Resultate zu ziehen!

Eine solche Abwägung der verschiedenen hier in Frage kommenden Interessen, eine genaue Abschätzung jener Unzulänglichkeiten im Vergleich mit Vortheilen oder Nachtheilen, welche auf nicht geologischem Gebiete bei der Durchführung der bewussten Vorschläge sich ergeben könnten, war jedenfalls nicht meine Sache.

Vor Allem aber bitte ich den Leser, bei der Beurtheilung der voranstehenden Darlegungen im Auge zu behalten, dass es nicht in der mir gestellten Aufgabe lag, einen neuen selbstständigen Vorschlag zu machen, dass diese Aufgabe vielmehr durchaus eine eng umschriebene war und sich eben nur auf die Kritik des mir zur Ansicht vorgelegten Projectes bezog.

Ein solcher neuer Vorschlag konnte von mir nur als ferner liegender Eventualfall betrachtet und deshalb auch nur in allgemeinen Umrissen angedeutet werden. An dieser Andeutung freilich habe ich es nicht fehlen lassen, denn wie ein rother Faden zieht sich durch meine Ausführungen der Hinweis auf die Bedeutung der Brüsauer Quellen, und zwar nicht überall im Sinne einer bloß platonischen Erwähnung. Ein absolut neuer Gesichtspunkt wird damit allerdings nicht aufgestellt, denn im Princip handelt es sich dabei nur um die ursprüngliche Idee Makowsky's, die ja in veränderter Form immer wieder aufgegriffen werden kann. Sollten also die vorgenommenen Untersuchungen nebst den Ergebnissen meiner obigen Darstellung bei den massgebenden Factoren zu Bedenken gegen die Entnahme des cenomanen Grundwassers im vorliegenden Falle führen, dann würde sich derjenige sicher ein Verdienst erwerben, der einen geeigneten Weg zu zeigen wüsste für die Beseitigung der wirklichen oder vermeintlichen Schwierigkeiten, die einer rationellen Ausnützung des Brüsauer Quellgebietes noch vor Kurzem entgegen zu stehen schienen.

Jedenfalls darf man wünschen, dass die Frage der Wasserversorgung von Brünn auf Grund der verschiedenen, zu diesem Behufe sei es bereits gemachten, sei es für die nächste Zeit in Aussicht genommenen technischen, juridischen, geologischen und finanziellen Vorstudien baldigst so weit gefördert werde, als nöthig ist, um sie noch im Verlauf der nächsten Jahre aus dem Stadium der Vorberathungen heraus in das der thatsächlichen Lösung zu bringen.

Die Silurformation im östlichen Böhmen¹⁾.

Von Dr. Jaroslav J. Jahn.

Im Eisengebirge²⁾ befinden sich Schichten, die bereits seit A. E. Reuss' Zeiten als palaeozoisch angesprochen werden. Sie bilden hier im Gebiete des Archaischen zwei grössere, zusammenhängende und einige kleinere Inseln.

Das eine von diesen Hauptgebieten liegt im nordwestlichen Theile des Eisengebirges. Es beginnt am nördlichen Rande des Nassaberger Granitmassives, erstreckt sich in nordwestlicher Richtung gegen Elbeteinitz hin, wo es mit seiner archaischen Unterlage unter die jüngeren Sedimente der Elbthalebene einfällt.

Das zweite, grössere Depôt von palaeozoischen Ablagerungen umfasst einen länglichen, fast elliptischen Raum zwischen dem südöstlichen Rande des erwähnten Granitmassives und dem nordwestlichen Rande des grossen Gneissgebietes, in dessen Mitte Svratka gelegen ist.

Die Ausdehnung dieser palaeozoischen Ablagerungen des Eisengebirges, sowie der genannten kleineren Inseln ist auf der VI. Section der geologischen Karte Böhmens von Krejčí³⁾, auf die ich hinweise, übersichtlich dargestellt.

Diese gegenwärtig in mehrere Inseln getrennten palaeozoischen Ablagerungen waren in früheren geologischen Perioden ohne Zweifel zusammenhängend und bildeten eine einheitliche Decke auf der archaischen Unterlage. Erst durch die Eruption der Nassaberger, Proseč u. a. kleinerer Granitmassen, sowie durch die zerstörende Wirkung (Abrasion) der später eingetretenen Transgressionen (in der Permocarbon- und Cenoman-Periode) und Denudationen wurde diese Decke in die heutigen Inseln auseinander gerissen⁴⁾.

Die palaeozoischen Ablagerungen des Eisengebirges sind hauptsächlich aus Conglomeraten, Grauwacken, Quarziten, Schiefen und Kalksteinen zusammengesetzt. Während die erstgenannten Gesteine im Eisengebirge stark verbreitet sind, beschränkt sich der Kalk,

¹⁾ Diese Arbeit gelangt gleichzeitig in böhmischer Sprache in den Sitzungsberichten der kgl. böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften in Prag zur Veröffentlichung.

²⁾ Unter dem Eisengebirge verstehe ich mit Prof. Krejčí den beiläufig 65 Kilometer langen Gebirgszug, der sich zwischen Elbeteinitz und Vojnáč Městec erhebt, wo er in das böhmisch-mährische Grenzgebirge übergeht.

³⁾ Archiv für naturwissenschaftliche Landesdurchforschung von Böhmen. VII. Band, Nr. 6, Prag 1891.

⁴⁾ Vergl. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1892, Band 42, pag. 452 ff.

abgesehen von ganz unbedeutenden Inselchen (möglicherweise verschiedenen Alters), fast nur auf das nordwestliche palaeozoische Gebiet. In diesem Gebiete bildet der palaeozoische Kalk zwischen Kalk-Podol und Prachovic ein zusammenhängendes, linsenförmiges Lager, dessen Länge (O—W) nach Krejčí⁵⁾ $3\frac{3}{4}$ Kilometer, bei einer Breite von $\frac{2}{3}$ Kilometer (N—S), beträgt.

A. E. Reuss⁶⁾ betrachtet die Schiefer, Grauwacken und Conglomerate des Eisengebirges als eine Fortsetzung des mährischen Devon, vom Podoler Kalkstein geschieht bei ihm keine Erwähnung.

F. v. Andrian-Werburg⁷⁾, der die betreffende Gegend im Jahre 1861 für die k. k. geologische Reichsanstalt aufnahm, zählt einen Theil unserer palaeozoischen Ablagerungen im Eisengebirge zu den „Grauwackengebilden“ und stützt sich hiebei auf die oberwähnte Ansicht Reuss'. Einen anderen Theil dieser Ablagerungen, darunter die ganze südöstliche Insel (bei Skuteč und Hlinsko), theilt Andrian dem Urgebirge zu.

Joh. Krejčí⁸⁾ bemerkt im Aufnahmsberichte über diese Gegend (gemeinschaftlich mit R. Helmhacker), dass die Conglomerate, Sandsteine und Kalksteine des Eisengebirges dem mährischen Devon angehören. In den Podoler Kalksteinen fand Krejčí auch die ersten Versteinerungen, Crinoidenreste.

In seiner „Geologie“⁹⁾ beschreibt Krejčí die betreffenden Ablagerungen ausführlich. Im Podoler Kalksteine fand er an mehreren von ihm angeführten Orten undeutliche Ringe und Crinoidenglieder. Auf dem Abhang unterhalb Nutic fand Krejčí in den Kalkconcretionen, die in den „graphitischen Schiefern“ bei ihrem Contact mit dem Kalkstein zahlreich auftreten, ausser den erwähnten Crinoidenresten auch „Abdrücke von Muscheln, Korallen und Cephalopoden¹⁰⁾“, jedoch von so undeutlichem Aussehen, dass eine nähere Bestimmung nicht möglich ist. Möglicherweise gehören sie dem Silur an, könnten jedoch auch devonisch sein, da die dortigen Verhältnisse an das Devon im österreichischen Schlesien erinnern. Die Podoler Kalke sind daher nur interimistisch hier (beim Silur) eingereiht, da es den Anschein hat, dass die sie in einer gewissen Entfernung begleitenden Quarzite ein Analogon des mittelböhmisches Silur vorstellen und dass sie daher hier das Obersilur vertreten könnten“.

⁵⁾ Krejčí und Helmhacker: „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges etc.“ Archiv für naturwissenschaftliche Landesdurchforschung von Böhmen. V. Band, Nr. 1 (Geol. Abthlg.), Prag 1882, pag. 58.

⁶⁾ „Kurze Uebersicht der geognostischen Verhältnisse Böhmens.“ Prag 1854, pag. 32, 53.

⁷⁾ „Geologische Studien aus dem Chrudimer und Čáslauer Kreise.“ Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Band XIII, pag. 202—208.

⁸⁾ „Ueber die im sogenannten Urkalke bei Podol, südlich von Chrudim, zahlreich vorkommenden Crinoidenreste.“ Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellschaft d. Wissenschaften. Prag 1873, pag. 297 ff.

⁹⁾ Prag 1877, pag. 451—453 (böhmisch).

¹⁰⁾ In der nachfolgenden Arbeit beschreibt Krejčí eingehend die im Podoler Kalke gefundenen Versteinerungen, ohne jedoch von diesen Korallen und Cephalopoden Erwähnung zu thun, weshalb ich der Meinung bin, dass sie in der „Geologie“ nur irrtümlich angeführt worden seien.

Unsere Ablagerungen erfuhren eine sehr eingehende Beschreibung in den „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges“, die im Jahre 1882 Krejčů und Helmacker veröffentlichten¹¹⁾. Ohne mich in die Details dieser Beschreibung einzulassen, bemerke ich lediglich, dass dieser Schrift nach Krejčů im Eisengebirge (und zwar hauptsächlich in der nordwestlichen palaeozoischen Insel) folgende Barrande'sche Stufen des mittelböhmisches Silur vorzufinden glaubte:

1. Etage *A* — schwarze, graphitische Schiefer mit linsenförmigen Lagern von Kieselschiefer, stellenweise auch Quarz und Kalk.
2. Etage *B* und *C* — Grauwacken, quarzitisches Grauwackenconglomerate, Grauwackenschiefer und einige untergeordnete Gesteine.
3. *Dd*₁ — schwarze Thonschiefer ohne Kieselschiefer und der Podoler Kalk (!!).
4. *Dd*₂ — graue, feinkörnige Quarzite mit Röhren von Würmern (?) *Scolithus*.
5. *Dd*₃ — Ottrelit- oder Chloritoidschiefer.

Krejčů erwähnt auch in dieser Publication die von ihm in den Podoler Kalksteinen gefundenen Versteinerungen: d. i. undeutliche Reste von Crinoidenstielen mit kreisrunder oder pentagonal sternförmiger Nahrungscanalöffnung, dünne, sehr spärlich vorkommende Molluskenschalen von undeutbarem Charakter.

Das Eisengebirge fällt auch, wie bereits erwähnt, in den Bereich der VI. Section von Krejčů's geologischer Karte von Böhmen¹²⁾. Die von uns behandelten Schichten sind auf dieser Karte folgenderweise eingetheilt:

B — Phyllit.

Silur:

*C*₁ — untere Grauwacken und Conglomerate.

*d*₂.

*d*₃₊₄.

Die Phyllite der Etage *B* zählt Krejčů nicht mehr zum Silur. Von der Etage *A* geschieht überhaupt keine Erwähnung, die Podoler Kalksteine schlägt hier Krejčů zu dem Urgebirge („krystallinischer Kalkstein“).

A. Frič (= Fritsch) bemerkt in den „Bemerkungen zu den auf der geologischen Karte Section VI auftretenden Formationen“, dass die Auffassung (Krejčů's und Helmacker's) der betreffenden Schichten „als Silur nur in der Petrographischen Aehnlichkeit mit gewissen, wohl gekannten Schichten unseres Mittelböhmisches Silurs ihre Begründung hat, und dass palaeontologische Belege für die Richtigkeit einer solchen Deutung bisher nicht vorliegen“¹³⁾.

¹¹⁾ Siehe Anmerkung ²⁾, pag 55—59 u. a.

¹²⁾ Siehe Anmerkung ³⁾.

¹³⁾ Ibid. pag. 6.

In dem Werke „Geologie von Böhmen“¹⁴⁾ bespricht Katzer gleichfalls die palaeozoischen Ablagerungen des Eisengebirges. Er bemerkt diesfalls, sie seien „höchst wahrscheinlich palaeozoischen Alters, welcher Formation sie aber einzureihen wären, ist nicht ganz sichergestellt und lässt sich vielleicht gar nicht sicher entscheiden“ (l. c., pag. 999). Der Autor will also die oberwähnte Parallelisirung dieser Ablagerungen mit der Etage *D* nach Krejčí und Helmhacker vorläufig gelten lassen, obwohl ihm gewichtige Gründe dafür zu sprechen scheinen, „dass man diese Gebilde mit grösserer Berechtigung an die Grenze zwischen Unter- und Obersilur stellen sollte“ (l. c., pag. 1000). „Die dunklen Schiefer sammt den quarzitischen Einschaltungen könnten durchwegs der Stufe *d*₁ angehören“, „die ziemlich dünn spaltbaren, schwarzen Schiefer im unmittelbaren Liegenden der Podoler Kalkzone könnten recht wohl mit *e*₁ und die Kalksteine selbst mit *e*₂ parallelisirt werden“ (l. c., pag. 1004).

Im Jahre 1892 veröffentlichte ich den Bericht über meine Untersuchungen der palaeozoischen Ablagerungen des Eisengebirges¹⁵⁾. In diesem Bericht wies ich zuerst darauf hin, dass im Podoler Kalkstein zwei stratigraphisch vollständig unabhängige Zonen zu unterscheiden seien:

1. Der untere, ältere, dunkelgraue, blauschwarze bis schwarze, dichte, geschichtete, stellenweise fast schieferartige Kalkstein, dessen ehemaliger Bitumengehalt durch den von den gewaltsamen tektonischen Umwälzungen herrührenden Druck die Umwandlung in den in diesem Kalkstein enthaltenen Graphit (eventuell Anthracit) erlitt. In diesem Kalkstein, der lebhaft an gewisse Kalksteine der Stufe *E* im mittelböhmischen Silur erinnert, fand ich bei Podol ausser den von früher schon bekannten Crinoiden auch Orthoceren (Art unbestimmbar);

2. der obere, jüngere, weisse oder graufleckige, gestreifte und — wie Krejčí treffend sagt¹⁶⁾ — wolkige bis lichtgraue, körnig krystallinische, stellenweise deutlich geschichtete, grösstentheils jedoch massige, stark metamorphosirte Kalkstein mit undeutlichen Korallenresten und Crinoidenstielen.

Auf Grund des äusseren Habitus der unteren dunklen Kalksteine, ihres ehemaligen Bitumengehaltes, der zahlreichen in ihnen enthaltenen Crinoiden und Orthoceren, äussere ich in dem citirten Berichte die Ansicht, dass diese unteren Kalke der Stufe *E* im mittelböhmischen Silur entsprechen, während ich die auf denselben ruhenden, weissen bis hellgrauen Kalke mit undeutlichen Korallen- und Crinoidenresten als Analogon der Koněpruser Kalksteine der Stufe *F* (*f*₂) betrachte.

Die erwähnten Orthoceren erscheinen beim Zerschlagen des besagten schwarzen Kalksteines in Längs- oder Querschnitten. Ihr Durchmesser beträgt 1—4 cm. Da sie sich aus dem Muttergesteine

¹⁴⁾ Prag 1892. Vergl. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst., Wien 1893, pag. 205—206 und ibid. pag. 378—379.

¹⁵⁾ Siehe Anmerkung 4).

¹⁶⁾ „Geologie“, pag. 451.

nicht herauspräpariren lassen, sind sie unbestimmbar. Die äussere Schale, sowie die Scheidewände der Luftkammern bestehen aus schwarzem, dichtem Kalksteine (d. i. dem Muttergesteine) und heben sich sehr deutlich von dem weissen, krystallinischen Kalkstein ab, der die Kammern dieser Orthoceren ausfüllt. Die Anhäufungen von weissem, krystallinischem Kalkstein, die zahlreich in diesem schwarzen Kalke vorkommen, rühren von bis zur Unkenntlichkeit zerstörten Orthoceren her.

Als ich im vorigen Jahre den wichtigen Fund silurischer Gesteine und Fossilien in der Basalttuffbreccie bei dem Meierhofe Semtín unweit Pardubitz beschrieb¹⁷⁾, hatte ich abermals Gelegenheit, über das Alter der palaeozoischen Ablagerungen des Eisengebirges zu sprechen.

Der auf der Generalstabkarte mit der Côte 228 bezeichnete Hügel besteht aus Basalt, der am Südfusse des Hügels in Basalttuff und Tuffbreccie übergeht, in der sich zahlreiche Bruchstücke und Geschiebe von archaischen, präcambrischen, cambrischen, silurischen und Kreidegesteinen vorfinden. Der Semtíner Basalt hat nämlich bei seinem Empordringen aus dem Erdinnern Stücke der in der Tiefe unter der Kreidedecke verborgenen Urgebirgs- und palaeozoischen Schichten unterwegs losgelöst und mitgerissen, diese Fragmente wurden beim Aufsteigen des Magmas abgerieben (Reibungsbreccie), mitunter ausgebrannt und durch die tuffartige Basaltmasse zu der heutigen Breccie zusammengeknetet¹⁸⁾.

So treffen wir dort bei Semtín, ziemlich weit nördlich vom Eisengebirge, auf palaeozoische Gesteine, wie wir sie aus dem

¹⁷⁾ „Basalttuffbreccie mit silurischen Fossilien in Ostböhmen.“ Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1896, Nr. 16, pag. 441 ff. Vergl. meinen Artikel „O siluru ve východních Čechách“ (Ueber das Silur in Ostböhmen) im „Sborník české společnosti zeměvědné.“ Jahrg. III, pag. 32.

¹⁸⁾ Ueber den Semtíner Fund veröffentlichte Herr Dr. Jar. Perner in der populären Zeitschrift „Vesmír“ einen, wie die Redaction bemerkt authentischen Bericht („Vesmír“, Prag 1897, pag. 58—59, vergl. auch pag. 46 und 156). Meine früher erwähnte Arbeit war bereits im Druck fertiggestellt, als Perner's Bericht erschien, und war es mir also nicht mehr möglich, in meiner Arbeit auf die in ihm enthaltenen Fehler hinzuweisen. Ich thue dies daher nun nachträglich.

Die Semtíner Fundstätte ist eine Grube am Fusse des Hügels Côte 228 der Generalstabkarte. Dieser Hügel wird, wie schon in meiner Arbeit zu lesen ist, von Basalt gebildet, der an der Stelle, wo die erwähnte Grube sich befindet, in Basalttuffbreccie übergeht. Herr Perner behauptet dem entgegen unrichtigerweise, der besagte Hügel bestehe grösstentheils aus sogenannter Teichkreide. Diese angebliche „Teichkreide“ Perner's ist in Wirklichkeit eine „weisse, thonige Kalkerde“ von kaolinischem Habitus (siehe pag. 445 meiner Arbeit), ein Zersetzungsproduct des Basalttuffes! Dass diese Perner'sche „Teichkreide“ auf dem Semtíner Fundorte nur in ganz untergeordneter Weise auftritt, davon vermag sich Jedermann aus meiner Abbildung („K“, Fig. 1) der betreffenden Grube in meiner vorerwähnten Arbeit zu überzeugen. „Blöcke von tuffähnlichem Basalt“ habe ich dort nirgends bemerkt und weiss nicht, was sich Herr Perner darunter denkt. Wo im Eisengebirge auf ursprünglicher Lagerstätte die Schichten der Bande *z*₀ zu suchen sind, habe ich oben erklärt. Herr Perner sagt, es sei ihm „bekannt gewesen, dass in der dortigen Gegend unter der Kreideformation da und dort das Silur direct unterlagert sei.“ Dies ist eine sehr interessante und wichtige Neuigkeit! Es wäre sehr zu wünschen, dass Herr Perner sich des Näheren darüber äussere, wo und wie er diesen Umstand zu constatiren vermochte.

Eisengebirge kennen und die mit den analogen Gesteinen des mittelböhmisches Silur übereinstimmen.

Unter den Geschieben der Semtner Basaltbreccie fand ich folgende ältere Gesteine:

Urgebirge:

1. Felsitbreccie.
2. (?) Gefritteter, feinkörniger Sandstein und Thonschiefer, felsitartig.

Präcambrium:

1. Schwarzer Thonschiefer der Etage *B*, vollkommen übereinstimmend mit dem analogen Gesteine des mittelböhmisches Präcambrium.

2. Schwarzer Kieselschiefer (Lydit) der Etage *B* und Quarz, der im Kieselschiefer Adern bildet. Gleichfalls ganz den mittelböhmisches Kieselschiefern gleichend.

3. Schwarzer Quarzit mit zahlreichen weissen Quarzadern, verwandt mit dem Kieselschiefer.

Cambrium:

Grobkörniges Quarzconglomerat, vollkommen übereinstimmend mit dem Třemošná-Conglomerat im mittelböhmisches Cambrium.

Untersilur:

1. Schwarzer Thonschiefer der Bande d_1 (nach Krejčů's Bestimmung).

2. Quarzite der Bande d_2 (vielleicht auch der Bande d_5 ?), übereinstimmend mit den analogen Gesteinen derselben Stufen im mittelböhmisches Silur.

3. Schwarzer Thonschiefer der Bande d_3 mit zahlreichen Fossilien dieser Bande, vollständig übereinstimmend (auch die Fossilien) mit dem Schiefer der Bande d_3 von Vinice, Zahořan, Trubín etc. im mittelböhmisches Silur.

4. Thonschiefer, Grauwackenschiefer und Kalksandstein der Bande d_4 mit Fossilien; Gesteine und Fossilien stimmen mit den Analogen von Nučie, Zahořan, Podčápel, Vráž, Radotín etc. der Stufe d_4 im mittelböhmisches Silur überein.

Obersilur:

Minette, dem Gesteine ähnlich, das in Gängen den obersilurischen Kalkstein bei Podol durchsetzt; findet sich auch in dem Basalte des Kunětické Berges bei Pardubitz eingewachsen vor.

Nach Schluss der heurigen Aufnahmen¹⁹⁾ in der Mitte Octobers unternahm ich eine Excursion in das nordwestliche Gebiet des Eisengebirges, um nachzuforschen, ob dort sämtliche palaeozoische Gesteine, die ich im Vorjahre in der Semtner Breccie gefunden habe, vorhanden und wie sie dort gelagert seien.

Bei dieser Excursion begleitete mich College Ingenieur A. Rosival, dem es sich wieder hauptsächlich um einige Schiefer im Liegenden des Podoler Kalksteines handelte.

Vor Allem nahm ich abermals die Kalksteinbrüche bei Podol, Boukalka und Prachovic in Augenschein, worauf ich die Schichtenfolge im Liegenden dieser Kalksteine von Podol bis Heřmanměstec verfolgte.

Ich schreite jetzt zur eingehenden Besprechung der Resultate dieser Studien und der hiebei gemachten Funde, sowie auch der Wichtigkeit der letzteren für die Frage des Alters der palaeozoischen Ablagerungen im Eisengebirge.

Die Podoler Kalkzone.

Diese Zone erstreckt sich zwischen Citkov und Prachovic in der Richtung von O nach W und ist rundum von Schiefen eingeschlossen.

Der obere lichte Kalkstein, der der Stufe $F(f_2)$ im mittelböhmischem Silur entspricht, findet reichliche praktische Verwendung einestheils als geschätzter weisser, grauweisser bis lichtgrauer Marmor zu Steinmetz- und Bildhauerarbeiten (besonders die grau gestreiften und wolkigen Abarten werden hiezu vorgezogen), hauptsächlich jedoch als vorzüglicher Weiss- und Mauerkalk, sowie als Saturationskalk für die zahlreichen ostböhmischem Zuckerfabriken.

Dieser Eigenschaften halber ist der Podoler Kalkstein längs der ganzen Zone in zahlreichen, mitunter sehr ausgedehnten Steinbrüchen aufgeschlossen, unter denen gegenwärtig die Prachovicer Brüche den ersten Rang einnehmen.

Diese Umstände wären der Erforschung der Lagerungsverhältnisse der Podoler Kalksteine günstig, wenn nicht die Kalksteine selbst durch ihr Gefüge diese Aufgabe erschweren würden. Der Kalkstein der Stufe $F(f_2)$ in unserer Zone ist nämlich sehr selten deutlich geschichtet; gewöhnlich weist er massige Structur auf und ist fast dicht, so dass es nicht angeht, sein Streichen und Fallen zu bestimmen. Die an den Orten, wo Streichen und Fallen gemessen werden konnte, angestellten Beobachtungen ergaben ferner, dass die Lagerungsverhältnisse des Podoler Kalksteines ungewöhnlich complicirter Natur sind. Streichen und Fallen der Schichten ändert sich öfters, es kommen zahlreiche Verwerfungen etc. vor — mit einem Worte, wir befinden uns auf dem Schauplatz grosser, gewaltsamer

¹⁹⁾ Das Vorstehende habe ich im December 1897 niedergeschrieben; meine danach eingetretene längere Krankheit trägt Schuld daran, dass das Manuscript erst im März beendet werden konnte.

tektonischer Umwälzungen, denen dieser Theil des Eisengebirges ausgesetzt war.

Bei dieser Sachlage gelang es mir bisher nicht, festzustellen, ob die Angaben Krejčí's²⁰⁾, dass der Podoler Kalkstein eine Antiklinale mit östlichem Streichen und schroff südlichem Fallen der Schichten vorstelle, wenigstens im grossen Ganzen Geltung haben.

Krejčí veröffentlichte zwei Profile der Podoler Kalkzone: in seiner „Geologie“ und in den „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges“²¹⁾. Jedes dieser Profile veranschaulicht die Lagerungsverhältnisse in der Podoler Kalksteinzone absolut anders, aber keines davon ist richtig, wie ich demnächst anderen Orts nachweisen werde.

Die Folgen des ungeheuren Druckes, der mit den erwähnten tektonischen Umwälzungen verbunden war, zeigen sich nicht nur in den vielfach complicirten Störungen der Schichtenlage, sondern auch im petrographischen Charakter des betreffenden Gesteines.

Der Kalkstein der Etage *E*, der in der Podoler Zone überall das Liegende des oberen weissen Kalkes bildet, scheint in den unteren Schichten ($e_1\beta$ — siehe weiter unten) nicht so bedeutend verändert zu sein, wie der obere Kalkstein. Die in ihm enthaltenen Versteinerungen sind ziemlich gut erhalten und auch der Gesteinscharakter selbst dürfte nicht sehr modificirt sein, denn dieser krystallinische bis feinkörnige Kalkstein stimmt mit vielen Kalksteinen der Etage *E* im mittelböhmischen Silur überein. Von den Wirkungen des besagten Druckes legt jedoch der Umstand Zeugniß ab, dass der ehemalige Bitumengehalt dieser Kalksteine in Graphit (oder Anthracit) verwandelt erscheint, dass die Verwerfungsspalten in diesen Kalksteinen häufig mit einer glänzenden Rinde zermalmtcr Graphitschiefer überzogen erscheinen²²⁾ und dass die darin vorkommenden Crinoidenstiele und Orthoceren entzweigerissen, die Fragmente davon durcheinandergeworfen und zusammengedrückt sind.

Gelegentlich der Erörterung der Altersfrage dieses unteren dunklen Kalksteines werde ich weiter unten eine eingehende Beschreibung seines Habitus liefern.

In den oberen Schichten (e_2 — siehe weiter unten) hat auch dieser Kalkstein bedeutende Veränderungen erlitten, ist umkrystallisirt und in ein gleichartig, zuckerähnlich körniges, graues Gestein umgewandelt. Ungeachtet dessen blieb jedoch seine deutliche Schichtung erhalten, wie z. B. in den Prachovicer Steinbrüchen gut wahrzunehmen ist.

Noch viel grössere Veränderungen erlitt der obere lichte Kalkstein vom Alter der Stufe $F(f_2)$. Es geht dies schon aus seiner früher erwähnten Structur hervor. Auch das Gestein selbst erscheint

²⁰⁾ „Geologie“, pag. 452; „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges“, pag. 58.

²¹⁾ „Geologie“, pag. 452; „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges“, pag. 59.

²²⁾ Vergl. Krejčí: „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges“, pag. 58.

uns jedoch nicht in seinem ursprünglichen Zustande. Dieser Kalkstein ist in späterer Zeit umkrystallisirt, grösstentheils wie Zucker körnig krystallinisch, stellenweise feinkörnig, meistentheils ganz weiss, stellenweise grau gefleckt, gestreift, wolkig, ja selbst in ganzen Stücken grau. Seine Flächen sind mit einer rostfarbenen Ockerschichte bedeckt. Mitunter kommen in diesem Kalksteine dünne Einlagen oder eckige Stücke eines grauen, phyllitähnlichen Gesteines von sericitischem Aussehen vor. Es sind dies vermuthlich eingeschwemmte Ueberreste der zertrümmerten alten Schiefer.

Versteinerungen vermochte ich in diesem weissen Kalksteine, mit Ausnahme der bereits erwähnten, undeutlichen Korallenreste, nicht aufzufinden. Auf polirten Flächen dieses Kalksteines bemerkte ich häufig kleine, kreisförmige Crinoidenstielquerschnitte mit einer engen Nahrungscanalöffnung in der Mitte.

Auf den Spalten und in den Höhlungen des Podoler lichten Kalksteines finden sich häufig tropfsteinartige Gebilde und Calcitkrystalle vor. Die dortige Bevölkerung bewahrt sie sorgfältig auf, nennt sie Versteinerungen und ich ging einige Male diesen sogenannten „Versteinerungen“, auf die ich aufmerksam gemacht wurde, auf weite Entfernungen nach, um mich schliesslich stets zu meiner Enttäuschung davon zu überzeugen, dass damit solche sinterartige Gebilde gemeint waren.

Die Oberfläche der aus diesen lichten Kalksteinen bestehenden Anhöhe zwischen Podol und Prachovic erinnert in ihrem Aussehen — Boden und Vegetation — sehr an die Oberfläche der bekannten Berge Zlatý kůň und Kobyla bei Koněprus im mittelböhmischem Silur, die von den weissen Kalksteinen der Bande f_2 gebildet sind. Besonders charakteristisch in dieser Hinsicht ist die rothbraune bis ziegelrothe Erde (terra rossa), welche diese Kalksteine bedeckt, mitunter in ziemlicher Mächtigkeit (z. B. bei Prachovic).

In den dunklen und schwarzen Kalksteinen und Schiefnern im Liegenden der weissen Kalke fand ich schon im Jahre 1891 und heuer abermals ungemein zahlreiche Crinoidenreste und auch Orthoceren. Ich beschrieb die letzteren bereits in meiner Arbeit vom Jahre 1892 und habe nichts Neues hinzuzufügen.

Betreffs der Crinoiden in diesen Kalken und Schiefnern bemerke ich im Vorhinein, dass ich bisher nicht einen einzigen Kelch und auch keine den Crinoidenkelch bildende Tafelchen gefunden habe. Die Crinoidenreste in diesen Schichten bestehen blos aus Stielen und ihren Bruchstücken, aus einzelnen Stielgliedern und selten aus Armgliedern oder Pinnulen.

Manche Gesteinsstücke sind voll von solchen Resten und Trümmern des Crinoidenskelettes, unter denen ganz kleine Glieder (der Stiele oder Pinnulen) von kreisförmigem oder elliptischem Querschnitt vorherrschen, die oft zu Tausenden an einer Stelle angehäuft sind. Beinahe in jedem Gesteinsstücke, das ich zerschlug, fanden sich Crinoidenreste vor. Allerdings sind die wenigsten davon gut erhalten, oft sind sie zusammengedrückt, ja zerquetscht, zerbrochen und die Bruchstücke im Gestein zerstreut. Die Oberfläche der Stiele und isolirten Glieder pflegt infolge der Verwitterung sehr undeutlich zu

sein. Vereinzelte Glieder finden sich viel häufiger als die Stiele selbst und Bruchstücke derselben.

Von Stielen und Stielgliedern kommen in Anbetracht der Form des sie durchsetzenden Nahrungschanals drei Typen vor. Der Nahrungschanal hat nämlich entweder 1. kreisförmigen, oder 2. fünf-lappigen, oder 3. fünfstrahligen Querschnitt. Die Stiele mit centralen (selten excentrischem), gewöhnlich engem Nahrungschanale von kreisförmigem Querschnitte kommen am häufigsten vor. Die anderen zwei erwähnten Formen erscheinen viel seltener.

Manche Stiele besitzen einen kreisförmigen Querschnitt, andere einen elliptischen. Der Nahrungschanal ist bei sämtlichen Querschnittsformen entweder inmitten des Stieles oder excentrisch gelegen, und entweder eng oder von verschiedener Breite. Er pflegt von der schwarzen Masse des Muttergesteines ausgefüllt zu sein und hebt sich infolge dessen sehr deutlich von der weissen Kalkmasse des Stieles ab.

Sämtliche Crinoidenstiele, die ich in diesen Kalksteinen und Schiefen beobachtet habe, bestehen aus niedrigen, ja selbst sehr niedrigen, gleichen Gliedern von glatter, entweder ebener oder schwach gewölbter Aussenfläche. Bloss einmal sah ich einen aus ungleichen Gliedern zusammengesetzten Stiel: zwischen zwei grösseren, hervorragenden Gliedern sind drei kleinere eingeschaltet; die Aussenflächen aller dieser Glieder sind ohne Verzierungen. Die hervorragenden Glieder haben gewölbte Aussenflächen, bei den kleineren, eingeschalteten Gliedern sind sie eben.

Die Gelenkfläche der Glieder ist fast immer fein radial gestreift, sehr selten ist sie glatt.

Die Dimensionen dieser Crinoidenreste in den erwähnten Gesteinen sind verschieden. Ich theile hier einige beobachtete Fälle mit (in Millimetern):

Länge des Stielbruchstückes:	Durchmesser eines Stielgliedes:	Durchmesser des Nahrungschanals:	Höhe eines Stielgliedes:
13	6 ²³⁾	1 (kreisförmig)	0·5
	5—6·5 ²³⁾	3 (fünflappig)	
	10—7	nicht erhalten	
	8—6		
10	6	"	1·5
45	6	"	
	5—4	3 (fünflappig)	
	4—2	2·5 "	
	3·5	1 (kreisförmig)	
	2·5	1 "	
9	8	nicht erhalten	1
20	4—5	"	
	2·5—1·5	1 (fünflappig)	
	3·5	2·5 (kreisförmig)	
8	7	4 (fünfstrahlig)	
5·5	4	1·5 "	
	8·5—5	7·5—4 (elliptisch)	

²³⁾ Bei den Stielgliedern von kreisförmigem Querschnitt gebe ich die Länge des Durchmessers an, bei den elliptischen die Länge beider Axen.

Von den Armgliedern, die ich in den erwähnten Gesteinen gefunden habe, sind bloß zwei deutlich erhalten. Das eine von Hufeisenform, mit tiefer Ambulacralfurche misst 3·5 mm im Durchmesser. Das andere ist halbmondförmig, hat eine seichte Ambulacralfurche und 2 mm im Durchmesser.

Sämmtliche hier beschriebene Crinoidenreste aus den Kalksteinen und Schiefen im Liegenden der weissen Podoler Kalksteine stimmen vollkommen überein mit den analogen Crinoidenresten aus den Banden $e_{1\beta}$ und e_2 im mittelböhmischen Silur. Ob sie da und dort denselben Arten angehören, vermag man allerdings nicht zu entscheiden, weshalb ich auch die Podoler Crinoidenreste einstweilen unbenannt lasse, in solange nicht bestimmbare Kelche vorgefunden werden. Ich habe die Crinoiden des mittelböhmischen Silur als Fortsetzung des bekannten Barrande'schen Werkes bearbeitet. In dieser in Druck befindlichen Publication begründe ich ausführlich, warum solche vereinzelt vorkommende Theile des Crinoidenskelettes (Stiele und Arme, Glieder derselben etc.) weder specifisch noch generisch bestimmbar sind. Aus den dort angeführten Gründen ist es gleichfalls unzulässig, solche vereinzelt Crinoidenreste aus dem Eisengebirge mit analogen Resten desselben Habitus aus dem mittelböhmischen Silur zu identificiren.

An derselben Stelle, wo ich im Jahre 1891 die soeben beschriebenen Crinoiden und Orthoceren fand, gelang es mir heuer, in demselben unteren, dunklen Kalksteine auch einen sogenannten Lobolithen zu entdecken.

Ueber die Bedeutung dieses Fundes für die Altersfrage der Podoler Kalksteine muss ich mich an dieser Stelle ausführlicher äussern.

Die Lobolithen sind in kugelförmige bis unregelmässig knollenförmige Körper (im lebenden Zustande Blasen) angeschwollene Crinoidenwurzeln. Ihre äussere Oberfläche bedecken unzählige polygonale Kalktäfelchen. Inwendig sind die Lobolithen in mehrere unregelmässige Kammern durch Zwischenwände getheilt, die sich äusserlich als Furchen zeigen. An der unteren Seite der Lobolithen ist oft noch die eigentliche Crinoidenwurzel erhalten, die nur selten auch in Verbindung mit dem zugehörigen Crinoidenstiele vorkommt.

J. Hall hat diese Versteinerungen aus dem amerikanischen Silur zuerst unter dem Namen *Camarocrinus* beschrieben und sie als Schwimmapparat der Crinoiden bezeichnet²⁴⁾. Vor ihm gab ihnen Barrande²⁵⁾ im Jahre 1867 (?) den Namen *Lobolithus* (*Michelini* Barr.) und betrachtete sie als fossile Vertreter einer besonderen Echinodermenclassé²⁶⁾.

²⁴⁾ Notice of some new and remarkable Forms of Crinoidea from the Lower Helderberg Group of New-York and Tennessee. 28th. Annual Report of the State Mus. of Nat. Hist. of the State of New-York State Museum. Edition 1879. Albany 1880.

²⁵⁾ Nach J. Bigsby's „*Thesaurus siluricus*“.

²⁶⁾ Syst. silur. du centre de la Bohême. VII. Vol., pag. 1.

Ich kann die Ansicht Hall's nicht in vollem Umfange gutheissen, da ich davon überzeugt bin, dass die Lobolithen in vielen Fällen den Crinoiden als Brutbefestigungsapparat gedient haben²⁷⁾. Ich befasse mich zur Zeit mit dem eingehenden Studium der Lobolithen aus dem mittelböhmischen Silur und werde daher Gelegenheit haben, meine Ansichten von der physiologischen Bedeutung desselben anderen Orts ausführlich auseinanderzusetzen. Hier sei bloss bemerkt, dass ich die Benennung Barrande's als zweckmässig und richtig anerkenne und auch weiterhin von ihr Gebrauch machen werde. Auf Grund isolirt vorkommender Skeletttheile, bezüglich derer gar nicht sicher gestellt werden kann, zu welchem bestimmbar Crinoidenkelche sie gehören, geht es nicht an, neue Gattungen aufzustellen, wie dies Hall gethan hat. So wie man anderen isolirt vorkommenden Crinoidenresten, die generisch nicht bestimmbar sind, allgemeine Namen beilegt — z. B. *Entrochus*, *Trochites* u. dgl. — empfiehlt es sich auch für die isolirt auftretenden, kugelig angeschwollenen Crinoidenwurzeln den allgemeinen Namen *Lobolithus* anzuwenden.

Das von mir in dem schwarzen Podoler Kalksteine gefundene Exemplar stimmt mit den Lobolithen des mittelböhmischen Silur vollständig überein. Es ist von ellipsoidförmiger Gestalt; der längere Durchmesser beträgt 90 mm, der kürzere beinahe 70 mm. Die ganze Oberfläche bedecken unregelmässig polygonale Kalktäfelchen, die an einigen Stellen sehr deutlich erhalten sind. Der Untertheil unseres Lobolithen, wo sich die Crinoidenwurzel befand, ist abgebrochen, einzelne Theile (Aestchen und starke Aeste) der Wurzel kommen in dem benachbarten Gesteinsstück zerquetscht vor. Die Gelenkfläche dieser Wurzeläste ist fein radial gestreift, in der Mitte derselben findet sich bei allen von mir untersuchten Gliedern eine kreisförmige, nicht sehr breite Oeffnung, die dem die Wurzeläste durchsetzenden Nahrungscanale entspricht. Der Durchschnitt unseres Lobolithen weist bloss eine Kammer auf, die ursprünglich wohl Luft enthielt, und nun mit weissem Calcit ausgefüllt ist. Die kalkige Gesteinsmasse im Innern des Lobolithen ist stark umgewandelt, umkrystallisirt, infolge dessen vermag man am Querschnitt unseres Lobolithen weder die Scheidewände der Kammern, noch die eigentliche Stärke der äusseren Schalenwand zu unterscheiden.

In Erwägung dessen, dass sämtliches Bitumen dieser schwarzen Kalksteine in den das jetzige Gestein durchdringenden Graphit (eventuell Anthracit) verwandelt erscheint, dass der Kalkstein selbst stellenweise grosse petrographische Veränderungen erlitten hat, dass die Schichten dieses schwarzen Kalksteines vielfach verworfen und gefaltet, gewaltsam umgebogen, entzweigerissen, durcheinander geworfen sind, können wir uns nicht der Ueberzeugung verschliessen, dass die betreffenden Ablagerungen in früheren geologischen Perioden einem ungeheuren Drucke ausgesetzt waren, den die gewaltsamen Umwälzungen bei der Entstehung des Eisengebirges verursacht haben. Dieser

²⁷⁾ Ich habe diese meine Ansicht seiner Zeit Prof. E. Haeckel mitgetheilt, der sie in seiner Arbeit „Die Amphorideen und Cystoideen“ (Leipzig, 1896, pag. 169) citirt.

Druck hat auch meistentheils die in diesen Kalksteinen versteinerten Thierreste vernichtet. Dass eben unser Lobolith, obgleich ziemlich umfangreich, diesen Druck aushielt und sich relativ sehr gut erhalten hat, spricht für die beträchtliche Festigkeit des Kalkskelettes dieser kugelig angeschwollenen Crinoidenwurzeln.

Der Fund dieses Lobolithen in den schwarzen Podoler Kalksteinen ist von grosser Bedeutung für die Stratigraphie der palaeozoischen Ablagerungen des Eisengebirges.

Ziehen wir vorerst in Betrachtung, wo man bisher Lobolithen ausserhalb Böhmens gefunden hat.

Fr. Frëch fand einen Lobolithen am Wolayer Thörl in den karnischen Alpen in einem Plattenkalk mit hornsteinartigen Einlagerungen²⁸⁾. Diese Kalke sind nach Frëch unter den eigentlichen Kalksteinen der Bande e_2 und über den Graptolithenschiefern (e_1) gelegen; entsprechen daher der Uebergangszone zwischen den Banden e_1 und e_2 im mittelböhmischem Silur, die ich seinerzeit mit $e_1\beta$ bezeichnet habe²⁹⁾. Ich erwähne, dass ich auch im mittelböhmischem Silur in den grauen und schwarzen, plattenförmigen, versteinungsarmen Kalksteinen dieser Zone bei Koněprus, Lochkov und a. O. gleichfalls hornsteinartige Ausscheidungen beobachtet habe. Ausser den gedachten Lobolithen fand Frëch in den betreffenden Kalksteinen bloss noch unbestimmbare Orthoceren und Crinoidenstiele — also dasselbe wie ich bei Podol.

Die vorerwähnten amerikanischen Lobolithen J. Hall's stammen gleichfalls aus dem Obersilur, aus den Kalksteinen der Lower Helderberg Group, die unserer Etage *E* entspricht. Frëch meint zwar in seiner oberwähnten Arbeit³⁰⁾, dass die Lower Helderberg Group der unteren Grenze des Unterdevons entspreche (derselben Ansicht sind auch viele andere Geologen). Dem entgegen erklärt mir Prof. Hall selbst, er habe nie in einer seiner Arbeiten das untere Helderberg für Unterdevon ausgegeben. Es ist ihm zwar bekannt, dass mehrere Geologen diese Ansicht zu verbreiten suchen, er legt jedoch in seiner Zuschrift dagegen Protest ein, unter Hinweisung auf den Umstand, dass die Fauna des unteren Helderberg mit jener der Niagaragruppe übereinstimme, weshalb er überzeugt ist, dass das untere Helderberg derselben Formation — dem Obersilur — angehöre wie die Niagaragruppe.

Prof. Lapparent erwähnt in seinem Werke „Traité de Géologie“³¹⁾ einen Lobolithen aus den Pyrenäen, aus Schichten, die der Bande e_2 im mittelböhmischem Silur entsprechen. Mit *Lobolithus* findet sich dort *Scyphocrinus elegans*, *Cardiola interrupta* und *gibbosa*, *Orthoceras bohemicum*, *pyrenaicum* etc., welche Fossilien auch im mittelböhmischem Silur mit den Lobolithen für die Oberabtheilung der Etage *E* charakteristisch erscheinen.

²⁸⁾ „Ueber das Devon der Ostalpen etc.“, Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch. Berlin 1887, Band XXXIX, pag. 681. Vergl. die Schrift von demselben Autor: „Die karnischen Alpen“, Halle 1894, pag. 222, 225 u. a.

²⁹⁾ Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst. Wien 1892, Band 42, pag. 451.

³⁰⁾ „Die karnischen Alpen“, pag. 222.

³¹⁾ „Traité de Géologie“, Paris 1883, pag. 699.

Sämtliche, überaus zahlreiche Exemplare von mittelböhmischen Lobolithen, die ich entweder selbst gefunden oder in Sammlungen gesehen habe, sowie auch die ungemein zahlreichen, in Barrand's Werk abgebildeten Lobolithen, stammen entweder aus der Uebergangszone zwischen den Banden e_1 und e_2 (z. B. bei Dvorce, Kuchelbad, Budňan), oder aus der Bande e_2 (z. B. Radotín, Lochkov, Dlouhá Hora, St. Johann unter dem Felsen).

Weder in höheren, noch in tieferen Stufen als E sind bisher Lobolithen überhaupt, sowohl in Böhmen als anderswo, gefunden worden.

Da die Lobolithen in den Alpen, in Nordamerika, in den Pyrenäen und in Mittelböhmen stets in demselben Horizonte auftreten, erweist sich *Lobolithus* offenbar als ein sehr charakteristisches Fossil für die Etage E , d. i. für das Obersilur.

Durch meinen Fund eines Lobolithen im schwarzen Podoler Kalksteine ist daher zum ersten Male ganz unzweifelhaft festgestellt, dass die dunklen Podoler Kalksteine mit Orthoceren, Crinoiden und *Lobolithus* der Etage E im mittelböhmischen Silur entsprechen, woraus weiterhin folgt, dass der mächtige Schichtencomplex der weissen Podoler Kalksteine mit undeutlichen Korallen und Crinoiden, der diese dunklen Kalksteine überlagert, als Aequivalent der Etage F' oder der Koněpruser Kalksteine (f_2) anzusprechen ist.

So ist denn heute die Richtigkeit der Ansicht, die ich bereits in meiner Arbeit vom Jahre 1892 bezüglich der Gliederung und des Alters der Podoler Kalke geäußert habe, vollständig bestätigt. In Erwägung dessen, dass das Silurmeer im östlichen Böhmen einst mit dem mittelböhmischen Silurmeer im Zusammenhange war, was jetzt wohl Niemand mehr in Zweifel zieht, finden wir es ganz natürlich, dass da wie dort die Etagen E und F' eine gleiche Entwicklung aufweisen. Und eben im Hinblick auf diesen sozusagen handgreiflichen Zusammenhang ist es mir bei den Geologen, die sich bisher mit der Altersfrage der Podoler Kalksteine befasst haben, geradezu unbegreiflich, dass sie 1. alle die eine selbstständige Stufe bildenden, dunklen Podoler Kalksteine übersehen haben, und dass 2. die Analogie der Podoler Kalksteine mit den Etagen E und F' im mittelböhmischen Silur ihrer Beachtung entging.

Besonders nimmt mich das Wunder bei Krejčí, der doch entschieden für die Hypothese betreffs des ehemaligen Zusammenhanges der beiden böhmischen Silurgebiete eintrat und dementsprechend wirklich bemüht war, im Silur des Eisengebirges Analogien der Etagen und Banden des mittelböhmischen Silur aufzufinden³²⁾. Es

³²⁾ Krejčí sagt in den „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges“: „Auf der Grundlage dieses palaeontologischen Merkmales (d. i. der Crinoidenreste), sowie noch anderer Merkzeichen ist die Annahme die plausibelste, dass die Podoler Kalksteine und die sie begleitenden Schiefer dem Untersilur angehören. An Devon kann schon deshalb nicht gedacht werden, weil der Zusammenhang des Gebirgszuges mit dem centralböhmischen Silurbecken bis beinahe zur Sicherheit wahrscheinlich ist“ (pag. 55).

nimmt mich Wunder, dass er in seiner ausführlichen Arbeit über das Eisengebirge oben die Podoler Kalksteine nicht mit dem mittelböhmischem Obersilur parallelisirte, sondern sie für eine Analogie der Stufe d_1 erklärte! Im gesammten mittelböhmischem Untersilur kommen keine Kalke vor und insbesondere die Bande d_1 besteht im Mittelböhmen aus Grauwacken, Quarziten und Schiefen, während das Obersilur dort überwiegend von Kalksteinen gebildet wird.

Krejčí meint: „Da im mittelböhmischem Silur die Minette das Alter der Zone d_6 besitzt, so muss sie allerdings auch ältere Schichten gangförmig durchsetzen, was, auf die hiesigen (d. i. im Eisengebirge) Verhältnisse angewendet, dafür spricht, dass das Podoler Kalksteinlager mit den Thonschiefen älter sein kann, als die Zone d_5 , und dass mithin dieser Kalkstein der Zone d_1 angehören kann“⁸³⁾.

Diesem Ausspruch Krejčí's nach würde es den Anschein haben, als ob die Durchsetzung der Podoler Kalke durch die Minette entschieden gegen das obersilurische Alter dieser Kalke sprechen würde. Im mittelböhmischem Silur geschah die Eruption der Minette allerdings in der Periode der Ablagerung der Schichten der Zone d_6 . Wie ich jedoch bereits früher bemerkt habe⁸⁴⁾, braucht sich die Giltigkeit dieser Regel keineswegs auch auf das ostböhmisches Silur zu erstrecken, wenn es auch im genetischen Zusammenhange mit dem mittelböhmischem stand, denn im Allgemeinen fallen die Minette-eruptionen in anderen Ländern eher in die zweite Hälfte der palaeozoischen Periode, namentlich in die Culmperiode.

Meine Studien der palaeozoischen Ablagerungen des Eisengebirges sind bisher absoluten Zeitmangels wegen noch nicht so weit gediehen, dass ich schon in der vorliegenden Arbeit mit voller Sicherheit und Ausführlichkeit die Gliederung der Etage E in ähnlicher Weise, wie dies in Mittelböhmen geschah, durchzuführen vermöchte. Ich vermute jedoch schon heute, dass auch im Eisengebirge sämtliche Zonen der Stufe E , d. i. $e_1 \alpha$, $e_1 \beta$ und e_2 vertreten seien.

Der Bande e_2 entsprechen hier ganz entschieden die dunkelgrauen Kalksteine im Liegenden der lichten und weissen Kalke, die jetzt in dem Prachovicer Hauptbruch in mächtigen Bänken aufgeschlossen sind.

Die Uebergangsschichten zwischen den Banden e_1 und e_2 , d. i. die Zone $e_1 \beta$, bestehen im mittelböhmischem Silur in den unteren Lagen aus Thonschiefen mit eingelagerten Kugeln bituminösen Kalkes (Antraconitkugeln), in den oberen Lagen dagegen aus plattenförmigen Kalksteinen in Abwechslung mit Thonschiefen. Diese gesammte Zone ist im mittelböhmischem Silur durch die dunkle Farbe der sie bildenden Gesteine und deren starken Bitumengehalt charakterisirt.

Ich behaupte, und wohl mit Grund, dass ich diese Zone im Eisengebirge bei Podol und Boukalka an mehreren Stellen angetroffen habe. Dort stossen wir nämlich auf schwarze, weiche, bröckelige, schlecht spaltbare Thonschiefer, die Graphit und Anthracit (das ehemalige Bitumen) enthalten, welche auch Rinden und Ueberzüge

⁸³⁾ „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges“, pag. 59.

⁸⁴⁾ Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1892, 42. Band, pag. 460.

auf den durch Druck geglätteten, glänzenden Flächen dieses Schiefers bilden. Diese Schiefer enthalten mitunter Stiele und Stielglieder von Crinoiden. In denselben sind schwarze, stellenweise stark graphitische (= ehemals bituminöse) Kalksteine eingelagert. Diese Kalksteine kommen in Gestalt abgeplatteter Kugeln von kreisförmiger oder elliptischer Contour⁸⁵⁾ vor, oder in Form von mehr oder weniger dicken Platten. Ihre Oberfläche pflegt, so wie im mittelböhmischen Silur, von einer glänzenden, graphitischen oder anthracitischen Rinde überzogen zu sein. Beinahe jedes Stück dieser Kalksteine enthält Crinoidenreste; manche Platten enthalten solche Mengen von Skeletttheilen dieser Wesen, dass man sie direct als „Crinoidenkalk“ bezeichnen kann.

Vergleicht man die soeben gelieferte Schilderung der fraglichen Schichten mit der Beschreibung der Uebergangsschichten $e_1\beta$ im mittelböhmischen Silur, wie ich sie z. B. auf pag. 414 meiner erwähnten Arbeit bringe, so bemerkt man die vollständige Uebereinstimmung beider: Habitus und Eigenschaften des Schiefers und des in ihm eingelagerten Kalksteines sind da und dort durchaus gleich, auch das häufige Vorkommen von Crinoidenresten⁸⁶⁾ in dieser Zone trifft in beiden böhmischen Silurgebieten zu. Wenn ich nun noch hinzufüge, dass die Orthoceren, die ich bei Podol eben in den Kalksteinen dieser Zone gefunden habe, in ihren Dimensionen mit den Orthoceren aus den Kalksteinen der Uebergangsschichten $e_1\beta$ im mittelböhmischen Silur übereinstimmen, und wenn ich schliesslich hervorhebe, dass ich in denselben im Schiefer eingelagerten Kalksteinen bei Podol auch den oberwähnten *Lobolithus* gefunden habe, der eine so häufige Erscheinung in der Zone $e_1\beta$ im mittelböhmischen Silur z. B. bei Budňan (Karlstein) und Kuchelbad bildet, wird wohl niemand mehr das übereinstimmende Alter dieser Ablagerungen in Zweifel ziehen.

Ueber das Analogon der Graptolithenschiefer $e_1\alpha$ im Eisengebirge vermag ich heute noch keine bestimmte Erklärung abzugeben. Es ist möglich, dass zu dieser Bande die schwarzen, dünn spaltbaren Schiefer (oder wenigstens ein Theil derselben) gehören, die bei Podol, Boukalka und Prachovic das Liegende der soeben beschriebenen Schichten der Etage *E* bilden. Leider vermochte ich bisher in diesen Schichten weder Graptolithen, noch andere Versteinerungen zu finden. Ich zweifle auch daran, dass dies dort je der Fall sein wird, da dieser Schiefer durch den durch tektonische Vorgänge verursachten Druck so sehr verändert ist (seine Schichtflächen sind fein, parallel gefaltet), dass in ihm diese zarten Fossilien gar nicht erhalten bleiben

⁸⁵⁾ Es sind dies wohl dieselben Kalkconcretionen, von denen Krejčí in seiner „Geologie“ bemerkt, dass sie „insbesondere auf dem Hange unter Nutic bei Podol in den graphitischen Schiefeln häufig auftreten, wo diese Schiefer mit dem Kalksteine (d. i. dem weissen) im Contact sind. Ausser den Encrinitengliedern“ — sagt Krejčí — „sieht man dort auch undeutliche Muschel-, Korallen- und Cephalopodenabdrücke, jedoch von so undeutlicher Art, dass sie eine nähere Bestimmung nicht zulassen“ (l. c. pag. 452).

⁸⁶⁾ Einige Stücke von diesem schwarzen Podoler Kalksteine mit häufigen Crinoidenresten vermag man von Stücken desselben Gesteines aus den Uebergangsschichten $e_1\beta$ von Karlstein kaum zu unterscheiden.

konnten. Ueberdies sind auch die Lagerungsverhältnisse der palaeozoischen Schichten, wie ich schon früher erwähnt habe, gerade in diesem Theile des Eisengebirges so verworren, dass es nicht angeht, bei oberflächlicher, flüchtiger Besichtigung derselben die Frage auch nur in dieser Weise zu lösen. Die bisherigen Profile aus diesem Gebiete entsprechen nicht den thatsächlichen Verhältnissen, und zur Construction eines vollständigen, eingehenden und richtigen Profiles der Gegend von Podol fehlte mir bisher Zeit und Musse.

Ueber die das Liegende der Podoler Kalksteinzone bildenden Schichten.

Als Krejčí an die Bestimmung des Alters der verschiedenen palaeozoischen Gebirgsarten in dem uns berührenden Theile des Eisengebirges ging, fusste er auf der ganz unrichtigen Voraussetzung, dass in der Mitte dieses Gebirgszuges (also etwa in der Umgegend von Podol) die ältesten Gesteine lagern, worauf dann gegen Norden, der Elbethalniederung zu, immer jüngere Gesteine folgen.

Zu dieser unrichtigen Bestimmung des Alters der palaeozoischen Ablagerungen im Eisengebirge bewog Krejčí wohl hauptsächlich eben der Umstand, dass er die stratigraphisch selbstständige Zone der dunklen Kalksteine von den lichten nicht zu unterscheiden wusste. Krejčí beobachtete richtig, dass die dunklen Kalksteine mit Thonschiefer wechsellagern (vergl. vorn meine Beschreibung der Zone $e_1\beta$ bei Podol). In diesen Schiefeln fand er dieselben Crinoidenreste wie in den genannten Kalksteinen. Weil jedoch Krejčí diese Schiefer für ein Analogon der mittelböhmischen Bande d_1 ansah, erkannte er auch allen Podoler Kalken das Alter der Zone d_1 zu. Dieser Irrthum bewog nun Krejčí dazu, die der mittelböhmischen Bande d_2 analogen Quarzite für jünger als die Podoler Kalke zu erklären³⁷⁾. Da nun diese Quarzite nördlich von den Podoler Kalken gelegen sind, betrachtete Krejčí alle Schichten nördlich von Podol als das Hangende der Podoler Kalksteine.

Der Fund eines entschieden obersilurischen Leitfossiles, *Lobolithus Michelini* Barr., in den schwarzen Podoler Kalken liefert nun den Beweis, dass in Wirklichkeit dort gerade die entgegengesetzte Schichtenfolge zutrifft, dass bei Podol die jüngsten palaeozoischen Ablagerungen entwickelt sind und nach Norden hin immer ältere Gesteine folgen: Untersilur, Cambrium, Präcambrium, Urgebirge.

³⁷⁾ Krejčí sagt in den „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges“: „Durch dieses Vorkommen (d. i. der Scolithen) wird für den Quarzit des Eisengebirges die Einreihung in die Zone d_2 mit beinahe völliger Sicherheit bestimmt, woraus nun folgt, dass die schwarzen Thonschiefer, welche das Kalklager von Podol einschliessen und unter den Quarziten liegen, der Zone Dd_1 angehören müssen.“ Und weiter sagt er: „Es könnten zwar diese schwarzen Thonschiefer auch als d_1 gedeutet werden, doch dem widersprechen die Lagerungsverhältnisse, da diese Thonschiefer unter den Quarziten ruhen“ (l. c., pag. 56).

Dass sich die Dinge thatsächlich so verhalten, wurde mir auch einleuchtend, als ich mit dem Herrn Collegen Ingenieur A. Rosiwal die Schichtenfolge von Podol nach Norden gegen Heřmanměstec hin untersuchte.

Wenn wir die Kalksteinzone verlassen haben, gelangen wir vorerst in eine ziemlich mächtige Zone schwarzer, dünnblättriger Schiefer, über die ich soeben die Ansicht äusserte, dass sie wenigstens zum Theil der Zone $e_1\alpha$ angehören. Die Lagerung dieser Schiefer ist stark gestört; ihre Schichten sind gefaltet und vielfach verworfen, stellenweise senkrecht gestellt; anderen Orts fallen sie nach NW oder aber nach SO ein. Auch das Streichen der Schichten dieser Schiefer ändert sich mitunter.

Dieser Schiefer kommt auch in der Semtner Basalttuffbreccie vor. In meiner oben citirten diesbezüglichen Arbeit betrachtete ich diesen Schiefer als d_1 ³⁸⁾ mit Berufung auf Krejčů, der in seiner Abhandlung über das Eisengebirge diese „schwarzen, auf den Schichtungsflächen oft schwach parallel gefalteten Thonschiefer“³⁹⁾ insgesamt zur Bande d_1 rechnet.

Unter diesen Schiefen folgt gegen Norden eine Zone dunkler Grauwackenschiefer, die mit schwarzen, dünnblättrigen, glimmerhaltigen Schiefen wechsellagern, deren Schichtflächen stellenweise uneben, anderswo — wie bei dem vorigen Schiefer — fein parallel gefaltet sind.

Ähnliche Gesteine finden sich in der Semtner Breccie und enthalten dort zahlreiche, für die Zone $d_3 + 4$ bezeichnende Fossilien. Hier im Eisengebirge gelang es mir bisher noch nicht, in diesen Schiefen auf Versteinerungen zu stossen; allein diese Schiefer pflegen auch im mittelböhmischen Silur sehr oft versteinungsleer zu sein und bergen Fossilien in grösserer Zahl nur stellenweise, an den bekannten Fundstätten. Man muss daher auch im Eisengebirge solche Fundstätten, die dort wohl schwerlich fehlen, aufzufinden trachten. Sowie im mittelböhmischen Silur die schwarzen, dünnblättrigen Schiefer der Barrande'schen Bande d_3 mit dunklen, gröbergeschichteten, durch unebene Schichtenflächen gekennzeichneten Grauwacken- und Thonschiefern der Bande d_4 wechsellagern⁴⁰⁾, scheinen auch hier im Eisengebirge die beiden Banden verschmolzen zu sein: Schichten der Bande d_4 sind in die Schichten der Bande d_3 eingelagert.

Die sodann folgende Zone schwarzer, dünn geschichteter, glimmerhaltiger Schiefer würde den geschilderten Lagerungsverhältnissen gemäss den Vinicer Schiefen (d_3) entsprechen. Diese Deutung hat für sich auch den Umstand, dass unter diesen Schiefen die Drábover Quarzite, Bande d_2 , gelegen sind.

Diese Bande wird im Profile Podol-Heřmanměstec von lichtgrauem, feinkörnigem, sehr hartem und festem Quarzit mit ebenen Schichtungsflächen gebildet, der mit dem Drábover Quarzite (d_2) an

³⁸⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1896, Nr. 16, pag. 447.

³⁹⁾ „Erläuterungen zur geol. Karte des Eisengebirges“, pag. 57.

⁴⁰⁾ Siehe meine Arbeit im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1892, Bd. 42, pag. 409—411. — Vergl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1896, Nr. 16, pag. 449—450.

vielen Stellen des mittelböhmischen Silur vollkommen übereinstimmt. Dasselbe Gestein findet sich auch in der Semtiner Breccie; ich habe es in meiner betreffenden Arbeit auch wirklich als d_2 bezeichnet.

Aehnlich wie im mittelböhmischen Silur (Ostrý, Děd u. a. O.) sind auch hier in der Quarzitbande d_2 stellenweise dunkle, glimmerhaltige Grauwacken- und Thonschiefer mit rostfarbenen, ebenen Schichtungsflächen eingelagert.

Die sodann im Norden folgenden Gesteine sehe ich als ein Analogon des mittelböhmischen Cambrium an. Es sind dies: Ein Quarzit- bis Grauwackenconglomerat, das mit dem Trěmošná-Conglomerate des mittelböhmischen Cambrium übereinstimmt. Dieses Conglomerat ist bald feinkörnig, bald grobkörnig, dunkel oder lichter, stellenweise röthlich gefärbt, seine Schichtflächen pflegen mit Ocker bedeckt zu sein. Die Uebereinstimmung mit dem Conglomerat des Skrej-Tejřovicer Cambrium ist daher vollständig. Dieses Conglomerat kommt auch in der Semtiner Basalttuffbreccie vor. Es geht in den oberen Schichten in meist dunkelgrauen Quarz- und Quarzitsandstein über, der bis auf seine Farbe vollkommen mit dem analogen Gesteine des Skrej-Tejřovicer Cambrium übereinstimmt.

Weiter nach Norden hin folgen Grauwacken und Grauwackensandsteine, die entschieden zum Präcambrium zu zählen sind. Der dortige schwarze, feinkörnige, sehr feste Grauwackensandstein gleicht vollständig dem analogen Gesteine im Liegenden des Skrej-Tejřovicer Cambrium, insbesondere dem Grauwackensandsteine am rechten Beraunufer gegenüber von Šlovic⁴¹⁾. Dasselbe Gestein bildet eine mächtige Zone bei Richenburg im Eisengebirge. Die graugrüne Grauwacke, die unser Profil im Norden abschliesst, ähnelt in petrographischer Beziehung gleichfalls den analogen Gesteinen im Liegenden des Skrej-Tejřovicer Cambrium.

Von da nach Norden hin sind die archaischen Schichten, die folgen sollten, von den Kreidcablagerungen bedeckt.

Im Liegenden der Podoler Kalksteinzone sind daher vertreten: Bande e_1 (muthmasslich), Bande $d_3 + 4$, Bande d_2 , Cambrium und Präcambrium. Bei Vergleichung mit dem mittelböhmischen Silur fehlen daher: Bande d_5 (Kosover Quarzite und Königshofer Schiefer), Bande d_1 ($d_1 \alpha, \beta, \gamma$) und die Skrej-Jinecer Paradoxidesschiefer.

Ich werde im Folgenden noch nachweisen, dass einige dieser Banden doch im Eisengebirge vertreten sind, wenn sie auch nicht gerade im Liegenden der Podoler Kalksteine auftreten.

Uebersicht der bisher bekannten Silurstufen im Eisengebirge.

Aus dem im Vorhergehenden Mitgetheilten ist ersichtlich, dass durch meine heurigen Untersuchungen in der Gegend zwischen Podol

⁴¹⁾ Vergl. meine diesbezügliche Arbeit im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, Jahrg. 45, Hft. 4, pag. 729.

und Heřmanměstec unser Wissen betreffs der palaeozoischen Ablagerungen im Eisengebirge eine bedeutende Erweiterung erfahren hat.

Wenn man die Resultate meiner heurigen Untersuchungen mit den früheren diesbezüglichen, von mir anderen Orts publicirten Mittheilungen zusammenfasst und unter Einem die bis nun sichergestellten Stufen der palaeozoischen Ablagerungen im Eisengebirge mit den bekannten Etagen und Banden des mittelböhmisches Silur vergleicht, bietet unser gegenwärtiges Wissen vom ostböhmisches Silur das nachfolgende Bild:

Liegendes: Präcambrium.

Etage B:

1. Schwarze Thonschiefer mit Kieselschiefer- (Lydit-) Einlagerungen, an vielen Stellen des Eisengebirges (und auch in der Semtiner Breccie, sowie im Basalte des Kuněticec Berges, hier stark verändert). Uebereinstimmend mit denselben Gesteinen im Liegenden des Skrej-Tejřovicec Cambrium.

2. Schwarzer, feinkörniger Grauwackensandstein, nördlich von Podol, bei Richenburg u. a. O. im Eisengebirge. Uebereinstimmend mit dem betreffenden Gestein im Liegenden des Skrej-Tejřovicec Cambrium.

3. Graugrüne, grobkörnige Grauwacke, südlich von Heřmanměstec u. a. O. im Eisengebirge. Aehnlich einigen Grauwacken im Liegenden des Lohovic-Skrej-Tejřovicec Cambrium.

Cambrium.

Etage C:

1. Trěmošná-Conglomerate: Quarz- und Grauwackenconglomerate bis Quarzite, an vielen Orten im Eisengebirge (z. B. nördlich von Podol, zwischen Brloh und Zdechovic, besonders bei Spitovic, Čertova skála etc.); das Quarzconglomerat ist auch in der Semtiner Breccie, der Quarzit im Basalte des Kuněticec Berges vertreten. Diese Gesteine stimmen mit den analogen Gesteinen im Skrej-Tejřovicec und Jinec Cambrium überein.

2. Skrej-Jinec Schiefer: Blaugraue und grünliche Thonschiefer mit Einlagerungen von grauen und rostfarbenen Grauwackensandsteinen, z. B. bei Labětín, im Ausläufer des Eisengebirges. Die Labětíner Schiefer sind vollkommen übereinstimmend mit den Skrej-Jinec Schiefern, die darin eingelagerten Grauwackensandsteine gleichen vollständig den in den Paradoxidesschiefern des Skrej-Tejřovicec und Jinec Cambrium eingelagerten Grauwackensandsteinen ⁴²⁾.

⁴²⁾ Schon Krejčí betont zu wiederholten Malen in seiner Monographie des Eisengebirges die auffallende Aehnlichkeit, ja vollständige Congruenz der die cambrischen Conglomerate im Eisengebirge begleitenden Thonschiefer mit den Jinec-Skrej Schiefern. Diese Schiefer gehen auch hier im Eisengebirge ebenso wie bei Tejřovic in Conglomerate über und wechsellagern mit ihnen (l. c. pag. 43 etc.).

Untersilur.

Etage D:

d_1 : Krejčí zählt in seiner Monographie des Eisengebirges zur Bande d_1 die Podoler Kalksteine und die schwarzen Thonschiefer im Liegenden derselben. Aus meinen Untersuchungen ergibt sich, dass diese Ansicht vollständig unrichtig ist. Späteren eingehenden und systematischen Untersuchungen im Bereich des Palaeozoicum im Eisengebirge bleibt es überlassen, nachzuweisen, ob dort diese Stufe vertreten ist, und durch welche Gesteine. Im Profil Podol-Heřmanměstec kommt diese Stufe nicht vor, denn dort ruhen die Drábover Quarzite direct auf dem Cambrium.

d_2 : Licht- bis dunkelgraue Quarzite, die stellenweise Scolithus-Röhrchen enthalten, durch welche diese Bande im mittelböhmischem Silur charakterisirt ist. An vielen Stellen im Eisengebirge (auch in der Semtiner Breccie vertreten). Vollkommen übereinstimmend mit den Drábover Quarziten im mittelböhmischem Silur.

d_3 : Schwarze, selten graue, glimmerhaltige Thonschiefer, die in der Semtiner Breccie zahlreiche, für diese Bande charakteristische Fossilien enthalten (*Trinucleus ornatus* Sternb. sp., *Cheirurus claviger* Beyr., Dalmaniten, Hyolithen, zahlreiche Bivalven, *Orthis altera* Barr. etc.). Zu dieser Bande gehört entschieden ein Theil der schwarzen, glimmerhaltigen Schiefer im Hangenden der Drábover Quarzite im Eisengebirge. Diese Schiefer stimmen mit den analogen Schiefer der Bande d_3 von Vinice, Trubín, Zahořan etc. im mittelböhmischem Silur vollständig überein.

d_4 : 1. Schwarzer, grünlichgrauer, manchmal auch bräunlicher, glimmerhaltiger Thonschiefer mit unebenen, knotigen Schichtungsflächen, vertreten in der Semtiner Breccie, vollkommen übereinstimmend mit demselben Gestein z. B. bei Nučic (schwarz), Zahořan (grünlichgrau) und Podčápel (bräunlich) im mittelböhmischem Silur.

2. Grauer, glimmerhaltiger, auf den unebenen, knotigen Schichtungsflächen rostfarbener Grauwackenschiefer, vertreten in der Semtiner Breccie, vollkommen übereinstimmend mit dem analogen Gesteine, z. B. bei Zahořan, Nučic, am Belvedere u. a. O. im mittelböhmischem Silur.

3. Dichter, schwarzer Kalksandstein von concentrisch schalenförmiger Structur, vertreten in der Semtiner Breccie; ähnliche Kugeln von schwarzem Kalksandstein sind in den Schiefer der Bande d_3 bei Beraun, Trubín u. a. O. und der Bande d_4 bei Vráž, Loděnic, Radotín u. a. O. im mittelböhmischem Silur eingelagert.

In diesen in der Semtiner Breccie häufig vorkommenden Gesteinen habe ich dort auch Petrefacte gefunden (*Trinucleus ornatus* Sternb. sp., *Pleurotomaria* sp., *Leda* sp. und drei *Nucula*-Arten).

Zu dieser Bande, die jedoch von der vorhergehenden Bande nicht geschieden werden kann, gehören wohl sicher die schwarzen, glimmerhaltigen Thonschiefer mit Einlagen von dunklen Grauwackenschiefern und Sandsteinen im Liegenden der Podoler Kalksteine (vergl. das früher Gesagte).

d_5 : Diese Bande besteht im mittelböhmischen Silur aus weichen, bröckeligen, lichtgrünlich- und gelblichgrauen, bis dunkelgrauen, dünnblättrigen Schiefen (Königshofer Schiefer) und grauen Quarziten (Kosover Quarzite). Ob diese Bande im Eisengebirge vertreten ist, vermag ich heute noch nicht zu entscheiden. Einige von mir in der Semtiner Breccie gefundene Quarzite erinnern stark an die Kosover Quarzite des mittelböhmischen Silur.

Katzer sagt: „Die dunklen Schiefer sammt den quarzitischen Einschaltungen könnten durchwegs der Stufe $D d_5$ angehören, wofür theils ihr Aussehen, theils ihr Pyritgehalt, besonders aber der Umstand sprechen würde, dass die quarzitischen Gesteine den Schiefen häufiger eingelagert als aufgelagert sind“⁴³⁾.

Obersilur.

Etage E:

$e_1 \alpha$: Wie schon erwähnt, betrachte ich es als wahrscheinlich, dass die schwarzen, glimmerhaltigen, dünnblättrigen Thonschiefer im unmittelbaren Liegenden des Podoler Kalksteinlagers zu dieser Bande zu zählen sind, die im mittelböhmischen Silur von thonigen Graptolithenschiefern mit denselben Eigenschaften gebildet wird. Die erwähnten, auf den Schichtflächen fein parallel gefalteten Schiefer kommen auch in der Semtiner Breccie vor.

$e_1 \beta$: Schwarze, bröckelige, mit Graphit oder Anthracit imprägnirte, Crinoidenreste enthaltende Thonschiefer mit Einlagerungen von abgeplatteten Kugeln und Platten eines schwarzen, stark graphitischen Kalksteines, der zahlreiche Crinoidenreste, sowie *Orthoceras sp. ind.* und *Lobolithus Michelini Barr.* enthält. Im Podoler Kalksteinlager. Diese Gesteine (und auch ihre gegenseitige Lagerung) stimmen mit den Uebergangsschichten zwischen den Banden e_1 und e_2 im mittelböhmischen Silur überein.

e_2 : Dunkelgraue, geschichtete Kalksteine im Liegenden der lichten und weissen Kalke, als mächtige Zone aufgeschlossen in den Prachovicer Steinbrüchen im Eisengebirge. Diese Kalksteine sind umgewandelt, soweit mir bekannt, versteinungsleer und gestatten keinen directen Vergleich mit den Kalksteinen der Bande e_2 im mittelböhmischen Silur. Ihre Lage oberhalb der Zone $e_1 \beta$ und unter der mächtigen Zone der lichten und weissen Podoler Kalksteine lässt jedoch über ihr Alter keinen Zweifel zu.

Hercyn⁴⁴⁾.

Etage F:

f_2 : Lichtgraue (gestreifte, wolkige) bis weisse, krystallinische Kalksteine mit Crinoiden-, Brachiopoden(?) und undeutlichen Korallen-

⁴³⁾ „Geologie von Böhmen“, pag. 1004.

⁴⁴⁾ In den Erklärungen der Farben auf der VI. Section der geolog. Karte von Böhmen (siehe Anmerkung ³⁾ weiter oben) führt Krejčí aus Ostböhmen auch die Etage H an. Unter diesem H ist ein Ausläufer der von Krejčí so ge-

resten, die Podoler Kalke. Die diese Kalke bei Podol durchsetzende Minette findet sich auch in der Semtiner Breccie und in dem Basalte des Kuněticer Berges vor. Im letzteren kommt auch der weisse, krystallinische Kalk eingeschlossen vor.

Aus der hiermit gelieferten Uebersicht und Vergleichung resultirt die offenbare Uebereinstimmung in der Facies-Entwicklung der silurischen Ablagerungen im östlichen und mittleren Böhmen, und zwar in petrographischer sowohl als in palaeontologischer Hinsicht.

Diese Uebereinstimmung liefert den Beweis, dass diese beiden Silurgebiete, die gegenwärtig im Relief des Landes von einander getrennt und scheinbar selbstständig auftreten, Ablagerungen eines und desselben Meeres und Ueberreste ehemaliger, viel ausgedehnterer Silurschichten vorstellen, die durch spätere Transgressionen zum Theil abradirt worden sind. Dieser Ansicht huldigte schon Krejčí, ihr vornehmlicher Vertreter ist jedoch Suess.

Ein Blick auf die geologische Karte Böhmens macht uns diesen Zusammenhang beider böhmischer Silurgebiete vollkommen plausibel: Die mittelböhmischen Silurschichten halten das nordöstliche, die analogen Schichten im Eisengebirge dagegen das nordwestliche Streichen ein. Das mittelböhmische Silur fällt an seinem nordöstlichen Ende unter die Kreideformation der Elbthalniederung ein und ebenso verschwindet auch der nordwestliche spornförmige Ausläufer des Eisengebirges unter der Kreidedecke der Elbeniederung und der auf ihr ruhenden quaternären Ablagerungen.

Krejčí hat die Vermuthung geäußert⁴⁵⁾, dass die palaeozoischen Schichten des Eisengebirges auch nordwestlich von Elbeteinitz unter der Decke der Elbhalkkreideformation und des Böhmischembroder Perm in der Richtung gegen das mittelböhmische Silur hin fortsetzen, ja dass sie weiter im Nordwesten, allerdings in bedeutender Tiefe, noch immer mit dem mittelböhmischen Silur im Zusammenhange sich befinden. Suess wies darauf hin, dass die offenbare schwache Krümmung des nordöstlichen Ausläufers des mittelböhmischen Silur nach Osten hin, in der Richtung zum Eisengebirge, für diese Annahme spricht.

In meinen Arbeiten über das Silur in Ostböhmen und über die Semtiner Breccie habe ich mich dahin geäußert, dass das Vorkommen von cambrischen und silurischen Gesteinen in der Semtiner Breccie, sowie im Basalte des Kuněticer Berges die Ansicht Krejčí's und Suess' bestätigt, dass die palaeozoischen Ablagerungen des Eisengebirges auch in der Tiefe unter der Kreidedecke sich weiter erstrecken, und zwar nicht bloß nach Norden, sondern auch weiter nach Nordwesten, in der Richtung zum mittelböhmischen Silur hin.

denteten Gesteine am rechten unteren Rande der genannten Section südöstlich von Landskron gemeint. Herr Oberbergrath Dr. E. Tietze, der diese Gegend aufgenommen hat, theilt mir nun mit, dass diese Gesteine mit dem böhmischen Silur absolut nichts zu thun haben; es ist dies der sogen. Tess-Gneiss nach Prof. Becke's Benennung.

⁴⁵⁾ „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges“, pag. 43, 56.

Durch den Fund von für die Bande $d_3 + 4$ charakteristischen Versteinerungen in den Geschieben von typischem Vinicer und Zahořaner Schiefer und Grauwacke in der Semtiner Breccie wurde der erste palaeontologische Beweis geliefert (allerdings auf secundärer Lagerstätte) für die Berechtigung der Hypothese vom genetischen Zusammenhange beider böhmischer Silurgebiete, die Krejčí und Suess bloß aus tektonischen Gründen und in Erwägung der petrographischen Uebereinstimmung der gleichalterigen Gesteine da und dort aufgestellt hatten.

Durch den Fund eines entschiedenen obersilurischen Leitfossils — *Lobolithus Michelini* Barr. — in dem schwarzen Kalksteine im Liegenden der weissen Podoler Kalke ist nun heute dieser palaeontologische Nachweis auch auf primärer Lagerstätte erbracht und zugleich ist nun zum ersten Male, und zwar in definitiver Weise, die wirkliche, richtige Schichtenfolge im Palaeozoicum des Eisengebirges festgestellt.

Beitrag zur Kenntniss der Gesteine und Graphitvorkommnisse Ceylons.

Von Max Diersche.

Mit einer lithographirten Tafel (Nr. VII).

Einleitung.

Im Winter des Jahres 1894 unternahm Herr Geh. Bergrath Prof. Dr. F. Zirkel¹⁾ eine Reise nach Ceylon. Während seines sechswöchentlichen Aufenthaltes besuchte er die wichtigsten Punkte der Insel. Nach der Landung in Colombo führte der erste grössere Ausflug in die nord-nordöstlich von dieser Stadt (über Polgohawela und Kurunegala hinaus) gelegenen Graphitgruben von Ragedara. Darauf wurde der ehemaligen Königsstadt Kandy ein Besuch abgestattet. Nun galt es, die alte Ruinenstadt Anuradhapura im nördlichen Flachland zu erreichen. Der Weg dahin führte von Kandy über Matale, Dambulla und Tirupane. Nach erfolgter Rückreise ging es nach Nanu Oya, ca. 4000 Fuss höher als Kandy. Omnibusverkehr liess darauf nach Nuwara Eliya (abgekürzt: Nurelia) gelangen, das noch 600 Fuss höher im Gebirge liegt, dicht am Fusse des höchsten ceylonischen Berges, des Pedurutallagalla (abgekürzt: Pedro), der 2536 *m* (8296 Fuss) hoch ist, aber nur ca. 2000 Fuss hoch über dem Oertchen emporsteigt. Etwas östlich von Nuwara Eliya liegt Hakgalla. Westlich dagegen befindet sich die Theeplantage Dimbula, etwa 7 Miles von der Eisenbahnstation Kotagala entfernt. Von hier aus ging es über Hatton nach Laxapane und dem in der Luftlinie nur 18 Miles nach Südwesten zu gelegenen immergrünen Felsenkegel des Adamspiks, 7420 Fuss hoch. Zwei Ruhetage in Kandy und die Rückfahrt nach Colombo beschlossen diese Reise ins Innere Ceylons. Die in den verschiedenen Gegenden gesammelten Gesteinshandstücke und Mineralien wurden dem Verfasser dieser Abhandlung zur Bearbeitung überlassen. Für diese Freundlichkeit wird sich derselbe seinem hochverehrten Lehrer immer zu grösstem Danke verpflichtet fühlen.

Ceylon ist trotz seiner hohen Bedeutung und vorgeschrittenen Cultur, trotz seiner grossen Anziehungskraft für Gelehrte und Reisende

¹⁾ Ceylon. Vortrag, gehalten im Verein für Erdkunde zu Leipzig am 5. Februar 1896 von F. Zirkel.

aller Art, in geologischer Hinsicht noch immer ein verhältnissmässig wenig bekanntes Land, von welchem noch nicht einmal eine gute, zuverlässige topographische Karte existirt. Insbesondere gilt dies im Gegensatz zu Vorder-Indien, über dessen geologische und petrographische Verhältnisse das grosse „Manual of the geology of India“ weitgehenden Aufschluss gibt und an dessen weiterer Erforschung die geologische Landesuntersuchung von Indien mit grossem Eifer arbeitet. Eine ähnliche Anstalt gibt es für das als Kronland administrativ ganz anders dastehende Ceylon zur Zeit noch nicht, und was von der Insel in geologischer Hinsicht bekannt geworden, verdankt man privaten Studien. Auch hat man erst in neuerer Zeit begonnen, sich auf diesem Gebiete mit der Erforschung Ceylons zu befassen.

Die Insel¹⁾ hat die Gestalt einer an dem grossen indischen Dreieck etwas rechtsseitlich fast genau von Norden nach Süden herabhängenden Birne, deren Stiel der Jaffna-Archipel ist. Vom Festlande wird sie durch eine Meerenge getrennt, welche an ihrer schmalsten Stelle nur 96 *km* breit ist und noch von Inseln und den Korallenriffen der Adamsbrücke unterbrochen wird. Ceylon erhebt sich von den Küsten aus zunächst ganz allmählig, so dass ein ziemlich breiter, flacher Küstensaum entsteht. Er stellt einen theilweise lagunenbedeckten Landstreifen dar, welcher die üppigste Tropenvegetation aufweist und im Norden die grösste Breite erlangt. Dieser äusserste und niedrigste Theil der Insel besteht im Norden hauptsächlich aus horizontal gelagerten Bänken von Meeressand und Korallenkalk. Auf ihn folgt allseitig nach dem Innern des Landes zu, ebenfalls im Norden die grösste Ausdehnung erreichend, ein niedriges, buschbedecktes und zum Theil etwas sumpfiges Flachland, aus dem sich im Norden nur einzelne klotzähnliche Hügel oder kurze, gerundete Bergzüge erheben, während im Süden und Osten die Zahl und Höhe derselben etwas bedeutender ist, sodass man dort von einem Hügellande reden kann. Das Innere, namentlich des südlichen Ceylons, aber ist ein gebirgiges Hochland, in dem ungefähr 100 Bergspitzen zwischen 1000 und 2000 *m* Höhe erreichen und etwa 10 Pks über 7000 Fuss emporragen. Die höchsten sind der Pedurutallagalla mit 2536 *m* (8296 Fuss) und der Kirigallpolla 2380 *m* (7592 Fuss). Der Adamspik, der lange als der höchste galt, weil er vom Meere aus als der hervorragendste Bergkegel erscheint, ist nur 7420 Fuss hoch. Die Berge des centralen Gebirgsmassivs, sowie die ihm vorgelagerten Hügel bestehen vorwiegend aus krystallinischen Schieferen, und zwar nimmt darunter der Gneiss, welcher von jeher als Hauptgestein Ceylons angesehen wurde, eine hervorragende Stellung ein; neben ihm tritt der Granulit, sowohl normaler als auch Pyroxengranulit. Granite sollen diese Gesteine an einzelnen Orten durchbrechen. Auch Quarzit wird im Gebirge gefunden. Die Oberfläche der ceylonischen Gesteine ist gewöhnlich stark verwittert zu jenem ziegelrothen, thonigen Mulm, der eine für die Tropen charakteristische Erscheinung darstellt und als Laterit bezeichnet wird. Der Haupt Rücken des Gebirges verläuft fast genau von Norden nach Süden; er fällt nach Westen zu viel steiler ab als

¹⁾ Zirkel, Vortrag etc. pag. 8.

nach Osten. Das eigentliche rundliche, etwas excentrisch nach Südwesten verschobene Hauptgebirgsmassiv ist sehr zerrissen durch tief eingefurchte Thäler; es nimmt etwa den fünften Theil der ganzen Insel ein.

Was die mir zugängliche geologische Literatur über Ceylon im Allgemeinen, beziehentlich über Gesteine und Mineralien desselben im Besonderen enthält, ist kurz Folgendes:

1. Sir Emmersen Tennent: Ceylon, an account of the island physical, historical and topographical. London 1860.
2. v. Richthofen: Bemerkungen über Ceylon. (Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, XII, 1860, pag. 523.)
3. A. M. Fergusson:
 - a) Directory of Ceylon 1887.
 - b) α . On Plumbago, with Special Reference to the Position occupied by the Mineral in the Commerce of Ceylon (vorgetragen in der Royal Asiatic Society, 1887).
 - β . Gold, Gems and Pearls in Ceylon.
 - γ . Plumbago Industry of Ceylon. Colombo 1887.
4. F. Sandberger: Beitrag zur Kenntniss des Graphits von Ceylon. (Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1887, II. Band, pag. 12.)
5. A. Lacroix: Contributions à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite, chapitre VII, pag. 198. Extrait du Bulletin de la Société Française de Minéralogie (avril 1889).
6. Contributions to the study of the pyroxenic varieties of Gneiss and of the Scapolite — bearing Rocks; by M. Al. Lacroix. — Ceylon and Salem. Translated by F. R. Mallet, late Superintendent, Geological Survey of India. (From the Records, Geological Survey of India, Vol. XXIV, Pt. 3, 1891.)
7. Joh. Walther: Graphitgänge im zersetzten Gneiss (Laterit) von Ceylon. (Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, XII, 1889, pag. 359.)
8. F. Zirkel: Ceylon. Vortrag, gehalten im Verein für Erdkunde zu Leipzig am 5. Februar 1896.
9. G. Melzi: Sopra alcune rocce dell' isola di Ceylan. Estratto dai „Rendiconti“ del R. Istituts Lomb. di scienze e lettere, Serie II, Vol. XXX, 1897.

Das dieser Abhandlung zu Grunde liegende Material besteht einerseits aus Gesteinen von den verschiedenen, oben kurz skizzirten Oertlichkeiten der Insel, andererseits aus Handstücken des Graphits von Ragedara, nebst darin enthaltenen Einschlüssen.

Es werden daher betrachtet:

- I. Einige Gesteine der Insel Ceylon,
- II. Graphit von Ragedara nebst seinen Einschlüssen.

I. Einige Gesteine der Insel Ceylon.

Die Handstücke dieser Gesteine entstammen dem mittleren (Kandy), nordwestlichen (Ragedara, Kurunegala) und südlichen (Dimbula, Adamspik, Pedurutallagalla, Hakgalla) Theile des centralen Gebirgsmassivs, sowie dem nördlichen Flachlande (Dambulla, Tirupane, Anuradhapura) und der Westküste (Mt. Lavinia). Die vertretenen Gesteine sind: Normaler Granulit, Pyroxengranulit, Gneiss, Granit, Kalkstein, Quarzit, Meeressand.

1. Normale Granulite.

Wenn hier von Granulit die Rede ist, so ist damit ein Vertreter jenes zu den altkrystallinischen Schiefergesteinen gehörenden Gesteinstypus gemeint, dessen Kenntniss insbesondere von dem sächsischen Granulitgebirge ausgegangen ist, nicht etwa eine Structurvarietät des Granites, welche die Franzosen mit diesem Namen bezeichnen, der von ihnen aus auch in der englischen Literatur Eingang gefunden hat. Die hier und in der Folge Granulite genannten ceylonischen Vorkommnisse werden von Al. Lacroix¹⁾ als Leptynite bezeichnet. Die allgemeinen Eigenschaften dieser ceylonischen Gesteine sind dieselben, wie die anderer normaler Granulite. Quarz und Feldspath sind schon makroskopisch deutlich zu erkennen; ersterer stellt farblose, glasglänzende, meist langgestreckte Bestandtheile oder förmliche Lagen dar, denen parallel die ebenso ausgebildeten Feldspathe von mehr weisslichem, matten Aussehen verlaufen. Dadurch entsteht die eigenthümliche, schiefrige Structur. Auch der Granat hilft diese erzeugen, zwar nicht, indem er selbständige und zusammenhängende Lagen bildet, sondern dadurch, dass seine isolirten Körner in gewissen Ebenen vertheilt liegen. Der Querbruch des Gesteines zeigt daher eine reihenweise Anordnung der Granatkörner, während sie auf der Ebene der Spaltbarkeit in ganz verschiedenen gegenseitigen Abständen hervortreten. Zuweilen ist auch noch Glimmer in kleinen Blättchen zu sehen, welcher dann in Gemeinschaft mit den Granaten an gefärbten Gemengtheilen reiche und daran arme Lagen zusammensetzen hilft. Nie sinkt jedoch die Dicke dieser Lagen zu so geringer Ausdehnung herab, wie z. B. in den sächsischen Granuliten, sondern die Structur bleibt dickschiefrig. Meist sind die Gesteine mittel- bis grobkörnig; wird das Korn feiner, so erlangen sie mehr zucker- körniges Aussehen, und die typische Schiefrigkeit verschwindet fast ganz. Da Quarz und Feldspath den grössten Theil der Granulite ausmachen, so ist deren Farbe immer hell, licht, röthlich oder gelblich. Bunte Flecken des rothen Granates erhöhen die Schönheit ihres äusseren Habitus. Die ceylonischen Granulite sind sehr hart und spröde. Eine besonders leichte Zerspaltung in der Richtung der Schieferung ist nicht bemerkbar, so dass sehr bequem fast cubische Handstücke geschlagen werden können, und bei der Härte einer

¹⁾ Contributions etc. 1889, pag. 211 u. 212.

Verwendung als Pflastersteine nichts entgegensteht. Das spezifische Gewicht ist durchschnittlich 2.76. Ausser den drei Hauptbestandtheilen tritt in einer Varietät noch reichlich Zoisit auf; als accessorisch sind anzuführen: Biotit, Rutil, Apatit, Zirkon, Spinell, Magneteisen (titanhaltig), selten Eisenkies. Feldspath tritt auf als Orthoklas (Mikroperthit) und stets auch als Plagioklas; Biotit fehlt nie. Dagegen wurden Sillimanit, Andalusit, Turmalin, Hornblende und Muscovit niemals bemerkt.

Feldspath. Als wesentlichster und am meisten charakteristischer Gemengtheil der lichten Granulite ist der Orthoklas anzusehen, welcher als Mikroperthit ausgebildet ist und als solcher keinem der ceylonischen Granulite fehlt. Ja, es scheint sogar, als wenn er auch in den übrigen gemengten, krystallinischen Gesteinen der Insel eine nicht unbedeutende Rolle spiele. Al. Lacroix¹⁾ erwähnt diese eigenthümliche, gesetzmässige Verwachsung zweier Feldspathe nicht, aber vielleicht weisen seine Angaben über eine vorhandene „Trübheit der Feldspathe“ oder die „zahlreichen glimmerigen Einschlüsse“ darauf hin, dass auch hier albitische Einlagerungen vorhanden sind. Schon mit blossem Auge ist der Mikroperthit in Dünschliffen an dem lichten, orientirten Schiller zu erkennen. Auch die Vertheilung und Menge desselben ist auf diese Weise zu überschauen. Seine Hauptmasse ist nur Orthoklas; sie verhält sich optisch stets gänzlich homogen und nirgends konnte auch nur eine Spur oder Andeutung der charakteristischen Gitterstructur des Mikroklinen entdeckt werden. Durch diese Beschaffenheit stehen die ceylonischen Granulite den sächsischen nahe. Unter dem Mikroskop erscheint der Mikroperthit gewöhnlich weisslich oder gelblich trüb und faserig in Folge der sehr feinen und zahlreichen albitischen Interpositionen. Eine Auflösung derselben ist wegen der grossen Massenhaftigkeit und Feinheit auch bei stärkster Vergrösserung nicht immer möglich, während dies bei dem Pyroxengranulite meistens ausgezeichnet gelingt. Auch in dieser Hinsicht ähneln die ceylonischen normalen Granulite den sächsischen sehr. Nur zuweilen sind einzelne grössere Einlagerungen zu erblicken, die sich dann als lange, säulen- oder spindelförmige, an beiden Enden zugespitzte, oft als einseitig oder beiderseits abgestumpfte Gebilde präsentiren. Fast senkrecht zu ihrer Längsausdehnung ist eine Absonderung in der Form feiner paralleler Risse zu gewahren. Die Länge der grössten albitischen Spindeln beträgt 0.033 mm, bei 0.001 mm Breite. Die undulöse Auslöschung, die fast alle Durchschnitte der Mikroperthite charakterisirt, erschwert eine genauere Untersuchung. In einigen Schnitten erscheinen die Einschlüsse in der Form rundlicher oder unregelmässiger Gebilde, winziger Pünktchen und gewundener Körperchen; dieses Aussehen ist dadurch zu erklären, dass hier schief oder senkrecht zur Längsrichtung der Spindeln gehende Schnitte vorhanden sind. Die erzeugte Faserung ist gewöhnlich über den ganzen Feldspath verbreitet; selten bleibt eine nicht oder nur wenig faserige Randzone. In dieser

¹⁾ Contributions etc. 1889, pag. 213.

Hinsicht herrscht keine Gesetzmässigkeit; denn manchmal ist die Mitte arm an Einschlüssen, während dies in anderen Fällen vom Rande gilt. Von einer Umwandlung ist an diesen Mikroperthiten so gut wie nichts zu sehen; sie sind vielmehr wie das ganze Gestein von grosser Frische und Reinheit. Nur manchmal sind Umwandlungsproducte in Form hellgrüner bis trübgrauer, sehr kleiner Kaolinpartikelchen an den Rändern der Albiteinlagerungen abgesetzt. Die Feldspathe bilden grosse rundliche oder unregelmässig gestaltete Körner ohne bestimmte krystallinische und nicht immer geradlinige Grenzen. Zersetzt und zerquetscht erscheinen sie durchaus nicht, was im Einklang mit ihrer Dickschiefrigkeit steht. Eine Verzwilligung der Mikroperthite fehlt ganz. Weitere Angaben über diesselben folgen bei den Pyroxengranuliten, wo sie erheblich deutlicher ausgebildet sind. Neben den gesetzmässig angeordneten Plagioklasen enthalten sie noch regellos vertheilte andere Einschlüsse, insbesondere kleine Quarzkörner, die manchmal so zahlreich darin liegen, dass eine mikropognatitähnliche Erscheinungsweise entsteht. Daneben fehlen auch Zirkone und Apatite nicht, sowie Blättchen von Biotit und Nadelchen oder Körnchen von Rutil.

Plagioklas. Wegen des vorwiegenden monoklinen Feldspathes wird der normale Granulit von Manchen als Orthoklasgranulit bezeichnet. Man glaubte sich früher umsomehr dazu berechtigt, weil der Plagioklas übersehen wurde. Derselbe ist zwar in den typischen Granulitvarietäten immer vorhanden, tritt aber ganz entschieden hinter dem Orthoklas zurück. So ist es auch in den ceylonischen; nie findet man ihn quantitativ so reichlich, wie z. B. in den Granuliten des ostbayrischen Waldgebirges¹⁾. Er erscheint als kleine Körnchen, mit besseren geradlinigen Contouren als der Kalifeldspath. Seine Zwillinge folgen meist dem Albitgesetz, zuweilen kommt aber noch das Periklingesetz hinzu. Nach F. Schuster's Methode bestimmt, haben die einzelnen Lamellen zur Tracé der Zwillingsebene eine Auslöschungsschiefe von $+2-4^{\circ}$, gehören also der Oligoklas Albitreihe an; nur wenige zeigen eine grössere von $-10-16^{\circ}$, würden demnach einem Labradorit zuzuzählen sein. Lacroix²⁾ redet von Oligoklas; Dathé fand in den oben erwähnten Granuliten Auslöschungswinkel von $18-20^{\circ}$. Der Plagioklas ist gut erhalten; selten zeigt sich eine theilweise oder lamellar abwechselnde Umwandlung in trübgrauen Kaolin. Von Einschlüssen ist er fast frei, was von sehr früher Entstehung zeugt.

Quarz. Der Quarz tritt in ziemlich bedeutender Menge auf und stellt sowohl grössere als kleinere, unregelmässig begrenzte Körner dar, die nur selten undulirende Auslöschung zeigen. Oft bildet er im Dünnschliffe lange und breite Platten, die sich bei gekreuzten Nicols einheitlich verhalten. Sie sind es besonders, welche schon makroskopisch als lange, glasglänzende Bestandtheile sichtbar werden und die Dickschiefrigkeit veranlassen. Nur zuweilen ist parallel diesen Quarz-

¹⁾ Dathé: Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1882, pag. 13.

²⁾ Contributions etc. 1869, pag. 212.

lamellen ein körniges Gemenge kleiner Quarze und Feldspathe vorhanden, was an kataklastische Structur erinnert. Gewöhnlich besitzt somit der Dünnschliff örtlich eine mehr granitische Structur, da die Hauptmasse fast grobkörnig ist und die lamellar entwickelten Quarze nicht bis zur Papierdünnigkeit herabsinken, sondern immer beträchtliche Dimensionen erlangen. Zuweilen sind die grösseren Quarzdurchschnitte nicht einheitlich, sondern bestehen aus mehreren, reihenweise angeordneten Körnchen. Diese Ausbildung erscheint sowohl ursprünglich als secundär, indem ein grösserer Quarz, von der Gesteinspressung ergriffen, in zahlreiche kleine Körnchen zerbrochen wurde. Der Quarz schliesst alle übrigen Gesteinselemente der Granulite ein, wodurch er sich als der Bestandtheil erweist, dessen Verfestigung am längsten angehalten hat. Besonders reich ist er an wässerigen Flüssigkeitseinschlüssen, die nicht selten Quarzgestalt haben. Er selbst bildet im Feldspath und besonders im Granat rundliche oder längliche Körnchen, auch Dihexaëder. Wohl ist zuweilen ein grobes, randliches Eingreifen des Quarzes in den Feldspath, besonders in den Kalifeldspath zu bemerken, nirgends kommt jedoch typisch schriftgranitische Verwachsung zwischen den beiden Mineralien, wie anderweitig oft in den Granuliten, vor.

Granat. Der Granat gewinnt als rother Almandin fast die Bedeutung eines wesentlichen Gemengtheiles, denn er ist sehr reichlich, ganz constant und auch schon makroskopisch vertreten. Ueberhaupt scheint er für die ceylonischen Gesteine ausserordentlich charakteristisch zu sein; denn schon immer wurden die „Gneisse“ Ceylons als sehr granatreich bezeichnet; auch ist Granat oft als makroskopisch ausgeschiedener Gemengtheil erwähnt. Diesen auffallenden Granatreichthum scheinen die ceylonischen Gesteine mit den südindischen gemein zu haben. In den Granuliten erreicht der Granat gewöhnlich die Grösse eines Hirsekorns; doch gibt es auch solche, welche erbsengross werden. Seltener sind mikroskopische Granatindividuen. Das Mineral erscheint im Handstücke dunkelroth funkelnd, im Dünnschliffe hellrosa bis fast farblos. Jede Spur krystallinischer Begrenzung fehlt ihm; im Gegentheile sind die Contouren immer unregelmässig, meist rundlich, ausgebuchtet, auch völlig irregulär. Die grösseren Körner des Granates sind sehr reich an Einschlüssen. Als solche walten in der Hauptsache rundliche oder längliche, grössere und kleinere Quarze vor. Zwischen diesen Interpositionen und dem umschliessenden Granat wurde unter Anderem folgendes Quantitätsverhältniss constatirt: Granat 0.853 *mm* Durchmesser, der eingeschlossene Quarz 0.341 *mm*. Letzterer erlangt nie so bedeutende Dimensionen, dass der Granat nur noch als dünne Hülle um denselben auftritt. Neben den unregelmässig contourirten Quarzen liegen noch kleine, farblose, dodekaëdrische Körperchen im Granat. Sie zeigen deutlich die Begrenzungskanten von ∞O , in seltenen Fällen sogar von ∞O und $2 O 2$ unter deutlicher Abstumpfung der Dodekaëderkanten. Diese Gebilde konnten zunächst gemäss einer mehrfach verbreiteten Auffassung für negative Krystalle ihres Wirthes gehalten werden. Das doppeltbrechende Verhalten dieser Gebilde liess

jedoch in ihnen mit Quarz erfüllte, granatoëdrische Hohlräume vermuthen. Um die eventuelle Anwesenheit von echten Hohlräumen zu constatiren, wurden mehrere, an solchen Einschlüssen sehr reiche Dünnschliffe mit Lampenruss eingerieben. Es stand zu erwarten, dass sich derselbe in den krystallisirten Hohlräumen festsetzen würde, doch bewies der negative Erfolg dieser Manipulation, dass es sich nicht um leere Hohlräume handle. Die Adhäsion der erfüllenden Substanz gegenüber dem Lampenruss ist genau dieselbe, wie die des Quarzes im Gestein und der irregulären Quarzkörner im Granat, unterscheidet sich aber sehr deutlich von der des Granates. Hierdurch wird also die aus den optischen Eigenschaften abgeleitete Vermuthung, dass die sogenannten „negativen Krystalle“ mit Quarz erfüllte, granatoëdrische Hohlräume darstellen, bestätigt. Ihre Entstehung dürfte in der Weise erfolgt sein, dass zunächst der Granat, erfüllt mit negativen Hohlräumen, von seiner eigenen Form auskrystallisirte, innerhalb derer dann Quarz zum Absatz gelangte, und zwar scheint, angesichts der Frische des Granulites, letzteres noch während der eigentlichen Gesteinsverfestigung gleichzeitig mit der Bildung des eigentlichen Gesteinsquarzes erfolgt und nicht etwa ein ganz secundärer Infiltrationsvorgang zu sein. Eingeschlossene, irreguläre Quarzkörner dienen zuweilen ihrerseits einzelnen Zirkonkryställchen als Wirthe. Im Granat selbst sitzen letztere, sowie Apatite selten. Häufig enthält er dagegen Rutilnadelchen oder -Körnchen von brauner Farbe; auch Eisenerz und Flüssigkeitseinschlüsse fehlen nicht; einzelne Vorkommnisse beherbergen selten grünen Spinell. Eine ebenso seltene Erscheinung sind Blättchen von Plagioklas und Orthoklas; weniger gilt dies von Biotitschüppchen. In einer Varietät des Granulites ist noch Zoisit als ziemlich grosser Einschluss zu constatiren. Regelmässige nadelförmige Einlagerungen, die einander unter 45° schneiden, wie sie Diller¹⁾ im Granat eines Granulites von Elliott County, Kentucky, wahrnahm, fehlen. Bei gekreuzten Nicols erweist sich der Granat als völlig isotrop; nur längs der unregelmässigen Sprünge treten Interferenzerscheinungen auf. Sind die Quarzeinschlüsse sehr zahlreich, so erscheint er siebartig durchlöchert. Sein Erhaltungszustand ist wie der der übrigen Gesteinsgemengtheile sehr gut, so dass eine randliche Umwandlungszone gänzlich fehlt. Mit diesem Mangel an Alterationsproducten steht auch das Fehlen der charakteristischen Erscheinung im Finklang, dass der Granat als Structurcentrum für radialstrahlig angeordnete gefärbte Gemengtheile dient.

Biotit. Der Glimmer ist bezüglich seines Auftretens in den Granuliten eines der interessantesten Mineralien. Zwar gehört er nicht zum eigentlichen Wesen derselben, findet sich aber trotzdem meist in ihnen. In den ceylonischen Granuliten ist immer nur Biotit vorhanden. Gewöhnlich zeigt dieser die charakteristischen Formen, wie in anderen Gesteinen. Die rechteckigen, prismatischen Schnitte sind ausgezeichnet durch die parallele Linien darstellende Spaltbarkeit nach *OP* und den äusserst markanten Pleochroismus,

¹⁾ Bull. U. S. Geolog. Surv., Nr. 38, 1887, pag. 27.

indem $c - a$ hellbräunlich bis hellgelb ist, während a und $b = c$ und b dunkelbraun erscheinen; die Absorption würde also durch die Formel $c - b > a$ auszudrücken sein. Die hexagonalen Querschnitte haben nur die roth- bis dunkelbraune Basisfarbe. Derartige unpleochrotische Durchschnitte parallel OP lassen das fast einaxige Interferenzbild des Biotits erblicken, welches einen sehr kleinen optischen Axenwinkel aufweist. Oft sind am Glimmer metallische Farben, als grünlicher, bläulicher oder röthlicher Schiller zu sehen. Nicht selten zeigt nur das eine Ende einer Lamelle diesen metallischen Glanz, woraus deutlich hervorgeht, dass derselbe nur eine oberflächliche Erscheinung ist. Einschlüsse sind nicht allzuhäufig. Parallel zur basischen Spaltbarkeit liegen, besonders in Schnitten parallel c sichtbar, dünne Rutilnadelchen, sowie vereinzelte breitere Täfelchen von Titaneisen; auch Quarzkörner werden umhüllt. Umwandlungsproducte sind nicht vorhanden; meist fehlt sogar Entfärbung als erstes Stadium der Alteration.

Eigenthümlich ist das Verhältniss des Biotits zum Granat. Je mehr Glimmer vorhanden ist, desto mehr tritt der Granat zurück und umgekehrt. Nach Joh. Lehmann¹⁾ ist der Biotit in den Granuliten aus Granat entstanden. Die eigenthümlichen Beziehungen beider Mineralien, auf die er seine Behauptung stützt, nämlich das Auftreten des Biotits als Interposition im Granat und das theilweise Hervorragen eines Biotitsblättchens aus demselben, wurden auch im ceylonischen Granulit bemerkt. Doch ist ersteres kein zweifelloses Criterium für, letzteres sogar ein solches gegen die secundäre Entstehung des Biotites. Erscheinungen wie die, dass der Granat ganz vom Biotit umschlossen wird oder zu radialstrahliger Anordnung desselben auf seiner Peripherie Veranlassung gegeben hat, beziehentlich ganz durch Biotit ersetzt ist, fehlen durchgängig, was der Frische des Gesteins völlig gemäss ist. Der Biotit verbreitet sich meist reihen- oder lagenweise im ganzen Gestein und wirkt dadurch mit bei Erzeugung des schiefrigen Structur.

Rutil. Der Rutil ist in den normalen Granuliten entweder sporadisch zerstreut oder schwarmartig angehäuft. Seine Ausbildungsweise ist sehr verschieden. Gewöhnlich stellt er lange, prismatische Nadelchen und Kryställchen dar, an denen zuweilen ∞P und P zu sehen sind. Oft sind seine Krystalle modellartig scharf begrenzt, oft ist dies weniger der Fall. Quadratische Umrisse erweisen sich beim Heben und Senken des Mikroskoptubus als Endflächen langer Rutilssäulen, die durch den Quarz, Feldspath und Granat hindurchspiesen. Daneben gibt es aber auch stark verkürzte Individuen, sowie unregelmässige Körner von Rutil. Knieförmige Zwillinge nach $P \infty$ sind sehr selten; herzförmige gelangten nicht zur Beobachtung. Grössere Rutiler erreichen eine Länge von 1.04 und eine Breite von 0.14 mm. Noch variabler als die Form ist die Farbe der Rutiler, in welcher Hinsicht sie denen der Eklogite gleichen. Die schön ausgebildeten Kryställchen sind gewöhnlich braungelb durchscheinend; daneben

¹⁾ Untersuchungen über die Entstehung etc. 1864, pag. 223.

gibt es aber auch hellere, gelbe bis fast farblose, andererseits rothbraune bis ganz dunkelbraune, fast schwarze, welche nicht mehr durchscheinen. An Kryställchen ist oft nur das eine Ende oder eine Stelle völlig opak, während die übrigen Theile durchscheinend sind. Im auffallenden, an kleinen Krystallen auch im durchfallenden Lichte ist zuweilen ein eigenthümlicher metallischer Glanz von röthlichgrünblauer Farbe wahrzunehmen. Zersetzung unter Ansammlung von Titanomorphit fehlt, wenn nicht schon der metallische Glanz als Anfang derselben anzusehen ist. Zuweilen stehen die Rutil in enger Beziehung zum Eisenerz, indem sie theilweise in demselben liegen, woraus geschlossen werden kann, dass es titanhaltig ist.

Eisenerze: Titanmagneteisen. Dasselbe tritt auf in Form irregulär contourirter, körniger Gebilde, ohne erkennbare Krystallform; selten sind von Oktaëdern herrührende Durchschnitte zu sehen. Im auffallenden Lichte erscheint es bläulich-schwarz, metallglänzend, sonst ganz opak. Dass dieses Eisenerz meist nicht reiner Magnetit ist, geht aus den Zersetzungserscheinungen und der erwähnten Verbindung mit Rutil hervor. Die Umwandlung ist gewöhnlich recht wenig weit vorgeschritten, so dass der Rutil nicht als ein Product derselben betrachtet werden kann; sie zeigt sich nur in der Form einer Trübung, welche verursacht ist durch oberflächliche oder randliche Bildung von grauem Titanomorphit. Das Vorhandensein von Kies kann nur als grosse Seltenheit angeführt werden. — Eisenoxydhydrat. Auf den Sprüngen des Quarzes, sowie zwischen ihm und dem Feldspath hat sich zuweilen rothglänzendes oder rothbraun gefärbtes Eisenoxydhydrat abgesetzt in der Form wolkiger, dendritisch fetzenartiger Gebilde. — Spinell. In der Nähe des Granates oder als Einschluss in demselben treten meist zu kleineren Häufchen gruppirte, dunkelgrüne Körnchen auf, von irregulärer Form, selten in sehr kleinen isotropen Oktaëdern. Dieselben gehören einem Pleonast an.

Accessorisch, aber stets vorhanden, sind Apatit und Zirkon. Die kurzen, schön ausgebildeten Krystalle von Apatit liegen häufig im Quarz, selten im Granat und Feldspath. Sie erreichen eine Länge von 0.35 *mm*. Zahlreiche Einschlüsse trüben dieselben. — Zirkon fehlt dem ceylonischen Granulit nie vollständig, wenn er auch eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Die Individuen des Zirkons erreichen zuweilen einen Durchmesser von 0.3 *mm*. Zahlreiche Einschlüsse trüben ihn gewöhnlich. Krystallformen sind nur ganz ausnahmsweise vorhanden; dasselbe gilt von zonaler Ausbildung. — Zoisit tritt auf in langsäulenförmigen Formen, an denen ∞P und terminirende Flächen zu erkennen sind. Immer sind die Ecken und Kanten etwas abgerundet. Senkrecht zur Längserstreckung verläuft eine sehr deutliche Absonderung nach OP , während die Spaltbarkeit nach $\infty \bar{P} \infty$ weniger gut sichtbar wird. Sie stellt kurze Risse parallel der Längsrichtung dar. Die mehr oder weniger abgerundeten, sechseckigen Querschnitte zeigen einen Prismenwinkel von 116°. Das Relief des Minerals ist sehr markant, was seiner starken Lichtbrechung entspricht. Die Polarisationsfarben sind wenig lebhaft; nur

in der Nähe der Sprünge kommen lebhaftere, grügelbe und röthliche Farben zum Vorschein. Die übrigen Partien zeigen nur ein wenig intensives Blaugrau. Die farblose Substanz wird in ihrer Homogenität unterbrochen durch zahlreiche, in Reihen angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse. Auch kleine Zirkone, kurze Apatitnadelchen und wenige grüne Spinellkörner wurden bemerkt. Zoisit selbst wird oft vollständig, oft nur theilweise von Granat umschlossen. Seine Vertheilung im Gesteine ist nicht regellos. Gewöhnlich liegt er in der Nähe der Granaten und geht mit seiner Längsaxe der Schieferung parallel. Von einer Trübung als Zeichen beginnender Zersetzung ist auch an den Rändern nichts zu sehen. Zoisit ist meines Wissens nach noch in keinem Granulit gefunden worden und muss daher zur Zeit als dem ceylonischen eigenthümlich gelten.

Obwohl in der Literatur mehrfach Graphit in krystallinischen Schiefergesteinen Ceylons angegeben wird und die Granulite das Nebengestein des Graphites darstellen, so fehlt Graphit demselben doch als mikroskopischer Bestandtheil allenthalben.

Das Vorkommen der normalen Granulite auf Ceylon wird zuerst von Al. Lacroix¹⁾ erwähnt. Nach ihm sind sie sowohl bei Colombo, als auch bei Kandy entwickelt. Die meiner Arbeit zu Grunde liegenden Handstücke stammen theils ebenfalls aus der Gegend von Kandy, theils von Ragedara, nordöstlich von Kurunegala. Dieselben vertreten drei durch besondere Structur oder einen besonderen Gemengtheil ausgezeichnete Granulitvarietäten. Es sind das:

- a) Normaler Granulit von Ragedara;
- b) feinkörniger Granulit von Kandy, Steinbruch am Gefängniss;
- c) zoisitführender Granulit von der Höhe an der Gregory's road bei Kandy.

a) Normaler Granulit von Ragedara. (Directes Nebengestein der Graphitgänge.)

Dieser Granulit ist von besonderer Bedeutung, da er das directe Nebengestein des Graphits bildet. Derselbe zeigt in jeder Hinsicht die typischen Eigenschaften der ceylonischen Granulite. Er ist ein schönes Gestein von lichter Farbe, sehr deutlicher Dickschiefrigkeit und ausserordentlicher Frische; letzteres wird bei mikroskopischer Betrachtung von jedem einzelnen Bestandtheile bezeugt und ist insofern von Belang, als es jede Vorstellung von der Natur der Graphitgänge als Lateralsecretionen ausschliesst. Die Bestandtheile des Gesteins sind die charakteristischen und bieten in ihrem Auftreten keine Absonderlichkeiten dar. Nur mag hervorgehoben werden, dass die accessorischen Gemengtheile: Rutil, Apatit und Zirkon, äusserst selten auftreten. Im Almandin spielen die Quarzinterpositionen von granatoëdrischer Form eine wichtige Rolle; daneben erscheint zuweilen Spinell. Der Plagioklas gehört nach seiner Auslöschungsschiefe

¹⁾ Contributions etc. 1889, pag. 211.

der Oligoklas-Albitreihe an, hat also eine Zusammensetzung von $Ab—Ab_2 An_1$. In einigen Schlifften treten ganz vereinzelt Durchschnitte eines grünen Pyroxens auf, wodurch der enge Connex mit dem Pyroxengranulit angedeutet wird. (Siehe später.) Obwohl dieser Granulit das Nebengestein der Graphitgänge ist, sind doch mikroskopische Blättchen oder Partikelchen dieses Minerals nicht innerhalb des festen Gesteins vorhanden.

Die übrigen Granulite stammen aus der Umgebung der alten Königsstadt Kandy, welche im Innern des Gebirges in einer Höhe von ca. 1620 Fuss gelegen ist. Diese Gesteine bilden den „Kranz der Berge“, der in das singhalesische Städtchen hineinschaut. Nach allen Richtungen führen zu den Höhen um Kandy wohlgepflegte Strassen und Fusswege, die nach englischen Damen benannt sind. An der Gregory's road wurden die Handstücke der Granulite gesammelt.

b) Feinkörniger Granulit von Kandy.

Dieser steht an in dem Steinbruch am Gefängniss. Sehr charakteristisch ist für ihn das kleine Korn, so dass er seiner Structur nach als zuckerkörnig bezeichnet werden muss. Die Schieferigkeit ist dabei fast ganz verschwunden; denn der Granat kommt makroskopisch fast gar nicht zur Geltung, wofür aber der dunkle Glimmer etwas auffälliger wird. Durch die dunklen Biotitblättchen erscheint das weisse Gestein schwarz gesprenkelt. Die Bestandtheile sind dieselben wie im Granulit von Ragedara, nur fehlt Spinell ganz. Der Plagioklas ist etwas basischer als der im Granulit von Ragedara; er ist ein Labradorit mit 10—16° Auslöschungsschiefe und häufiger doppelter Verzwilligung. Granat stellt weniger rundliche Körner, als eckige, ganz unregelmässige Individuen von geringer Grösse dar, die sehr arm an charakteristischen Einschlüssen sind. Da Granat verhältnissmässig selten ist, hat der Biotit Gelegenheit, sich auszubreiten.

c) Zoisitführender Granulit von Kandy.

Der zoisitführende Granulit stammt von der Höhe, zu welcher die Gregory's road hinaufführt. Aeusserlich ähnelt dieses Gestein sehr dem Granulit von Ragedara, nur ist seine Farbe etwas gelblichgrau und seine Structur dickschiefriger. Auch ist der Gehalt an Zoisit sehr charakteristisch. Besonders sind es die Feldspathe, welche das gelblichtrübe Aussehen hervorbringen. Der Mikroperthit ist auffallend gelblichweiss und ausserordentlich feinfaserig. Man könnte ihn wegen der Häufigkeit und Feinheit seiner albitischen Einlagerungen fast feinfilzig nennen. Spindeln von 0.158 mm Länge und 0.012 mm Breite lassen deutlich eine basische Absonderung sehen. Bei starker Vergrösserung machen die sich an einander schmiegenden Interpositionen ganz den Eindruck eines pflanzlichen Bastfasergewebes. An Feinheit und Häufigkeit der Spindeln kommen diese Mikroperthite denen der sächsischen Granulite am nächsten. Plagioklas ist sehr selten und gehört dem Oligoklas an. Schön und charakteristisch ist der Granat entwickelt. Seine Schnitte sind oft wie siebartig durchlöchert infolge

der sehr zahlreichen Einschlüsse von meist irregulären Quarzkörnern, welche manchmal die Hälfte derselben erfüllen. Selten haben die Quarzeinschlüsse die Form ihres Wirthes. Eingeschlossene Zirkonkörnchen geben hier infolge Spannungs- und Druckwirkungen Veranlassung zu eigenthümlich sternförmigen Lichterscheinungen. (Siehe später.) Ausserdem beherbergt der Granat noch Zoisit in langen Säulen, von denen meist mehrere in verschiedener Richtung neben einander liegen und oft zwei Drittel des ganzen Granatkornes durchspiesen. Grössere Zoisite liegen oft nur zum Theil im Granat. Der grossen Menge des Granats entsprechend, ist der Biotit verhältnissmässig selten. Der Zoisit entwickelt charakteristische, langausgezogene Formen mit allen typischen Eigenschaften. Querschnitte finden sich in den zur Schieferung des Gesteines parallelen Schliften nicht, da die Zoisitkrystalle an dieser Structur theilhaftig sind. In den dazu senkrechten treten auch sechseckige basische Schnitte auf. Sehr typisch granulitisch und häufig ist der Rutil ausgebildet. Er durchspickt besonders die farblosen Gemengtheile. Seine Nadeln erreichen eine Länge von 1·5 mm. Nach Gestalt und Farbe sind sie ebenso variabel und eigenthümlich wie die der Eklogite. Zirkon, Apatit und Eisenerze haben die gewöhnliche Erscheinungsweise. Dunkelgrüner Pleonast wurde in diesem Granulit beobachtet.

Vergleichen wir die ceylonischen Granulite mit den anderorts bekannten, so haben dieselben mit keinem Vorkommniss besondere Aehnlichkeit. Sie nehmen eine ziemlich selbstständige Stellung ein, insbesondere durch ihren constanten Gehalt an Biotit und Plagioklas, den Mangel an Mikroklin, Turmalin, Muscovit, Sillimanit, Cyanit und das Vorhandensein von Zoisit. Lacroix¹⁾ vergleicht den von ihm beschriebenen Leptynit seiner Structur wegen mit dem des Centralplateaus von Frankreich. Besondere Wichtigkeit erlangen die Granulite Ceylons durch die Gänge von Graphit, welche sie in Ragedara und wahrscheinlich auch anderwärts einschliessen. Vermuthlich setzt auch ein Theil der vielfach als den „Gneiss“ durchbrechend²⁾ erwähnten Granite als Gänge im Granulit auf, ähnlich wie im sächsischen Granulitgebirge.

2. Pyroxengranulite.

Bekanntlich hat dieser Gesteinstypus seinen Namen Pyroxengranulit nur erhalten wegen seiner engen geologischen Verbindung mit den normalen Granuliten, nicht etwa wegen ganz analoger mineralogischer Zusammensetzung, denn die Natur und das Quantitätsverhältniss seiner Gemengtheile würde am wenigsten zu dieser Benennung berechtigen. Die französischen Geologen wenden den Namen Pyroxengranulit nicht an, wegen der anderen Bedeutung, die das Wort Granulit für sie hat, weshalb Al. Lacroix³⁾ alle hierher

¹⁾ Contributions etc. 1889, pag. 212.

²⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. XII, 1860, pag. 527. Zirkel: Ceylon. Vortrag etc., pag. 8.

³⁾ Contributions etc. 1889, pag. 212 und 198.

gehörigen Vorkommnisse, auch die ceylonischen, als „Pyroxengneisse“ (Gneiss à pyroxène, Gneiss pyroxénique), einmal als Leptynite à pyroxène bezeichnet. S. Melzi¹⁾ dagegen hat zuerst auch für die ceylonischen Gesteinsvorkommnisse dieser Art den Namen Pyroxengranulit (Granulite pirosséniche) angewendet. Die Pyroxengranulite von Ceylon sind sehr scharf von den normalen Granuliten verschieden, so dass sie schon im Handstücke kaum mit denselben verwechselt werden können, was vor Allem in ihrer makroskopisch fast ganz dichten Ausbildungsweise begründet ist. Den normalen Granuliten gegenüber sind sie sehr dunkel, und zwar dunkelgrün, nicht „rabenschwarz“ wie die sächsischen; nur an den Kanten der Handstücke, wo die Masse etwas durchscheinend ist, kommt ein helleres Grünlichgrau zum Vorschein. Bemerkenswerth ist ferner der eigenthümliche, für die ceylonischen Gesteine höchst charakteristische Harz- oder Oelglanz, welcher den normalen Granuliten gar nicht, sowie anderen Pyroxengranuliten nicht in dieser Masse eigen ist. Der Bruch des Gesteines ist splitterig bis flachmuschelig. Es ist hart und spröde und hat ein durchschnittliches spezifisches Gewicht von circa 2.83. Seine Structur zeigt makroskopisch keine Spuren von planparalleler Anordnung der Gemengtheile; vielmehr ist die Association derselben meist recht regellos feinkörnig bis dicht. Nur an den durchscheinenden Rändern des Gesteines ist deutlich eine Differenzirung in hellgrüne Partien wenig farbiger und dunkle intensiv gefärbter Mineralien erkennbar. Im Dünnschliffe zeigt sich ebenso schon mit blossen Auge, dass dem Gesteine nur eine sehr unvollkommene Schieferigkeit eigen ist, veranlasst durch reihen- und lagenweise Anordnung der dunklen Gemengtheile. Die Elemente des Pyroxengranulites sind nur in den grobkörnigen Varietäten zum Theil erkennbar. Man sieht da grosse funkelnde Granaten, glasglänzende Quarze und grünlich erscheinende, etwas fettglänzende Feldspathe. In den feinkörnigen und dichten Varietäten erkennt man nur zuweilen Granat. Bei mikroskopischer Betrachtung zeigt sich, dass trotz der intensiv grünen Farbe der Gesteine die gefärbten Gemengtheile doch von den nicht gefärbten überwogen werden. Die farblosen Componenten der Gesteine lösen sich bei gekreuzten Nicols auf in Plagioklas, Quarz und Orthoklasmikroperthit, sowie Apatit und Zirkon, während als gefärbte Gemengtheile entweder ein, meist aber zwei Pyroxene, blassröthlicher Almandingranat, Biotit, Eisenerze, zuweilen Amphibol und Rutil anzutreffen sind.

Das Hauptinteresse beansprucht der Pyroxen. Er hat dem Gesteine zu seinem Namen verholfen, da er stets als charakteristisch angesehen wurde, und zwar gelten zur Zeit zwei Pyroxene, ein monokliner und ein rhombischer Enstatit oder Hypersthen als charakteristisch für den Pyroxengranulit. Früher redete man bei den sächsischen Vorkommnissen nur von monoklinem Pyroxen, entweder von Augit oder von Diallag. Joh. Lehmann wies zuerst auf das Vorkommen des rhombischen Enstatit hin, während Meriau²⁾ in dem vorherrschenden

¹⁾ Sopra alcune etc. 1897, pag. 4.

²⁾ Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1885, III., pag. 252.

pleochroitischen Pyroxen Hypersthen erkannte, neben dem noch monokliner von diallagartigem Charakter auftritt. Die von Lacroix¹⁾ unter dem Namen „Leptynite à pyroxène“ und „Gneiss pyroxénique et amphibolique“ beschriebenen ceylonischen Pyroxengranulitvorkommnisse enthalten nach ihm nur monoklinen Pyroxen, obwohl er sogar an einem den typischen Hypersthenpleochroismus constatirt. Letzteren Pyroxen vergleicht er mit einem Arendaler Kokkolith. S. Melzi²⁾ fand sowohl rhombischen Hypersthen, als auch wenig gefärbten und wenig pleochroitischen monoklinen Pyroxen. In den von mir untersuchten Pyroxengranuliten wurden sowohl rhombische als auch monokline Pyroxene aufgefunden, und zwar: zwei rhombische, Enstatit und Hypersthen, sowie zwei monokline, ein salitartiger, nicht pleochroitischer, fast farbloser und ein diallagartiger pleochroitischer.

Der rhombische wenig pleochroitische, hellgrün gefärbte Pyroxen ist ein eisenarmer Enstatit. Derselbe erscheint in der Form mehr oder weniger runder oder länglicher Körnchen und ganz irregulär begrenzter Gebilde. Seltener sind längliche Leisten mit geraden Contouren; ganz selten ist das Auftreten regelrechter Flächen. Seine Lichtbrechung ist stark, wie das markante Relief und die sehr rauhe Oberfläche beweisen. Entweder ist dieser Pyroxen ganz farblos oder hellgrünlich. Der Pleochroismus ist in etwas dickeren Schliften deutlicher als in dünnen. Der Erhaltungszustand des Minerals ist nicht ganz ohne Einfluss auf die Deutlichkeit dieser Erscheinung; denn etwas alterirte Pyroxenblättchen zeigen den Pleochroismus besser, als völlig unveränderte: $a = a$ ganz hell, röthlichgelb, $b = b$ gelblich, weiss, $c = c$ ganz blässgrünlich. Die Nuancen sind sehr zart, manchmal fast nicht wahrnehmbar; zuweilen treten deutlicher pleochroitische Schnitte auf, welche dem Hypersthen näher zu stehen scheinen. Basische Schnitte mit gerader Auslöschung und prismatischer Spaltbarkeit, auf denen im convergenten polarisirten Lichte ein zwei-axiges Interferenzbild sichtbar wird, sind sehr selten; noch mehr gilt dies von den auch noch pinakoidale Spaltbarkeit zeigenden. Am häufigsten sind verticale Schnitte mit feiner Streifung parallel c und einer fast senkrecht dazu verlaufenden Absonderung nach OP . Die Auslöschung erfolgt, entsprechend dem rhombischen System, immer parallel zu den Spaltrissen. Senkrecht zur groben basischen Absonderung oder parallel der Längsstreifung geht die bastitartige Zersetzung in grünlichbraune, faserige Substanzen. Bei gekreuzten Nicols gibt das Mineral lebhaft polarisationsfarben.

Von dem Enstatit ist der Hypersthen deutlich unterschieden; dieser ist überhaupt am besten charakterisirt und daher am leichtesten kenntlich. Er fällt durch seinen ausserordentlich typischen Pleochroismus, in welchem er nur noch vom Biotit und Amphibol des Gesteines übertroffen wird, auf. Derselbe ist selbst in sehr dünnen Schliften noch so intensiv, dass Hypersthen kaum mit einem anderen Mineral der Pyroxengruppe verwechselt werden kann.

¹⁾ Contributions etc. 1889, pag. 213, 223, 229.

²⁾ Sopra alcune etc. 1894, pag. 5, 6, 7.

Die Farben sind: $a = a$ rothbraun, hyacinth- oder granatroth, $b = b$ gelb bis röthlichgelb, $c = c$ meergrün, graugrün. Die Absorption würde also dem Schema $a > c > b$ entsprechen. Die Polarisationsfarben des Hypersthens sind nicht besonders lebhaft bei gewöhnlicher Dicke. Sehr gut ist die Spaltbarkeit ausgebildet, am deutlichsten die nach ∞P , welche einen Winkel von ca. 92° bildet. Dieser Spaltwinkel wird oft halbirt durch die Spaltungsrichtung nach $\infty \bar{P} \infty$, wozu nicht selten auch noch die schalige Absonderung nach $\infty \bar{P} \infty$ kommt, so dass dadurch zuweilen zwei sich rechtwinklig durchkreuzende Rissysteme sichtbar werden. Da die Spaltbarkeit gewöhnlich keine durchgehende ist, sondern rauhe, absetzende, anastomosirende Risse darstellt, so bildet sie in basischen Schnitten oft ein unentwirrbares Netz unregelmässiger Sprünge, an denen der wahre Charakter der einzelnen Risse nur zu errathen ist. In Schnitten parallel der Zone ∞P bilden die Spaltungsrisse lange, parallele Linien, die aber zuweilen sehr wenig regelmässig verlaufen, oft absetzen und daneben weiter gehen. Neben den parallelen Spalt-
rissen verläuft in verticalen Schnitten wie beim Enstatit eine zarte Faserung. Unregelmässig werden die Spaltungstracen auch durch die fast senkrecht zu ihnen parallel OP verlaufende, grobe Zerklüftung oder Absonderung, welche bei der Zersetzung eine wichtige Rolle spielt. Die Auslöschungsrichtung des Minerals entspricht dem rhombischen System.

Die durch Spaltbarkeit und Pleochroismus gut charakterisirten Schnitte geben auch im convergenten polarisirten Lichte ihre optischen Eigenschaften zu erkennen. Basische Schnitte zeigen Austritt der stumpfen Bisectrix, solche parallel $\infty \bar{P} \infty$ den der spitzen. Die Dispersion ist: $\rho > \nu$. In Schnitten parallel $\infty \bar{P} \infty$ ist kein Axenbild zu erlangen, folglich $\infty \bar{P} \infty$ die Ebene der optischen Axen. Die Gestalt der Hypersthendurchschnitte ist viel unregelmässiger als die der übrigen Pyroxene; es sind meist ausgedehnte, mehr oder weniger rundliche oder polygonale Formen, welche von relativ grossen Körnern herrühren müssen. Als Einschlüsse sind anzutreffen: Apatit, Zirkon, Eisenerz, Biotitblättchen, Quarzkörner, letztere von oft bedeutenden Dimensionen. Jene tafelförmigen, braunrothen, metallisch glänzenden Interpositionen, die sonst dem derben Hypersthen vielfach eigenthümlich sind, fehlen gänzlich. Die Zersetzung des Hypersthens beginnt wie beim Enstatit von der Absonderung nach OP aus und erstreckt sich senkrecht dazu in der Form dunkel- oder bläulichgrüner Massen in das Mineral hinein, kleine, spitzkegelförmige, stalaktitische und stalactinische Formen repräsentirend. Die Producte bestehen, bei stärkster Vergrösserung deutlich sichtbar, aus lauter zarten, gelblichbraunen Fädchen und Fäserchen, welche senkrecht zur Längsausdehnung liegen. Es entsteht dadurch ein parallel c verlaufendes Faseraggregat von schmutziggrüner bis bräunlicher Farbe.

Neben den rhombischen Pyroxenen treten zwei monokline Pyroxene auf. Es ist das zunächst ein vollständig farbloser und nicht pleochroitischer Pyroxen mit sehr irregulären Contouren. Seine Lichtbrechung ist stark, daher das sehr markante

Relief und die raue Oberfläche. Er ist ferner charakterisirt durch lebhaft polarisierende Farben. Die Spaltbarkeit ist prismatisch, seltener pinakoidal. Schnitte parallel c sind denen des Enstatits ähnlich, indem die feine Streifung und die Absonderung nach OP nicht fehlen. Die Auslöschung zeigt, auf die Spaltungstracen bezogen, die verschiedensten Winkel. Das Maximum auf $\infty P \infty$ wurde zu 38° gemessen, was für den monoklinen Charakter dieses farblosen Pyroxens spricht. Auf dieser Fläche tritt auch eine optische Axe seitlich aus. Nach diesen Erscheinungen dürfte der Pyroxen einem Salit nahe stehen. Er ist gewöhnlich gut erhalten; die Zersetzung beginnt von den Absonderungsrissen aus.

Der andere monokline Pyroxen zeichnet sich aus durch seine intensiv grüne Farbe, welche der Axenfarbe c des rhombischen Hypersthens fast gleicht, doch hat das Grün einen Stich ins Braune. Die Durchschnitte können unschwer nach ihrer Orientirung bestimmt werden, da die Spaltbarkeit immer gut ausgeprägt ist. Der Winkel der Spaltbarkeit nach ∞P wird selten durchschnitten von kurzen, sehr zahlreichen Rissen, parallel $\infty P \infty$, die eine feine Streifung hervorbringen; senkrecht zu dieser verläuft quer, doch nicht immer wahrnehmbar, eine grobe Absonderung nach $\infty P \infty$. Auch die Streifung scheint mehr in einer Absonderung, als in durchgehender Spaltbarkeit begründet zu sein; sie wird auch veranlasst durch dünne, eingelagerte Titaneisenblättchen.

Die Absonderung parallel OP ist in dieser Pyroxenart wenig ausgeprägt; parallele Streifung ist wiederum vorhanden. Die Auslöschungsrichtung ergibt als grösste Winkel 37° und 44° . Der Pyroxen stellt grosse, breite Durchschnitte von unregelmässigen Contouren dar, ohne krystalline Grenzen. Der Pleochroismus ist nicht ganz so deutlich, wie am Hypersthen, doch immer noch gut wahrnehmbar. Neben nichtpleochroitischen Schnitten, die nach Spaltbarkeit und Auslöschung parallel $\infty P \infty$ gehen, und gleichmässig dunkelgrün bleiben, gibt es deutlich pleochroitische, die einen Wechsel von dunkelgrüner und hellgelblichgrüner Farbe zur Schau tragen; es sind dies einestheils basische, andernteils orthopinakoidale Schnitte. Daraus geht hervor, dass a und c ungefähr gleichfarbig, beide grün bis dunkelgrün sind, während b hellgelblichgrün ist. Die Polarisationsfarben dieses Pyroxens sind sehr lebhaft; er findet sich gern in der Gesellschaft des Hypersthens und ist sehr frisch erhalten. Seine intensive Farbe lässt auf grossen Gehalt an Eisen schliessen, wie ja auch die übrigen Eigenschaften auf einen Diallag hinweisen. An Einschlüssen ist das Mineral nicht reich; es fehlen wie beim Hypersthen wiederum die braunen, rechteckigen Blättchen, welche ihm sonst wohl eigenthümlich sind. Hervorzuheben ist noch, dass dieser monokline, diallagartige Pyroxen gern mit dem rhombischen Pyroxen verwächst (s. Taf. VII, Fig. 1).

Eine derartige Durchdringung zweier Pyroxene hat zuerst Trippke¹⁾ constatirt. Rosenbusch erwähnt dieselbe von Bronzit

¹⁾ Neues Jahrbuch für Mineralogie 1878, pag. 673.

und Diallag. Fr. Martin¹⁾ fand Diallag mit einem rhombischen Pyroxen verbunden in den Gabbros von Ronsperg in Böhmen. Ueberhaupt scheinen Gabbros gern derartige combinirte Pyroxene zu beherbergen. Die Verwachsung geschieht nach Trippke analog dem gewöhnlichen Zwillingsgesetze des Augits, $\infty P \infty$ ist Zwillingsebene, d. h. es wechseln dünne Lamellen des rhombischen Pyroxens parallel $\infty P \infty$ mit solchen von Diallag parallel $\infty P \infty$. Merkwürdig ist an der Verwachsung der Pyroxene in den ceylonischen Gesteinen, dass beide Mineralien pleochroitisch und daher leicht von einander zu unterscheiden sind. Die Lamellen des diallagartigen monoklinen Pyroxens erlangen gewöhnlich ziemliche Breite, während die des Hypersthens schmal sind und bis zu unmessbarer Feinheit herabsinken. In letzterer Ausbildung sind sie nur bei gekreuzten Nicols als feinste, haarähnliche, verschieden polarisirende Linien erkennbar. Der monokline Pyroxen zeigt gewöhnlich deutlich feine Spaltungstracen, während der fein lamellare Hypersthen nur von irregulären Sprüngen durchzogen wird. Man kann das Verwachsungsgesetz der beiden Pyroxene auch so formuliren, dass man sagt:

Die beiden Pyroxene sind so miteinander combinirt, dass ihre gleichen Prismenwinkel gleiche Lage haben, also $\infty P \infty$ parallel geht mit $\infty P \infty$ und umgekehrt, oder von beiden Mineralien die spitzen und die stumpfen Prismenwinkel übereinanderliegen. Die Erscheinungsweise in den einzelnen Schnitten ist folgende:

1. In basischen Schnitten sind gitterartig struirte Gebilde des monoklinen Pyroxens zu sehen, mit der Spaltbarkeit nach ∞P ; grobe Querrisse gehen nach $\infty P \infty$, während eine feine Lamellirung nach $\infty P \infty$ gerichtet ist. Die Auslöschung erfolgt parallel einem Riss-system; es tritt $a =$ grün, $b =$ gelblich auf. Der Hypersthen zeigt nur irreguläre Sprünge, gerade Auslöschung und $b =$ gelb, $a =$ roth wie Granat.

2. Schnitte parallel $\infty P \infty$ löschen gerade und gleichzeitig aus, da $\infty P \infty$ und $\infty P \infty$ beider Pyroxene zusammenfallen. Als Farben treten für den Diallag dieselben auf wie oben, $c =$ grün, $b =$ gelb; für Hypersthen, $c =$ grün, $a =$ roth.

3. Schnitte parallel $\infty P \infty$ müssen am besten die verschiedene Natur der Componenten erkennen lassen; denn Diallag zeigt Auslöschungsschiefe bis 40° , während Hypersthen gerade auslöscht. Als Axenfarben werden hier wahrgenommen: für ersteren $c =$ grün, $a =$ grün; für letzteren $c =$ grün, $b =$ gelb. Daraus geht hervor, dass diese Verwachsung stets als solche zu erkennen sein muss; auch schon im gewöhnlichen Lichte.

Am häufigsten sind natürlich schiefgehende Schnitte anzutreffen. Sind hierbei die rhombischen Lamellen dünn und zeigen sich an deren Rändern dunkle Zersetzungsproducte, so sehen die rhombischen Pyroxene in gewöhnlichem Lichte oft wie dunkle Streifen der monoklinen Pyroxene aus. Bei gekreuzten Nicols findet dann keine exacte Auslöschung statt, sondern es treten buntfarbige, moiréartige Bänder

¹⁾ Tschermak, Min. u. petr. Mitth. XVI, 1897, pag. 116.

auf. Diese sind sehr oft zu beobachten und hiernach unschwer zu erklären.

Was das Auftreten der verschiedenen Pyroxene in den ceylonischen Pyroxengranuliten betrifft, so scheinen sich am liebsten Hypersthen und dunkelgrüner monokliner Pyroxen (auch in selbstständigen einzelnen Individuen) zusammenzufinden, während sich Enstatit gern mit einigen Blättchen des farblosen monoklinen Pyroxens vergesellschaftet. Letzterer ist auch allein im Gestein vorhanden; dies scheint besonders in granatfreien oder armen Gesteinen der Fall zu sein, während die rhombischen Pyroxene in den granatreichen das Feld behaupten.

Quarz tritt in den Pyroxengranuliten quantitativ hinter dem Feldspath zurück. Nie hat er krystallinische Grenzen, sondern immer körnige, unregelmässige Gestalt mit ausgezackten oder ausgebuchteten Rändern. Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle, sowie Apatit- und Zirkonkryställchen oder -körnchen, Biotit, Pyroxen und Feldspath enthält derselbe oft in reicher Menge. Auf seinen zahlreichen Sprüngen sitzt rothbraunes, dendritisches Eisenhydroxyd.

Feldspath. Joh. Lehmann¹⁾ benutzt den Feldspath als Eintheilungsprincip für die Granulite überhaupt, indem er die normalen Granulite als Orthoklasgesteine, die Pyroxengranulite als Plagioklasgesteine auffasst und letztere daher als Plagioklasgranulite bezeichnet; er gibt aber auch Orthoklas noch als Gemengtheil derselben an. Dathe²⁾ legt nur dem Orthoklas der Pyroxengranulite eine classificatorische Bedeutung bei, indem er orthoklasfreie und orthoklasführende unterscheidet. Die bereits untersuchten Pyroxengesteine von Ceylon enthalten nach Al. Lacroix³⁾ Oligoklas, beziehentlich Andesin und „Feldspath“. Melzi's⁴⁾ Gesteine führten theils beide Feldspathe, theils nur Plagioklas. Die hier zu betrachtenden Gesteine sind alle mit einer einzigen Ausnahme durch Orthoklasgehalt ausgezeichnet; der Plagioklas wird sogar in einigen sehr zurückgedrängt.

Orthoklas. Die orthoklasreichen Pyroxengranulite bieten sehr schönes Material, um die charakteristische faserige oder mikroperthitische Ausbildung derselben zu studiren; der Orthoklas ist stets in dieser Weise entwickelt. Al. Lacroix berichtet hiervon nichts, wohl aber Melzi. Der Mikroperthit tritt auf in ziemlich gut ausgebildeten, regelmässig begrenzten Körnern, welche mit Quarz und Plagioklas die farblose, körnige Hauptmasse zusammensetzen. Schon bei schwacher Vergrösserung ist der Mikroperthit als solcher unter dem Mikroskop zu erkennen, da derselbe meist grosse und gut individualisirte Albitspindeln enthält. Dieselben zeichnen sich durch stärkere Lichtbrechung und einen grünlichblauen Schimmer aus, der sie deutlich von der farblosen Orthoklasmasse abhebt. Ihre Gestalt ist sehr variabel. Gewöhnlich sind es längliche; spindelförmige

¹⁾ Untersuchungen etc. 1884, pag. 213.

²⁾ Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellschaft 1877, pag. 301.

³⁾ Contributions etc. 1889, pag. 213, 223, 227.

⁴⁾ Melzi: Sopra alcune etc. 1897, pag. 5—7.

Gebilde mit beiderseitiger Zuspitzung. Oft sind sie an der einen Seite abgerundet, an der anderen thränenförmig ausgezogen, zuweilen beide Seiten rundlich, beziehentlich eckig, so dass sie mehr leisten- oder plattenförmiges Aussehen erlangen. Grössere haben oft ganz irreguläre Form, erscheinen treppenartig abgesetzt und senkrecht zur Längserstreckung deutlich abgesondert. In ihrer Richtung, Anordnung und Vertheilung gleichen sie denen der normalen Granulite; da die Interpositionen hier weit seltener, aber in grösserer Ausbildung auftreten als gewöhnlich, so können sie an dem vorliegenden Materiale leicht auf ihre Natur geprüft werden. Zu einander sind sie meist parallel, wenn auch nicht immer völlig exact angeordnet. Ihre Orientirung im Orthoklase lässt sich an dessen Spaltungs- und Absonderungsrichtungen erkennen. Die Spaltbarkeit nach OP bildet deutliche, durch den ganzen Feldspath gehende oder hier und da unterbrochene gerade Risse. Weniger deutlich ist die Spaltbarkeit nach M und die Absonderung nach $\infty P \infty$. Letztere und die beste Spaltbarkeit nach P bilden Winkel von $114, 116, 118^\circ$, andererseits solche von $70, 68, 62^\circ$. Diese Richtungen stellen ein für die Orientirung wichtiges Tracensystem dar. Die Erscheinungsweise der verschiedenen Schnitte ist folgende:

1. In Schnitten parallel $\infty P \infty$ ist die den Kanten parallele Spaltbarkeit nach OP sehr gut ausgeprägt. Im Winkel von ca. 114° dazu geht eine weniger deutliche feine Streifung, welche der Absonderung fast parallel der Querfläche entspricht. In der Richtung derselben liegen die spindelförmigen Einlagerungen, also parallel c , während ihre Absonderungsrisse parallel OP verlaufen. Die pfriemenförmigen Interpositionen erscheinen daher in ihrer Längserstreckung. Betrachten wir einen solchen Schnitt bei gekreuzten Nicols, so treten die Lamellen bei Dunkelstellung der Hauptmasse hervor, wenn auch nicht gerade sehr deutlich, da sie verhältnissmässig klein sind. Die Auslöschung erfolgt in diesen Schnitten vollständig einheitlich. Die homogen erscheinende Hauptmasse des Mikropertbits zeigt gegen die basische Spaltbarkeit, beziehentlich die Kante P/M eine Auslöschung von $1-5^\circ$, was ihrer Orthoklasnatur entspricht. Für die Lamellen wurden im Verhältniss zu den Tracen von OP $13-17^\circ$ als Auslöschungsschiefe gemessen, was ihre Identität mit einem Albit oder Labradorit beweisen würde. Im convergenten polarisirten Lichte zeigt sich in diesen Schnitten ein zweiaxiges Interferenzbild, welches einen grossen Axenwinkel erkennen lässt.

2. Schnitte parallel $\infty P \infty$ enthalten die Einlagerungen, da sie parallel c verlaufen, in derselben Erscheinungsweise. Die beiden, fast senkrechten Spaltbarkeiten sind höchst selten bemerkbar, besonders da der Feldspath sehr frisch ist. Die undulirende Auslöschung und der kleine optische Axenwinkel sind weitere Charaktere dieser Schnitte.

3. In solchen parallel OP werden die Interpositionen schräg geschnitten, so dass sie als unregelmässige, meist längliche, auch verzerrte oder mehr rundliche und wurmförmige Gebilde erscheinen. Einzelne breite Einlagerungen lassen parallele Zwillingsstreifung erkennen; da die Auslöschung der Orthoklasmasse wiederum undulös

ist, wird die genaue Bestimmung erschwert. Die Hauptmasse löscht gegen die Kante P/M , bezw. die Spaltrichtung M gerade aus; da ihr ferner jede Spur einer gitterartigen, mikroklinähnlichen Structur fehlt, so müssen wir sie als Orthoklas bezeichnen. Die Einlagerungen weichen in ihrer Auslöschung nur wenig von der Orthoklassubstanz ab; es wurden Winkel von 2° , 4° gemessen. Daraus geht in Uebereinstimmung mit der Auslöschung auf $\infty P \infty$ hervor, dass die Lamellen einem Oligoklas-Albit und nicht einem Labradorit angehören. Neben den regelmässigen Interpositionen liegen im Orthoklas noch kleine runde Quarzkörner ohne jegliche Regelmässigkeit in der Anordnung, oft ähnlich dem „quartz de corrosion“, selten andere Gesteinsgemengtheile.

Der Plagioklas hat regelmässige Formen von geradliniger, aber nie krystallographischer Begrenzung. Er ist gut erhalten, nur selten etwas in Kaolin umgewandelt. Bei gekreuzten Nicols kommt die ausgezeichnete, meist einfache Zwillingsbildung zur Geltung. Die dem Periklingsetz folgenden Lamellen durchqueren meist nur einen Theil des albitisch verzwillingten Feldspathes, hier absetzend, dort weitergehend und so die unregelmässige Gitterstructur erzeugend, welche Winkel von $86-90^\circ$ aufweist. Die chemische Natur der Plagioklase ist verschieden. Einige polysynthetische Plagioklaslamellen zeigen Auslöschungsschiefen von 2 , $2\frac{1}{2}$, 3 , 4 , $4\frac{1}{2}$; sie gehören also dem Albit-Oligoklas ($Ab-Ab_2 An_1$) an. Neben diesem sauren Feldspathe ist noch einer von mittlerer Stellung ($Ab_1 An_1-Ab_1 An_2$) vorhanden, welcher nach seiner Auslöschungsschiefe von $7-9^\circ$ als Labradorit bestimmt wurde. Er ist charakterisirt durch die häufige doppelte Verzwillingung. Nach Dathé ¹⁾ ist dieser für die Pyroxengranulite typisch. An demselben wurde sogar abermalige Verwachsung nach dem Karlsbader Gesetz bemerkt. Endlich kommt noch ein basischer Plagioklas vor, der nach seiner Auslöschung an den Anfang der Bytownitreihe zu stellen ist, mit einer Zusammensetzung von $Ab_1 An_3-Ab_1 An_6$. Interessant sind die zahlreichen Einschlüsse der Plagioklase. Es sind einestheils Quarzkörner, andertheils Zirkone, Biotitschüppchen und Blättchen von Pyroxen. Quarz ist oft sehr reichlich vorhanden, so dass der Plagioklas bei gekreuzten Nicols wie mit gelben Körperchen übersät erscheint. Eine eigentlich schriftgranitische Verwachsung zwischen beiden Mineralien findet jedoch nirgends statt, nur hat diese Aggregation oft grosse Aehnlichkeit mit dem „quartz de corrosion“. Recht eigenthümliche Einschlüsse wurden in dem basischen Bytownit bemerkt (s. Taf. VII, Fig. 3). Sie bestehen aus nicht sehr zahlreichen länglichen Lamellen, von verschiedener, meist unregelmässiger Gestalt, welche als langausgezogene Blätter erscheinen, deren Längskanten nicht gerade sind, sondern oft Buchtungen, Auszackungen, Absätze zeigen. Besonders unregelmässig sind die Enden ausgebildet, schief zugespitzt, abgeschrägt oder abgerundet, zuweilen gefasert, aufgeblättert, umgeknickt. Oft sind die Lamellen etwas gebogen. Untereinander verlaufen sie ungefähr parallel, doch schon ihre verschiedene Form bedingt kleine Abweichungen hiervon. Der

¹⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellschaft 1877, pag. 288.

Zwillingsebene des Bytownits gehen sie mit ihrer Längsrichtung nicht ganz parallel, sondern bilden einen Winkel von $2-6^\circ$. Bei grösserer Regelmässigkeit in ihrer Ausbildung stellen sie farblose, längliche, fast regelmässig rechteckige Plättchen dar, die in ihrer Längsrichtung beiderseits über eine Zwillinglamelle hinausgehen. In einigen Schnitten haben sie runde, ovale, auch ganz irreguläre Formen, ähnlich grossen albitischen Einlagerungen des Mikroperthits. Doch sinken sie nie bis zu deren Kleinheit herab. Die Vertheilung der Einschlüsse ist so, dass sie meist den Kern der breiten, ausgedehnten Plagioklastafeln ausfüllen, während sie am Rande seltener werden. Gewöhnlich liegen sie in mehreren Reihen neben einander. Schon im gewöhnlichen Lichte fallen sie durch ihre stärkere Lichtbrechung auf; indem sie sich wie körperlich aus der sonst homogen erscheinenden Grundmasse hervorheben. Sehr deutlich treten sie im schräg auffallenden Lichte hervor. Bei gekreuzten Nicols werden die dünnen Plättchen von ihrem Wirth so sehr beeinflusst, dass eine genaue Bestimmung derselben im Dünnschliffe unmöglich erscheint. Es sind meist nur die typischen Zwillinglamellen des Bytownits zu sehen, welche die Interpositionen überstrahlen, beziehentlich verdunkeln. Am besten treten letztere hervor in basischen Schnitten, wenn die Zwillingsebene des Bytownits parallel dem Nicolhaupt-schnitte geht und die verschiedenen Plagioklastafeln gleiche Polarisationsfarben zeigen. Da sie allem Anscheine nach gerade auslöschbar, so dürften sie dem Orthoklas angehören. Nirgends ist eine von Zwillingbildung herrührende Streifung bemerkbar und ihre Lichtbrechung ist sehr verschieden von der des ebenfalls eingelagerten Quarzes, weshalb in der That die Annahme des Orthoklas richtig zu sein scheint. Doch soll nicht verhehlt werden, dass eine Täuschung betreffs des Maximums der Dunkelheit leicht möglich ist. Als Orthoklas müssten die Lamellen primären Ursprunges sein, während die Unregelmässigkeit ihrer Form, das zerfetzte und verbildete Aussehen, sowie die oft sehr undulöse Auslöschung des Bytownites mehr für eine secundäre Entstehung derselben sprechen, als deren Ursache vielleicht Druckerscheinungen anzusehen sind. Eine Identificirung mit der Erscheinung des Mikroperthit, also eine eventuelle Bezeichnung als Plagioklasmikroperthit, scheint ausgeschlossen, da die Ausbildungsweise dieser Interpositionen eine von den Mikroperthitspindeln recht verschiedene ist. Der Verlauf der Bytownitlamellen erleidet durch diese Einlagerungen keine ersichtliche Störung; daher ist kaum anzunehmen, dass es sich um etwas verschobene Lamellen dieses basischen Feldspathes handelt. Die Anordnung der Interpositionen innerhalb des Wirthes scheint parallel einer Pyramidenfläche zu sein, da ihre Längsrichtung mit $\infty \bar{P}\infty$ einen Winkel von $2-6^\circ$ bildet und sie wie das Mineral schief durchspießend erscheinen. Wir vermuthen also in diesen lamellaren Interpositionen im Bytownit entweder Orthoklas oder eventuell einen weniger basischen Plagioklas. Eine ähnliche Erscheinung hat jedenfalls Joh. Lehmann ¹⁾ wahrgenommen. Er hält die Einlagerungen

¹⁾ Untersuchungen etc. 1884, pag. 217.

für Quarzlamellen oder solche eines Kalknatronfeldspathes. Druck und moleculare Umlagerung sollen die Ursache derselben sein.

Unter den farblosen Gemengtheilen der Pyroxengranulite hat Al. Lacroix ¹⁾ auch Cordierit gefunden. Das in seinen „Contributions“ erwähnte grünlichgelbliche Umwandlungsproduct des Pyroxens sah er später in einem Zusatz in der englischen Uebersetzung ²⁾ von Mr. F. R. Mallet als ein solches des Cordierites an, da er denselben auch in frischen Stücken entdeckt hatte, ausgezeichnet durch „alle seine optischen Eigenschaften“ und die goldgelben Aureolen um die Zirkone. Das mir zur Verfügung stehende Material ceylonischer Pyroxengranulite enthielt nirgends auch nur Spuren von pleochroitischen Höfen um die nie mangelnden Zirkone und auch sehr dicke Schriffe zeigten bei keinem selbstständigen Gemengtheile den typischen Cordieritpleochroismus. Da jedoch manchmal farblose Gesteinselemente nach ihrem sonstigen Habitus Cordierit vermuthen liessen, so wurden besonders dickere Schriffe mehrmals kurze Zeit geglüht, um eventuell die Kriterien des Cordierits zum Vorschein zu bringen. Trotz wiederholter Versuche an verschiedenen Präparaten war es nicht möglich, weder eine Spur des Cordieritpleochroismus, noch pleochroitische Höfe um die eingeschlossenen Zirkone hervorzubringen. Da ferner viele der cordieritähnlichen Durchschnitte, gerade die, welche am meisten Veranlassung gaben, Cordierit zu vermuthen, sich im convergenten polarisirten Lichte durch ihr einaxiges Interferenzbild als Quarz documentirten, so bin ich zu der Ueberzeugung gekommen, dass in den untersuchten Handstücken ceylonischer Pyroxengranulite Cordierit nicht vorhanden ist.

Granat ist, wie für die übrigen ceylonischen Gesteine, auch für die Pyroxengranulite ein häufiger und charakteristischer Gemengtheil. In einem localen Vorkommniss fehlt er jedoch ganz. Wir werden die orthoklasführenden Pyroxengranulite nach dem Auftreten des Granats in granatführende und granatfreie eintheilen. Die Erscheinungsform des Granates ist der in den normalen Granuliten sehr ähnlich, nur oftmals noch irregulärer. In einigen Fällen übersteigt das Korn die Grösse einer Erbse. Makroskopisch ist er gewöhnlich nur in den grobkörnigen Varietäten zu sehen. Grössere, blassrothe Durchschnitte sind wie im normalen Granulit völlig erfüllt von zahlreichen Einschlüssen, unter denen alle Gemengtheile des Gesteins vertreten sind, was für die späte Entstehung desselben spricht. Quarz ist jedoch sehr selten in der regulären Form des Wirthes darin entwickelt. Dathe ³⁾ erwähnt als Einschlüsse kleine Granaten in der Form von ∞O , wahrscheinlich sind sie mit den oben erwähnten (vergl. pag. 237) Quarzen identisch. Die Zahl der umhüllten Quarzgebilde gibt zuweilen dem Granat ein siebartig durchlöcherteres Aussehen. Mikropegmatitische Verwachsung zwischen Granat und Quarz, beziehentlich Feldspath, wie sie Al. Lacroix ⁴⁾ im ceylonischen Pyroxengranulit oft gesehen

¹⁾ Contributions etc. 1839, pag. 213.

²⁾ Geol. Survey of India Records 1891, pag. 168.

³⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1882, pag. 285.

⁴⁾ Contributions etc. 1839, pag. 233.

und auch abgebildet hat, war nirgends vorhanden. Ueber diese Durchwachsung obiger Mineralien hat Mr. H. Holland¹⁾ in neuerer Zeit eine Untersuchung veröffentlicht, in der er an Pyroxengesteinen von Südindien zu dem Resultate kommt, dass dieses Phänomen eine secundäre Erscheinung sei, bedingt durch die gleichzeitige Entwicklung beider nach der primären Festwerdung des Gesteins. Im Granat liegen ausserdem noch Biotit- und Hornblendeblättchen, Eisenerz und selten Spinell. Interessant sind die grossen dunkelgrünen, monoklinen Pyroxene, welche entweder in Verbindung mit Quarz oder allein, entweder ganz oder theilweise von Granat eingeschlossen werden, ebenso die Einschlüsse von Zirkon, da sie oft Veranlassung zu einer eigenthümlichen, bei gekreuzten Nicols sichtbaren Lichterscheinung im Granat geben. Diese ist eine zwei- oder vierstrahlige Figur, bestehend aus Lichtbüscheln, die mit den Nicolhauptschnitten einen Winkel von 45° bilden, während die dem Fadenkreuz parallelen Theile ein dunkles Kreuz darstellen. Bei Drehung des Objectes bleibt die Erscheinung unverändert. Sie scheint eine Folge von Druckwirkung zu sein; übrigens ist der Granat in der Umgebung der Zirkonkörner nicht alterirt. Bei stärkerer Vergrösserung werden im Granat Flüssigkeitseinschlüsse sichtbar mit oft ruheloser Libelle, während grössere Rutilen fehlen. Dasselbe gilt von den nadelförmigen, sich unter 60° und 120° schneidenden Rutilen, die Lacroix²⁾ im Granat eines „Pyroxengneisses“ von Ceylon gefunden hat und die das Phänomen des Asterismus in den Granaten veranlassen sollen. H. Holland³⁾ hat diese Einschlüsse in neuerer Zeit an Granaten aus Pyroxengesteinen von Indien ebenfalls studirt und weist nach, dass sie nicht dem Rutil, sondern einem zweiachsigem monoklinen Minerale, nämlich dem Titanit angehören. Den Asterismus sollen sie nicht veranlassen und secundär entstanden sein, ihre Orientirung wird genau bestimmt. Der Granat der Pyroxengranulite ist sehr gut erhalten, was einigermassen verwundern muss, da diese Gesteine sonst gewöhnlich sehr alterirten Granat führen. Das Verhältniss zwischen Biotit und Granat ist, in Bezug auf Anordnung und Quantitätsverhältnisse, dasselbe wie in den normalen Granuliten. Ein gleiches existirt auch zwischen Pyroxen und Granat. Je geringer die Menge und je splittiger der Granat ist, desto grössere Quantitäten breitblättrigen Pyroxens tingiren das Gestein. Ebenso spricht die Vertheilung der beiden Mineralien für eine gegenseitige Abhängigkeit. Kleinere Granaten befinden sich immer nur in der Nähe der Pyroxenindividuen und grössere Granatkörner werden von grünem Pyroxen umschwärmt, ohne besondere Beziehungen in ihrer Anordnung, etwa in der Form centraler Gruppierung des Pyroxens. Merkwürdig ist, dass mit Granat eingeschlossener Pyroxen sehr oft, fasst könnte man sagen, immer in Verbindung steht mit Quarz. Noch eigenthümlicher ist das randliche Eingreifen des Pyroxens in den Granat, so dass er nur zum Theil umschlossen wird. Manchmal, in einem örtlichen

¹⁾ Geol. Survey of India Records, vol. XXIX, Pt. I, 1896.

²⁾ Contributions etc., pag. 228.

³⁾ On the acicular inclusions in Indian Garnets. Geol. Survey of India Records, vol. XXIX, Pt. I, 1896, pag. 161.

Gesteinsvorkommnisse immer, wird der Granat von einer farblosen Corona oder einer weissen Hülle (s. Taf. VII, Fig. 2) von lichten Mineralien umgeben, die sich an alle Biegungen und Ausbuchtungen der Aussenfläche des Granats anschniegt. Dieser farblose Kranz besteht zumeist aus Quarz, der undulös auslöscht, sowie aus Feldspath. Zuweilen steht derselbe in Verbindung mit einem grösseren Korn der betreffenden Substanz. Die Hülle ist scharf abgesetzt gegen die farblose Gesteinshauptmasse nach aussen, wie gegen den Granat nach innen. Auch Eisenerz und Biotit werden zuweilen in dieser Weise umhüllt. Meist ist diese Zone von gleicher Breite, selbst bei recht abweichenden Dimensionen des Korns. Auch der Pyroxen recapitulirt, wie die farblose Hülle, die äussere unregelmässige Form des Granats in manchmal überraschender Weise. Er sitzt jedoch nie direct auf dem Granat, sondern ist entweder durch die farblose Corona oder durch das übrige Gesteinsgemenge überhaupt von ihm getrennt. Bei der Frische des Gesteins ist trotz der eigenthümlichen Gruppierung des Pyroxens nicht anzunehmen, dass er als Umwandlungsproduct des Granates zum Theil vollständig an dessen Stelle getreten sei. Es fehlt dem Granat jede Spur von Alteration, besonders ist nirgends etwas Aehnliches wie eine „kelyphitische Umwandlungszone“ sichtbar.

Biotit ist nur ein accessorischer Bestandtheil der Pyroxengranulite. Selten tritt er in den pyroxen- und hornblendereichen Gesteinen auf; einigen fehlt er ganz. Makroskopisch ist er nie sichtbar. Er gleicht dem des normalen Granulites; nur hat er oft viel unregelmässigere Formen und erlangt grössere Dimensionen; auch ist er manchmal etwas verwitterter. Als erste Erscheinung der Alteration tritt Entfärbung ein, so dass die braune Farbe in eine grünliche, hellgrünliche verwandelt wird. Der Pleochroismus ist dann $a =$ fast farblos, b und $c =$ grünlich. Bei weiter vorgeschrittener Umbildung entstehen chloritische Schüppchen, sowie Calcit- und Epidotkörnchen, auch Magnetit wird ausgeschieden. Als Einschlüsse enthält der Biotit selten Apatit, Zirkon und sehr unregelmässige Quarzkörner. Der Spaltung parallel liegen lange, schwarze Täfelchen von Titaneisen. Die Verbreitung des Biotits im Gestein ist scheinbar unregelmässig. Doch ist er gewöhnlich reihenweise angeordnet, wodurch die unvollkommene Schieferung entsteht.

Der Amphibol ist ebenfalls nur ein accessorischer Bestandtheil. Wenn er auch manchmal in ziemlicher Menge auftritt, so fehlt er doch einigen Varietäten ganz; andere zeigen eine allmälige Anreicherung dieses Minerals. Melzi benutzt den Amphibol, um seine Pyroxengranulite in zwei Gruppen einzutheilen, was in der Folge auch hier geschehen soll. Quantitativ übertrifft die Hornblende gewöhnlich den Biotit, in einem Falle findet sich eine allmälige Steigerung des Amphibolgehaltes bis zum Ueberwiegen desselben. Die Hornblende dieser Pyroxengranulite ist die gewöhnliche grüne bis dunkelgrünbraune. Sie ist ausgezeichnet durch ihren sehr intensiven Pleochroismus, der in basischen Schnitten gelbliche bis honiggelbe

und braungelbe Farbe zeigt, während die prismatischen Schnitte ausser einer der genannten Farben noch tief dunkelgrünbraun oder schwarzbraun erscheinen. Demnach würde a gelblich, $b =$ braungelb und $c =$ dunkel- bis schwarzbraun sein. Die Spaltbarkeit ist so gut ausgebildet, wie sie in keinem Gestein leicht wieder zu beobachten ist. In basischen Schnitten zeigt sich die 124° bildende Spaltbarkeit nach ∞P , neben der selten noch Spuren der pinakoidalen nach $\infty P \infty$ und $\infty P \infty$ auftreten. Schnitte parallel c sind charakterisirt durch die parallelen Tracen jener Spaltrichtungen. Die Auslöschungsschiefe beträgt im Maximum $12-15^\circ$. Verhältnissmässig ist die Hornblende sehr gut und regelmässig ausgebildet. Basische Schnitte sind sechseckig, indem sowohl ∞P mit dem Winkel von 124° , als auch $\infty P \infty$ zu sehen sind. Die gerade auslöschenden, prismatischen Schnitte zeigen deutlich den Austritt einer optischen Axe, ebenso die parallel OP , woraus hervorgeht, dass $\infty P \infty$ optische Axenebene ist. Die Dispersion ist $\rho < \nu$. Sehr selten sind Zwillinge nach $\infty P \infty$. Einschlüsse sind keine Seltenheit. Neben grossen Quarzkörnern, deren einige kleine Apatite enthalten, liegen Zirkone und Biotitblättchen im Amphibol, als dessen secundäre Producte letztere erscheinen. Eine Entwicklung des Amphibols aus Pyroxen oder Granat ist nicht wahrzunehmen.

Zirkon wurde schon vielfach als Einschluss in den Gemengtheilen des Pyroxengranulites erwähnt. Er ist oft in grosser Menge vorhanden. Lacroix und Melzi erwähnen ihn nur zuweilen. Seine Ausbildungsweise ist dieselbe wie im normalen Granulit; kleine Körner und Krystalle treten auf, erstere von 0.2 mm Durchmesser, letztere mit ∞P und P und sehr schön entwickeltem Zonenbau. Sie erreichen eine Länge von 0.5 mm . Im Quarz und Granat geben sie Veranlassung zu der vorerwähnten Lichterscheinung. Gern gruppiren sich die Zirkone zu kleinen Häufchen oder kurzen Reihen.

Apatit fehlt nie ganz. In den sächsischen Pyroxengranuliten tritt er nach E. Dathe überhaupt nicht auf, während er anderorts gefunden wird. Lacroix und Melzi sahen ihn in den ceylonischen Gesteinen. Seine Krystalle erreichen oft bedeutende Grösse (0.6 mm Länge und 0.22 mm Breite). Die Kanten sind meist abgerundet. Ganz unregelmässige Körner haben einen Durchmesser bis zu 0.45 mm . Die langen, nadelförmigen Apatite zeigen zuweilen basische Absonderung, sind zersprengt und auseinandergerissen. An Einschlüssen sind die Apatite nicht arm, zuweilen ist deutlich ein Zirkonkorn oder ein stäbchenförmiger kleinerer Apatit zu erkennen.

Eisenerze sind ein wichtiger accessorischer Gemengtheil der Pyroxengranulite und erscheinen ganz constant. Lacroix und Melzi erwähnen in den ceylonischen Gesteinen nur Magnetit. Die Hauptmasse der opaken Bestandtheile ist allerdings dieses Eisenerz. Es erscheint in ganz unregelmässigen schwarzen Gebilden von metallischem Glanze. Selten sind Körnchen, welche an oktaëdrische Formen erinnern. Gern hält sich das Mineral in der Nähe der ge-

farbten Gesteinsgemengtheile auf, von denen es oft eingeschlossen wird. Es ist zuweilen in braunes Eisenoxydhydrat umgewandelt, das sich wie ein röthlicher Hof um das dunkle Korn herumlegt. Nicht selten wird es wie Granat und Biotit von einer farblosen Hülle aus Quarz und Feldspath umgeben (s. Taf. VII, Fig. 2). Beim Glühen erfolgt die Ausscheidung von braunem Eisenhydroxyd; es entfärbt sich aber sonst nicht; in Salzsäure löst es sich auf. Neben Magnetit ist zuweilen Eisenkies (Pyrit) wahrzunehmen, der sich durch seine im auffallenden Lichte speisgelbe Farbe und fast reguläre Form auszeichnet. Manche dunkle Erzpartikel sind Titanmagneteisen, da sie strahlige, grauglänzende Umwandlungsproducte in der Form des Leukoxens entwickeln.

Noch sind sehr seltene dunkelgrüne Pleonastkörner zu erwähnen, welche im Granat oder in dessen Nähe liegen und sich vom Eisenerz deutlich unterscheiden. Nach Lacroix¹⁾ bilden sie grosse Flocken.

Graphit konnte unter den Gemengtheilen nicht nachgewiesen werden.

Als Eintheilungsprincip für die Pyroxengranulite im Allgemeinen dient am besten der Orthoklas, so dass wir

orthoklasführende und

orthoklasfreie Pyroxengranulite

unterscheiden können.

Von diesen steht nur ein einziges Vorkommniss zur Verfügung, während von jenen Gesteine mit Granat und solche ohne Granat existiren. Die erste Gruppe der letzteren können wir wieder in amphibolfreie und amphibolführende eintheilen.

I. Orthoklasführender Pyroxengranulit.

a) Mit Granat, aber amphibolfrei.

Pyroxengranulit von Ragedara.

Dieses Gestein nimmt in besonderer Weise das Interesse in Anspruch, da es mit dem normalen Granulit das directe Nebengestein der Graphitgänge bildet. Schon von dem normalen Granulite wurde erwähnt, dass er ganz vereinzelt Pyroxen enthält. Das hier als Pyroxengranulit bezeichnete Gestein ist natürlich viel reicher daran, ist aber eigentlich kein typischer Pyroxengranulit, sondern stellt einen Uebergang zwischen den beiden Granuliten dar. Seiner Structur nach ist es äusserst grobkörnig, ohne jede eigentliche Schieferung, doch insofern mit einer Parallelstructur ausgebildet, als Differenzirung eingetreten ist, in dunkelgrüne Lagen von feinerem

¹⁾ Contributions etc. 1889, pag. 213.

Korn, aus Granat und dunkelgrün durchscheinendem Quarz und Feldspath bestehend, und in hellgrüne, ausserordentlich grobkörnige Gesteinspartien. Letztere enthalten bis über erbsengrosse, dunkelrothe Granaten, deren sich mehrere zusammenschaaeren, so dass granatarme und -reiche Theile entstehen. Feldspath und Quarz erscheinen hellgrün. Der ausgezeichnete Fettglanz der typischen Pyroxengranulite ist vorhanden. Das specifische Gewicht wurde zu 2.84 bestimmt. Alle Bestandtheile der Pyroxengranulite sind in diesem Gesteine zugegen, nur Hornblende fehlt. Quarz ist sehr zahlreich vertreten, von seinen zahlreichen Einschlüssen bieten nur die Zirkone durch die hier besonders gut bemerkbaren Lichtbilder einiges Interesse. Der Plagioklas gehört nach Zwillingsbildung und Auslöschungsschiefe meist dem Oligoklas an. Daneben gibt es breitblättrige Plagioklase mit undulirender Auslöschung, in welchen zuerst die eigenthümlichen lamellaren, unregelmässig gestalteten Interpositionen bemerkt wurden. Sie liegen allem Anscheine nach nur in den ganz grobkörnigen Partien des Gesteins, sind aber wegen ihrer Seltenheit und völligen Irregularität zu genauerer Untersuchung ungeeignet. Die Hauptmasse des Feldspathes wurde als ein Bytownit erkannt mit 17, 21 und 25° Auslöschungsschiefe. Ein Schnitt, der wegen seines Mangels an Zwillingsbildung und wegen seiner schief durchsetzenden Spaltbarkeit nach OP unzweifelhaft parallel $\infty \tilde{P} \infty$ ging, wies einen Winkel von 31° auf, was für seine Bytownitnatur spricht. Orthoklasmikroperthit ist hier viel seltener als gewöhnlich, doch sehr typisch und deutlich. Seine Albitspindeln sind gut zu beobachten, einige werden 0.12 mm lang. Eingelagerte Quarzkörner bilden mit Feldspath zuweilen mikropegmatitähnliche Verwachsungen, dem „quartz de corrosion“ der Franzosen vergleichbar. Die farblosen Bestandtheile, besonders dieses Gesteines, wurden einer Prüfung auf Cordierit unterzogen, da es dem seiner Angabe nach Cordierit führenden „Leptynite à pyroxène“ Lacroix's¹⁾ am ähnlichsten ist, und wie dieses ein Uebergangsstadium zum Pyroxengranulit darstellt. Die Durchschnitte des Almandins verdienen besondere Beachtung, da seine Zirkoneinschlüsse vortrefflich die typischen Lichtbilder erzeugen, welche wegen der Isotropie des Granates gut zu beobachten sind. Die für dieses Gestein charakteristischen Pyroxene sind grüner, wenig pleochroitischer, rhombischer und nicht pleochroitischer, aber lebhaft polarisirender, monokliner Pyroxen. Biotit ist selten. Apatit bildet lange Nadeln oder grosse Krystalle (1.386 mm lang, 0.088 breit). Die übrigen Gemengtheile zeigen keine Eigenthümlichkeiten. Obwohl dieser Pyroxengranulit wie der normale Granulit von Ragedara das Nebengestein der Graphitgänge darstellt, wurden Blättchen oder Schüppchen dieses Minerals nirgends eingeschlossen gefunden. Besonders schön sind in ihm die eigenthümlichen farblosen Zonen oder Hüllen um Granat und Magnetit, beziehentlich Biotit zu sehen, welche aus Quarz und Feldspath bestehen, und an die sich im ersten Falle der Pyroxen parallel anlegt (s. Taf. VII, Fig. 2).

¹⁾ Contributions etc. 1869, pag. 212.

b) Orthoklasführender Pyroxengranulit mit Granat und Amphibol vom Adamspik.

Dieses Gestein stammt vom Fusse des seit mehr als zwei Jahrtausenden berühmten Bergkegels des Adamspiks, des legendenumwobenen Heiligthums der buddhistischen Welt, das für Millionen frommer Pilger ein Wallfahrtsort war und noch ist. Dort, wo sich die Wanderer noch einmal anbetend niederwerfen, ehe sie den eigentlichen Berg besteigen, wurde ein Stück gesammelt. Das Handstück dieses interessanten Gesteins zeichnet sich makroskopisch durch dunkle Farbe aus, rothe Granaten sind zu sehen, und es ist wegen seiner etwas grobkristallinen Beschaffenheit dem Gesteine von Ragedara sehr ähnlich. Die Bestandtheile sind dieselben wie in diesem, nur kommt noch Amphibol hinzu und der rhombische Pyroxen ist sehr schöner Hypersthen. Die farblosen Gemengtheile bilden etwa $\frac{1}{3}$ des ganzen Gesteins; hiervon kommt der kleinste Procentsatz auf den Quarz und den Orthoklasmikroperthit. Hauptgemengtheil ist der Plagioklas, welcher in zwei verschiedenen Mischungen vorhanden ist, als saurer Oligoklas und als breitplattiger basischer Bytownit. Letzterer zeigt neben den gewöhnlichen seltenen Einschlüssen der Plagioklase sehr typisch die lamellaren, blättrigen Interpositionen, welche einem Orthoklas oder einem saueren Plagioklas zugerechnet wurden (s. Taf. VII, Fig. 3).

Leider war kein weiteres Material vorhanden, um noch bessere Schlitze zu erhalten und das Phänomen genauer zu studiren. Granat bildet sowohl abgerundete Körner, wie ganz unregelmässige Fetzen oder bröckchenartige Stücke. Der neben dem typischen Hypersthen vorkommende pleochroitische, monokline Pyroxen hat diallagartigen Charakter. Ausser nicht pleochroitischen, dunkelgrünen Schnitten gibt es solche, die ausserdem gelbe Farbe zeigen. Die Auslöschungsschiefe auf $\infty P \infty$ wurde im Maximum zu $39-45^\circ$ gemessen. Zwischen den beiden Pyroxenen kommen hier regelmässige Verwachsungen vor; doch ist diese Erscheinung nicht gut zu beobachten, da die rhombischen Lamellen sehr schmal und am Rande verwittert sind. Bei gekreuzten Nicols erscheinen letztere als feine Linien oder dunkle, breite Bänder. Schiefe Schnitte löschen undulirend aus und lassen moiréartige Farben erkennen. Hornblende ist braun bis grünbraun. An einzelnen prismatischen Schnitten wurden $10, 11, 13^\circ$ Auslöschungsschiefe gemessen. Nur ein Zwillings nach $\infty P \infty$ war aufzufinden. Der Structur nach sind die beiden betrachteten Pyroxengranulite durch ihre Mittel- bis Grobkörnigkeit charakterisirt; die übrigen zeigen alle eine feinkörnige bis dichte Structur.

c) Granatfreier Pyroxengranulit aus dem Steinbruch zwischen Nuwara Elya und Hakgalla.

Dieses Gestein zeigt völlig die makroskopischen Eigenschaften eines ceylonischen Pyroxengranulites. Es ist immer granatfrei; die verschiedenen Handstücke haben, trotzdem sie aus demselben Bruche stammen, so variable Zusammensetzung, dass man versucht ist,

mehrere Arten zu unterscheiden. Besonders Biotit und Hornblende sind grossen Schwankungen unterworfen. Merkwürdig ist das Vorwiegen des Orthoklasnikroperthites, der in keinem Gestein so typisch ausgebildet ist wie in diesem, und daher Gelegenheit bot, jene Bestimmungen über diese eigenthümliche Verwachsung zweier Feldspathe vorzunehmen, deren Resultate schon mitgetheilt wurden. Plagioklas tritt fast ebenso hinter dem Orthoklas an Menge zurück wie in den normalen Granuliten. Er gehört dem Oligoklas an und hat oft recht zahlreiche Quarzkörner als Einschlüsse. Die farblose Hauptmasse, welche Quarz und Feldspathe bilden, wird durch grünliche trübe Wolken eines von dem zersetzten Pyroxen ausgehenden Infiltrationsproductes in unregelmässige Felder getheilt, indem circulirende Wässer die Zersetzungsproducte in fein vertheiltem Zustande fortführten und auf den Rissen, wie zwischen den Mineralien, wieder absetzten. Von den gefärbten Gemengtheilen des Gesteines zeigt der Pyroxen die grösste Constanz in seinem Auftreten. Er gehört der fast farblosen, nicht pleochroitischen, monoklinen Varietät an, welche salitartigen Charakter hat. Die Zersetzung in Viriditsubstanz ist oft sehr weit gediehen. Die Auslöschungsschiefe erreicht in verticalen Schnitten ein Maximum von 39—43°. Biotit bildet sehr breite Formen, deren Ränder zuweilen zerfasert sind. Er wird manchmal fast ganz verdrängt von Amphibol, so dass zwischen diesen beiden Mineralien ein eigenthümliches Wechselverhältniss leicht ersichtlich ist; denn, während in einigen Handstücken Biotit reichlich vorhanden ist, aber nur einige Blättchen von Amphibol auftreten, kehrt sich in anderen das Verhältniss völlig um. In dieser Hinsicht liessen sich sehr gut verschiedene Varietäten des Gesteines unterscheiden, doch scheint dies wegen ihrer localen Zusammengehörigkeit und der vorhandenen allmäligen Uebergänge unangebracht. Der grünbraune, ausgezeichnet pleochroitische Amphibol zeigt Auslöschungsschiefe von 13°. Zirkonkrystalle sind sehr schön zonal struirt; die einzelnen Schichten haben eine Ausdehnung von 0.055, 0.066, 0.079, 0.104, 0.127 *mm* Länge, bei einer Breite von 0.053—0.046 *mm*. Wenige grosse Apatitkrystalle sind vorhanden (0.55 *mm* lang, 0.22 *mm* breit); daneben gibt es auch grössere Körner von 0.3 *mm* Durchmesser.

II. Orthoklasfreier Pyroxengranulit von Dimbula Estate.

Der einzige typische Pyroxengranulit, welcher nur Plagioklas enthält aber auch Granat führt, stammt von Dimbula Estate, einer der zahlreichen Theeplantagen, die westlich von Nuwara Eliya ungefähr 4500 Fuss hoch im gebirgigen Theile Ceylons gelegen ist. Makroskopisch stimmt dieses Gestein mit dem Pyroxengranulit von Hakgalla überein. Als Bestandtheile erscheinen in diesem echten Pyroxengranulite Plagioklas, Quarz, zwei Pyroxene, Granat, Eisenerze, Apatit und Zirkon. Plagioklas ist so zahlreich vertreten, dass dieses Gestein sehr wohl den Namen Plagioklasgranulit verdient. Dieser Feldspath zeigt auffallend häufig in Folge doppelter Verzwilligung gitterähnliche Streifung. Die Lamellen, welche Zwillingen nach dem Albitgesetz entsprechen, sind manchmal von bedeutender Breite (0.19,

0.16—0.13 *mm*). Einige Plagioklaszwillinge sind nochmals nach dem Karlsbader Gesetz verwachsen, einmal sogar zwei schon doppelt verzwillingte Individuen. Diese Neigung zur Zwillingbildung weist in Uebereinstimmung mit der Auslöschungsschiefe von 7, 8, 9° auf einen in der Mitte der isomorphen Plagioklasreihe stehenden Feldspath, auf einen Labradorit hin, von $Ab_1 An_1$ — $Ab_1 An_2$. Ihm fehlen die eigenthümlichen lamellaren Interpositionen. In Bezug auf den Pyroxengehalt ist dieser Pyroxengranulit sehr typisch; denn es ist ein rhombischer Hypersthen und ein der dunkelgrünen Varietät angehörender monokliner Pyroxen vorhanden, mit zum Theil pleochroitischen, zum Theil einfarbigen Durchschnitten. Besonders schön ist hier die Verwachsung der beiden Mineralien zu sehen, da auch die rhombischen Lamellen etwas breiter ausgebildet und gut erhalten sind (s. Taf. VII, Fig. 1). Hornblende fehlt in diesem Gesteine ganz. Granat bildet auffallend kleine, unregelmässig contourirte Individuen und ist arm an Einschlüssen. Er vergesellschaftet sich gern mit den übrigen gefärbten Gemengtheilen, so dass in diesem Gesteine besonders deutlich eine Scheidung zwischen gefärbten und farblosen Partien zum Ausdruck gebracht wird, wodurch die unvollkommene Schieferung entsteht. Zonal struirter Zirkon von 0.347 *mm* Durchmesser schliesst wieder Zirkon ein. Apatit bildet grosse Krystalle von 0.45 *mm* Länge und unregelmässige, dicke Körner von 0.4 *mm* Durchmesser. Die betrachteten Pyroxengranulite sind zwar alle den von Al. Lacroix und von S. Melzi beschriebenen Gesteinen dieser Art ähnlich; keiner stimmt jedoch weder nach seinem örtlichen Vorkommen, noch nach seiner Composition vollständig mit einem derselben überein.

In ihrem Auftreten erscheinen die ceylonischen Pyroxengranulite wesentlich verschieden von den sonst mit diesem Namen bezeichneten Gesteinen. Es ist bekannt, dass man die Pyroxengranulite besonders typisch in Sachsen, stets wechsellagernd mit normalen Granuliten, oft als centimeterdünne Lagen, meist aber als decimeter- bis 1 oder mehrere Meter starke, flötzartige Bänke und endlich als 100 *m* mächtige, linsenförmige Complexe ausgebildet findet, was ja Veranlassung zu ihrer Bezeichnung gegeben hat. Von den übrigen, bis jetzt bekannten Pyroxengranuliten ist nichts erwähnt über eine derartige enge geologische Beziehung zwischen den beiden Granulitarten. Sie scheint nicht immer vorhanden zu sein, denn es werden von einzelnen Vorkommnissen oft nur normale, oft nur Pyroxengranulite beschrieben. Den ceylonischen Granuliten scheint eine derartige Wechsellagerung der beiden Gesteinstypen, soweit bis jetzt bekannt ist, zu fehlen. Nur in Ragedara war ein Uebergang der einen Gesteinsart in die andere zu constatiren. Sonst aber nehmen die Pyroxengranulite allem Anscheine nach eine ziemlich selbstständige Stellung ein; ja sie scheinen sogar auf Ceylon die normalen Granulite hinsichtlich der Verbreitung zu übertreffen; denn Lacroix fand sie bei Colombo, Melzi im südöstlichen Theile des centralen Gebirges und dem südöstlichen Hügellande, während die hier besprochenen Handstücke ausserdem noch dem südlichen und nordwestlichen Theile des Gebirgsmassivs angehören. Daraus geht hervor, dass man sie nach unseren bisherigen Kenntnissen wohl nicht mit Unrecht als

den verbreitetsten Gesteinstypus der krystallinischen Schiefergruppe auf Ceylon bezeichnen kann. Wenn nun auch von keiner typischen Wechsellagerung der beiden Granulitarten zu berichten ist, was immerhin als charakteristisch gelten muss, so findet doch wenigstens ein allmäliger Uebergang der normalen Granulite in die Pyroxengranulite statt. Lacroix¹⁾ redet hiervon, indem er von einer Varietät des „Leptynites“, dem „Leptynite à pyroxène“ sagt, dass er sich durch das Auftreten des Pyroxens in den „Pyroxengneiss“ verwandele. An anderer Stelle sagt er von den Pyroxengneissen: „Sie sind eingelagert (bei Kandy) in körnige Gneisse und „Leptynite“, in welche sie sich häufig verwandeln, durch Hinzukommen von Quarz und Verschwinden von Pyroxen.“ Melzi²⁾ fand nicht weit vom typischen Pyroxengranulit ein Uebergangsgestein zwischen „dioritischem Gneiss“ und jenem, das accessorischen Pyroxen und mehr Quarz enthielt. Ein solches haben wir in dem von Ragedara kennen gelernt. Hier wurden ja schon im normalen Granulit einzelne Pyroxenblättchen wahrgenommen, wodurch die enge locale Verbindung beider Gesteine noch wahrscheinlicher wird.

3. Gneiss.

Der Gneiss wurde von jeher als das Hauptgestein der Insel Ceylon angesehen. v. Richthofen³⁾ sagt darüber schon 1860: „Die krystallinischen Schiefer, aus denen das Gebirgsland mit allen hügeligen Ausläufern besteht, sind fast ausschliesslich Gneiss.“ Nach seiner Charakteristik sind sie „tiefgrün und immer sehr quarzreich“. Wahrscheinlich sind diese „Gneisse“ mit den betrachteten Pyroxengranuliten identisch. Zirkel⁴⁾ sagt über das Vorkommen von Gneiss in seinem Vortrage: „Die Berge bestehen vorwiegend aus stark gefaltetem, oft sehr granatreichem Gneiss und anderen krystallinischen Schiefen.“ Gneissdome treten nach ihm in merkwürdiger Isolirung südlich von Anuradhapura hervor. Al. Lacroix⁵⁾ rechnet, wie schon erwähnt, die meisten seiner in Ceylon gefundenen Gesteine zum Gneiss. Einige derselben wurden jedoch im Vorhergehenden mit den besprochenen Granuliten, beziehentlich Pyroxengranuliten identificirt. Es bleiben als echte Gneisse bei ihm nur noch übrig: Ein biotit- und sillimanithaltiger Gneiss von Kandy, der selten vorkommende Anorthitgneiss und ein körniger Mikroklingneiss. In letzterem, der bei Kandy nur wenig verbreitet vorkommt, ist der Feldspath interessant durch seine Einschlüsse. „Er ist nicht nur verquarzt, sondern auch schriftgranitähnlich mit Quarz verwachsen (quartz de corrosion). Daneben treten noch längliche Einschlüsse auf, welche mit ihrer Hauptaxe der Verticalaxe des Feldspathes parallel gehen. Sie sind

¹⁾ Contributions etc. 1889, pag. 212, 222.

²⁾ Sopra alcune etc. 1897, pag. 4.

³⁾ Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1860, pag. 525.

⁴⁾ Vortrag etc. 1896, pag. 8, 31.

⁵⁾ Contributions etc. 1889, VII, pag. 198 u. ff.

stärker lichtbrechend, und haben grössere Doppelbrechung als Feldspath. Die Stärke ihrer Brechung ist so gross, dass sie den Quarz, und ihre Doppelbrechung so schwach, dass sie den Glimmer ausschliessen. Die Eigenschaften, welche man sonst beobachtet, sind ungenügend, um ihre Natur zu bestimmen¹⁾.“ Zwei Jahre später, 1891, entschied sich Lacroix für die Auffassung derselben als Quarz, wie aus dem Zusatz für den englischen Uebersetzer seiner Schrift hervorgeht. Er sagt dort²⁾: „Ich habe zweifellos ermittelt, dass ihre Brechung (entgegengesetzt von dem, was ich früher dachte) dieselbe ist, wie die des Quarzes im Gestein, und sie müssen vielleicht als aus Quarz zusammengesetzt betrachtet werden. Sie stellen eine besondere Form des „quartz de corrosion“ dar.“ Jedenfalls ist es ein Orthoklasmikroperthit, den Lacroix hier beobachtete. Auch Melzi³⁾ nimmt das an und bezeichnet diese Erscheinung in seinem mit Lacroix's Gestein identischen Mikroklingneiss von Kandy als Mikroperthit. Melzi fand derartige Gneisse auch noch an der Ostküste der Insel in den Provinzen Batticaloa und Hambantota; die typische Form desselben stand bei Wirawilla an. „Dioritischer Gneiss“ ist nach Melzi wenig ausgedehnt bei Kandy und Matale; derselbe ist local mit dem Pyroxengranulit durch Uebergänge eng verbunden, steht diesem also nicht fern. Westlich von Kandy, an der Strasse nach Colombo, fand Melzi einen Biotitgneiss und endlich einen Mikroperthitgneiss mit Pyroxen und Olivin in dem östlichen Theile der Insel bei Tandiadi, Tank e Komariya in der Provinz Batticaloa und bei Periya Panava. F. Sandberger⁴⁾ redet von Gneiss als dem verbreitetsten Gesteine Ceylons. Nach Johannes Walther⁵⁾ herrschen „graue Domgneisse, die sich in mächtigen Blockdomen überall aus dem Urwalde erheben“, vor im südwestlichen Theile der Insel zwischen Kaltura und Ratnapura. Dieselben zeigen sehr weitgehende Zersetzung in Laterit.

Wir waren in der Lage, zwei ceylonische Gneisse zu untersuchen, die sich schon makroskopisch sehr von den Pyroxengranuliten unterscheiden, weniger durch ihre Structur, die mehr körnig als schiefrig zu nennen ist, als durch ihren Gehalt von Biotit. Es ist das:

- a) Pyroxenführender Granatgneiss von Tirupane,
- und
- b) Amphibolgneiss von Dambulla.

a) Pyroxenführender Granatgneiss von Tirupane.

Dieses Gestein entstammt dem nördlichen Hügellande von Ceylon; denn der Ort Tirupane liegt nördlich von Matale an dem Wege nach der alten Königsstadt Anuradhapura. Südlich von Anuradhapura gibt es nach Zirkel⁶⁾ merkwürdig isolirt hervortretende Gneiss-

¹⁾ Contributions etc. 1889, VII, pag. 215

²⁾ Geological Survey of India Records, vol. XXIV, 1892, pag. 168.

³⁾ Sopra alcune etc. 1896, pag. 9.

⁴⁾ Neues Jahrbuch f. Mineralogie, 1887, II, pag. 12.

⁵⁾ Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1889, pag. 360.

⁶⁾ Ceylon. Vortrag etc., pag. 30.

dome. Einem solchen dürfte dieses Gestein entstammen. Makroskopisch zeigt es allerdings sehr wenig gneissartigen Charakter, denn die Schieferung fehlt fast ganz; die Structur ist mittelkörnig. Sehr zahlreiche, schwarzglänzende Biotitblättchen, neben denen rothe Granaten liegen, sowie grünlich erscheinende Quarze und Feldspathe sind mit blossem Auge erkennbar. Das Gestein ist frisch, ohne Spuren von Lateritbildung. Bei mikroskopischer Untersuchung treffen wir die charakteristischen Bestandtheile wieder, welche den Pyroxengranuliten eigenthümlich sind; von farblosen Mineralien: Quarz, Plagioklas und Zirkon; von gefärbten: Biotit, Hypersthen, Granat und Magnetit. Wenn das Gestein auch so der Natur seiner Gemengtheile nach einem biotitreichen Pyroxengranulit sehr nahe steht, so ist es doch wegen seines grossen Glimmerreichthums und des Mangels an monoklinem Pyroxen hier als Gneiss bezeichnet worden. Die Erscheinungsweise der Bestandtheile ist nur zum Theil eine etwas andere als im Pyroxengranulit. Hauptbestandtheil ist der Plagioklas. Seine meist dem Albitgesetz folgenden Zwillingslamellen werden zuweilen 0·2—0·3 mm breit, selten werden sie von anderen unter fast 90° durchkreuzt. Ihre Auslöschungsschiefe beträgt nach verschiedenen Messungen 12—18—21°, weshalb hier ein Labrador-Bytownit (Ab_1 , An_2 — Ab_1 , An_6) vorliegt. Orthoklas wurde nur ganz accessorisch bemerkt. Der Glimmer ist bald mehr, bald weniger der Verwitterung anheimgefallen. Auffallend häufig treten wellig unregelmässige Durchschnitte von Biotit auf. Neben Zirkonkörnchen mit zuweilen pleochroitische Aureole schliesst er längliche Plättchen von Titaneisen und unregelmässige, beziehentlich dihexaëdrische Körnchen von Quarz ein. Granat ist auch in diesem Gneiss häufig und ist dem des Pyroxengranulites ganz ähnlich; granatoëdrische Quarzeinschlüsse enthält er jedoch fast gar nicht. Auch die übrigen Gemengtheile, darunter Hypersthen, sind analog ausgebildet wie die der Pyroxengranulite.

b) Amphibolgneiss von Dambulla.

Er entstammt demselben Gebiete wie der obige Granatgneiss; denn Dambulla liegt ebenfalls an der Strasse von Matale nach Anuradhapura, etwas südlich von Tirupane. Makroskopisch gleicht dieses Gestein bei seiner ebenfalls mittelkörnigen Structur und dunklen Farbe ganz dem Granatgneiss, nur werden die glänzenden Biotitblättchen zurückgedrängt durch die sehr deutliche Hornblende, die fast porphyrähnlich ausgeschieden ist. Der Gehalt an Amphibol, Mikroperthit und secundärem Calcit ist für diesen Gneiss charakteristisch.

Orthoklas ist in typischer Weise mikroperthitisch, oft äusserst feinfaserig ausgebildet; an Menge kommt er dem Plagioklas gleich. Plagioklas ist sehr oft doppelt verzwillingt, was in Gemeinschaft mit der beobachteten Auslöschungsschiefe von 9—10° auf einen Labradorit hinweist. Auf seinen Sprüngen sitzt secundär eingedrungener Calcit. Den Gneisscharakter vollendet der zahlreich vorhandene grossblättrige Biotit. Er ist ebenso stark zersetzt, wie der des Biotitgneisses. Der Amphibol hat den charakteristischen Pleochroismus: α = gelbgrün

b — grün bis grünlichbraun, c = dunkelbraun bis schwarz. Die Spaltbarkeit nach ∞P ist meist sehr markant, seltener die nach $\infty P \infty$ und $\infty P \infty$. Zwillinge nach ∞P wurden nicht beobachtet. Oft ist die Hornblende alterirt; als Producte sind Biotit, Calcit und schmutzig grünlicher Chlorit zu erkennen; auch Eisenerz wird ausgeschieden. Als Einschlüsse enthält der Amphibol grosse Quarzkörner, Biotit und accessorische Gemengtheile. Calcit bildet hier zum ersten Male in den aufgeführten ceylonischen Gesteinen auch grössere Partien; ausserdem füllt er alle Sprünge und Hohlräume aus, und zwar fast immer als ein sehr feinkörniges, nahezu dichtes Aggregat, weniger als einzelne Körner.

4. Granite.

Granite, überhaupt typische Eruptivgesteine sind von der Insel Ceylon noch nicht beschrieben. Sir Emmersen Tennent¹⁾ sagt vom Granit, dass er den Gneiss durchbreche. Diese Angabe bezeichnete aber v. Richthofen²⁾ als nicht ganz zuverlässig; er selbst hat im südwestlichen Theile der Insel und im Gebirgslande von Ceylon keine Granite gefunden. Eine Notiz über ein Granitvorkommniss findet sich auch bei Joh. Walther³⁾, welcher sagt: „In der Mitte des Weges zwischen Ratnapura und Kaltura sperrt ein fester Granitriegel die Thalsole“ (des Kaluganga). Lacroix⁴⁾ erwähnt körnige Granite unter dem Namen „granulites éruptives“. Das als Mikroklingneiss bezeichnete Gestein von Kandy soll eventuell auch ein solcher eruptiver „Granulit“ sein. Derartige Gesteine bilden nach ihm einen Uebergang zwischen Gneiss und Leptynit⁵⁾. Zirkel⁶⁾ redet von Granit, der die krystallinischen Schiefer durchbricht. Häufig muss der Granit im nördlichen Theile der Insel vorkommen. Denn in der alten Königstadt Anuradhapura hat man denselben vor mehr als zweitausend Jahren bereits in ausgedehnter Weise als Baustein benutzt, wovon die heutigen Reste Zeugnis ablegen. So stehen z. B. drei Reihen schön gemeisselter und mit Capitälen geschmückter Granitsäulen um die Thuparama-Dagoba. In der Nachbarschaft derselben erheben sich im Walde unzählige Monolithen, 12 Fuss hohe Granitsäulen, wie ein versteinertes Wald aus dem Humusboden hervor, die ehemals als Substructionen für Paläste und andere Gebäude dienten. Der sogenannte Brazen palace ist weiter nichts als eine Versammlung von circa 1600 derartiger Granitmonolithen. Wahrscheinlich kommen diese Granite aus dem nördlichen Theile der Insel. Bekannt sind bis jetzt dort allerdings nur die Granite von Kurunegala, welche aber in Luftlinie 51 Miles von Anuradhapura entfernt liegen. Diese Granite von Kurunegala sind nicht nur von

¹⁾ Ceylon an account etc., 1860.

²⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch., 1860, pag. 527.

³⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch., XLI., 1889, pag. 160.

⁴⁾ Contributions etc., 1889, pag. 214.

⁵⁾ Contributions etc., 1889, pag. 211.

⁶⁾ Vortrag etc., 1896, pag. 8.

Interesse als unzweifelhafte ceylonische Eruptivgesteine an sich, sondern besonders auch wegen ihrer eigenthümlichen Erscheinungsweise im Felde und wegen der sonderbaren Erosionserscheinungen, die sich an diesen Felsen ausserordentlich auffallend bemerkbar machen. Trotzdem die Handstücke von derselben Oertlichkeit kommen, sind doch zwei verschiedene Granite zu unterscheiden, die sich schon makroskopisch ohne Weiteres zu erkennen geben. Nach der Zusammensetzung ist das ein Biotitgranit und ein Amphibolgranit.

a) Biotitgranit.

Dieses Gestein stellt ein deutlich mittel- bis grobkörniges Gemenge von farblosem, glasglänzenden Quarz und trübem, milchig-weißen und bräunlichgrauen Feldspath dar. Letzterer bestimmt die grauweiße Farbe des ganzen Gesteins; er erscheint schon makroskopisch sehr zersetzt. Das ganze trübgrauweiße Gestein ist gesprenkelt mit schwarzglänzenden Pünktchen oder Blättchen von Biotit. Hornblende bildet einige makroskopische Butzen. Ausserdem wird noch glänzender Eisenkies bemerkt. Mikroskopisch erscheint Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Mikroperthit, Biotit, Eisenerz, Zirkon und Apatit. Die grossen Quarzkörner enthalten kleinere Quarze in sich, welche zwischen gekreuzten Nicols sehr deutlich hervortreten, eine keineswegs sonst sehr häufige Erscheinung. Solche liegen auch gern in anderen Bestandtheilen des Gesteines. Plagioklas ist nach seiner 3—4^o erreichenden Auslöschungsschiefe ein Albit-Oligoklas. Von wurmförmigen Quarzen wird er oft ganz durchdrungen, oder zahlreiche rundliche Körnchen desselben lassen ihn wie siebartig durchlöchert erscheinen. Doch fehlt den Einschlüssen die gleiche Orientirung, so dass nur eine mikropegmatitähnliche, dem „quartz de corrosion“ vergleichbare Structur entsteht. Hauptbestandtheil ist der Orthoklasmikroperthit, dessen sehr kleine albitische Einlagerungen gewöhnlich den ganzen Feldspath erfüllen. Neben den bis zu unentwirrbarer Kleinheit herabsinkenden Plagioklasspindeln liegen meist auch einige grössere, an denen schon bei gewöhnlicher Vergrösserung die zur Längserstreckung senkrechte Absonderung sichtbar ist. Ausserdem schliesst der Mikroperthit sehr häufig Quarzkörner ein, so dass einzelne Feldspathe wie damit übersät erscheinen. Die übrigen Gemengtheile des Gesteins sind nur in geringer Menge vorhanden. Der Biotit stellt kleine, lang ausgezogene Schüppchen von intensivem Pleochroismus dar: a und b = hellgelb, c = dunkelbraun.

Die Hauptbestandtheile dieses Granites, besonders die Feldspathe und Biotite, sind zum grössten Theile nicht mehr frisch, was nicht zu verwundern ist, da er jedenfalls ehemals dem Einfluss des Wassers ausserordentlich ausgesetzt war. Die verschiedenen weit vorgeschrittene Zersetzung der Feldspathe erzeugt trübgraue, körnig kaolinartige Massen, welche den eigenthümlichen, schon makroskopisch wahrnehmbaren Charakter derselben bewirken. Manchmal findet im Plagioklas ein abweichendes Verhalten der Lamellen bei der Umwandlung statt. Im Mikroperthit folgt die Zersetzung mehr der Richtung, wie sie durch die albitischen Einlagerungen angezeigt wird,

während auf den Spaltrissen parallel P oft gar keine Producte abgesetzt sind und von einer netz- oder gitterartigen Anordnung derselben nichts zu sehen ist. Auch die Albiteinlagerungen sind von der Decomposition ergriffen, welche an den Absonderungsrissen begiint und diese sehr deutlich macht. Am Biotit ist nicht nur eine Aenderung der Farbe eingetreten, sondern es sind auch Umwandlungsproducte entstanden, wie Epidot, Calcit, Magnetit und Eisenhydroxyd. Letzteres setzt sich in der näheren und weiteren Umgebung des Biotites als rothbraun glänzende, dendritische Substanz ab, erscheint aber auch weiter fortgeführt in die Risse und Spalten des Gesteins und der Mineralien. Es umzieht zuweilen die farblosen Bestandtheile, besonders den Quarz, wie mit einem rothbraunen, schmutzigen Ringe.

b) Amphibolgranit.

Schon makroskopisch unterscheidet er sich wesentlich von dem Biotitgranit. Die sehr deutlich grobkörnige Structur wird veranlasst durch Quarz, Feldspath und Hornblende; selten ist Biotit erkennbar. Quarz hebt sich als deutliche farblose, glasglänzende Körner von dem harzig glänzenden, trübbraunen Feldspath ab. Letzterer gibt dem Gestein das eigenthümlich ölige, braunfarbige Aussehen. Dazu kommt der Amphibol, welcher in Form deutlicher schwarzer Flecken den schönen Gesteinshabitus erzeugt und diesen Granit von dem Biotitgranit unterscheidet. Da letzterer aber einige Butzen von Hornblende enthält, so gehen beide wahrscheinlich continuirlich in einander über. Der Quarz gleicht in Allem ganz dem des Biotitgranites. Plagioklas ist sehr regelmässig contourirt, einfach, selten doppelt verzwilligt. Nach seiner Auslöschung, die zu $7-15^{\circ}$ gemessen wurde, ist er der Labrador-Bytownitgruppe ($Ab_5 An_6 - Ab_1 An_3$) zuzuzählen. Im Vergleich zum Plagioklas des Biotitgranites ist er sehr frisch. Mikroperthit bildet auch in diesem Granit wie in den Gneissen und Granuliten den wesentlichsten Bestandtheil, was sonst eine nicht sonderlich häufige Erscheinung ist. Er ist wiederum frischer als der des Biotitgranites; nur selten sind Streifen graugrünlichen Kaolins zu sehen. Die Albitspindeln sind von verschiedener Grösse. Deutlich ist zu beobachten, wie sie allmähig bis zu mikroskopischer Feinheit herabsinken. Ein solche enthaltender Orthoklas macht dann bei schwacher Vergrößerung ganz den Eindruck eines Quarzes; bei etwas stärkerer Vergrößerung wird seine bisher glatt und eben erscheinende Oberfläche runzelig, rauh, noch deutlicher bei stärkster Vergrößerung, wobei manchmal noch nicht einzelne Spindeln zu unterscheiden sind, sondern die Mikroperthitnatur mehr zu vermuthen als zu sehen ist. Im convergenten polarisirten Lichte lässt sich aber leicht der Beweis erbringen, dass wir es nicht mit Quarz zu thun haben. Es ist vielmehr eine fast submikroskopische Ausbildung des Mikroperthites, beziehentlich ein Orthoklas (Kalifeldspath), der voraussichtlich auch Na enthält. Der Amphibol hat keine krystallinischen Formen, der intensive Pleochroismus zeigt als Axenfarben $a =$ gelb, grünlichgelb, $b =$ hellbraun, $c =$ dunkelbraun bis schwarz. Die Spaltbarkeit nach ∞P mit dem Winkel von 124° ist äusserst typisch

entwickelt, selten von der pinakoidalen durchkreuzt. Neben Quarzkörnern enthält der Amphibol Biotitblättchen und Magnetit. Biotit stellt weniger breite als lange, leistenförmige Durchschnitte dar. Im Biotit liegen neben rundlichen oder wurmförmig gewundenen Quarzgebilden Titaneisentäfelchen und Zirkone. Biotit steckt oft zur Hälfte im Amphibol, oft wird er ganz von ihm eingeschlossen. Eisenerze gleichen denen des Biotitgranites. Apatit und Zirkon erlangen grössere Verbreitung. Ersterer bildet manchmal sehr schöne Krystalle, die eine Länge von 0·52—0·55 mm und eine Breite von 0·13—0·25 mm erreichen. Oft ist an ihnen Absonderung nach *OP* zu sehen.

Die Granitfelsen von Kurunegala zeigen eine sehr interessante Erscheinungsform. Sie erheben sich, direct von der Ebene aufsteigend, zu bedcutender Höhe. Besonders im Osten der Stadt bildet der Granitfels einen isolirten Berg von etwa 300 m Höhe. Während der Regenzeit stürzt das Wasser über die Felsen herab und es hat (in früheren Perioden) einen grossen Geröllhaufen am Fusse des Berges abgelagert. Von hier aus steigt der wie künstlich geglättete, nackte Fels, einer Steinwand vergleichbar, fast senkrecht empor. Dieser Berg heisst bei den Eingeborenen wegen seiner eigenthümlichen Gestalt Atagala, d. h. Elephantenberg. Nach Nordwesten zu folgen auf ihn ganz ähnliche, so dass ein 8 miles langer Gebirgszug entsteht. Die einzelnen Berge steigen ebenfalls ohne jede Vermittelung aus der Ebene empor und tragen auch Thiernamen, wie Schildkrötenfels, Käferfels und Aalfels. Als letzter liegt im Norden ein isolirter, steiler, mit einem ungeheuren Bienenkorb vergleichbarer Berg, der Yakdessagala. Diese steilen Bergmassen erstrecken sich in gerader Richtung, einem Riesenwalle vergleichbar, von Südosten nach Nordwesten. Aus der Analogie ihres Auftretens, welche diese Thierberge als einheitlichen Gebirgszug auffassen lässt, kann gefolgert werden, dass auch sie alle, ebenso wie der Atagala von Kurunegala, granitischer Natur sind.

Besonderes Interesse bieten diese Felsen von Kurunegala wegen ihrer Farbe und der sonderbaren Erosionserscheinungen an ihrem Fusse, die Zirkel¹⁾ der äusseren Erscheinungsweise nach mit dem glacialen Gletschergarten bei Luzern vergleicht. Gewaltige Riesentöpfe und tiefe Rinnen zeugen von der enormen Kraft, mit der das Wasser über diese Felsen herabgestürzt sein muss. Als eine Wirkung desselben muss die vollständige Glätte der Felsen, sowie ihre braunschwarze bis ganz dunkle Farbe angesehen werden; denn die Felsen erscheinen metallisch glänzend, wie mit Graphit überstrichen, weshalb sie kurz als die „schwarzen Felsen von Kurunegala“ bezeichnet werden²⁾. Diese Farbe rührt her von einer eigenthümlichen dunklen Rinde, welche jedenfalls dem Wasser ihre Entstehung verdankt. Die Oberfläche war so geradflächig eben ausgedehnt, dass es nicht gelang, auch nur einen Scherben davon abzuschlagen; leider ist es daher unmöglich, die Ursache dieser Er-

¹⁾ Vortrag etc. 1896, pag. 22.

²⁾ Von diesen scheint Joh. Walther gehört zu haben und sie für Graphitberge zu halten. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. XLI, 1889, pag. 360.

scheinung an dem Granit von Kurunegala selbst zu studiren. Doch stand ein Gestein mit ganz analoger derartiger Rinde von den Felsen des ersten Nilkataraktes bei Assuan zur Verfügung, welches eine Bemerkung über die Ursache dieser eigenthümlichen Färbung gestattet. Sie wurde schon vielfach bemerkt von P e c h u e l L o e s c h e¹⁾ auf Gesteinen im Gebiete des Kirilu, von W i s s m a n n²⁾ an schwarzen Sandsteinen in Westafrika, von H u m b o l d t³⁾ in Südamerika. Joh. Walther⁴⁾ glaubte etwas Aehnliches im Dschungel von Ceylon gefunden zu haben, als sich zeigte, dass es nur beim Abbrennen des Urwaldes abgelagerter Russ war. Genauer beschrieb R u s s e g g e r⁵⁾ diese Rinde von den Granitfelsen der Nilkatarakte von Assuan. Er sagt darüber: „Die Felsen tragen an ihrer Aussenseite einen ganz dünnen, dunkelschwarzen, stark glänzenden Ueberzug, der ihnen das Aussehen gibt, als wenn sie gepecht wären. Dieser ist so fest mit der Masse verfloßen, dass er nicht davon getrennt werden kann. Besonders deutlich ist derselbe nahe dem Wasser.“ Unser Material stammt von derselben Oertlichkeit; die Gesteinshandstücke gehören dem Mikroklingranit, mit dem bekannten röthlichen Mikroklinfeldspath an; auf den Bruchflächen hat sich Eisenoxydhydrat abgesetzt, während die Oberfläche des Gesteins mit der schwarzen, graphitähnlich glänzenden Rinde bedeckt ist. Sie umhüllt auch die Ränder an den Rissen des Gesteines und ist ein wenig in dieselben eingedrungen. In einem senkrecht auf die Felsenoberfläche geführten Dünnschliffe, welcher die dunkle Rinde grösstentheils unversehrt liess, zeigte sich, dass letztere nicht etwa ein Umwandlungsproduct der die Oberfläche bildenden Gesteinsmasse ist, sondern als ein äusserer mechanischer Absatz auf der Oberfläche selbst sitzt. Besonders deutlich ist dies in Folge der Farbengegensätze an den Stellen zu sehen, wo Quarz an der Aussenseite des Gesteins liegt; doch ist im auffallenden Lichte auch zwischen dem rothen Feldspathe und der dunklen Rinde eine scharfe Grenze sichtbar. Die Breite dieser Rinde wurde an einigen Stellen zu 0·08 mm gemessen. Eine unlösbare Verbindung zwischen dieser Hülle und dem Gestein besteht nicht, denn an einigen Stellen des starken Schliffes war sie durch die Schleifoperation bereits abgerissen worden, während sie an einem Schliffe von gewöhnlicher Dünne ganz verschwunden war. Mit einem spitzen Instrument lässt sie sich leicht ablösen. Einiges auf diese Weise isolirte Material wurde zu einer chemischen Analyse benutzt; dieselbe ergab folgende Zusammensetzung der Rinde:

	Procent
$Mn_3 O_4$.	32·18
$Fe_2 O_3$	21·84
$H_2 O + O_2 + CO_2$ (Glühverlust)	18·39
Gesteinssubstanz	27·58
	99·99

¹⁾ Petermann's Mitth. XXIII, pag. 12.

²⁾ Wissmann, Unter deutscher Flagge quer durch Afrika.

³⁾ Humboldt, Reisen. Bd. IV, pag. 217.

⁴⁾ Abhandl. d. kgl. Gesellsch. d. Wiss., 27. Bd., Abhandl. d. math. Cl., 16. Bd.

⁵⁾ Russegger, Reisen. Bd. II., pag. 321.

Mangan ist allerdings bis jetzt erst einmal im Schlamme des Niles in Spuren aufgefunden worden. Moser¹⁾ veröffentlichte 1856 eine Analyse desselben, welche unter Anderem (7·228 % Eisenoxyd) 9·116 % Thon und Spuren von Phosphorsäure, Mangan und Kohlensäure ergab. Die einzige Analyse des Nilwassers, welche in der Literatur gefunden wurde, stammt von Popp²⁾; das Wasser wurde dem Nil in der Nähe von Cairo entnommen. Darnach sind im Nilwasser gelöst:

	Procent
$C O_2$	22·155
$H_2 SO_4$	2·755
$Si O_2$	14·150
$H_3 PO_4$	0·379
Cl	2·372
$Fe_2 O_3$	2·272
$Ca CO_3$	15·640
Mg	10·332
Na	14·852
K	3·300
Organ. Materie und Ammoniaksalze	12·405
	<hr/>
	100·187
HNO_3 in geringen Mengen.	
As in Spuren.	

Diese gelösten Bestandtheile sollen nach Popp's wunderlicher Ansicht hauptsächlich von den Nilkatarakten, den Graniten und Syeniten, geliefert werden; er fasst die gelösten Silicate geradezu als Zersetzungsproducte der Kataraktgesteine auf. Unsere Beobachtungen widersprechen dem; denn wir fanden den Mikroklingranit von Assuan noch frisch und müssen die schwarze Rinde dieses Kataraktgesteines als einen mechanischen Niederschlag des seit Jahrtausenden die Felsen bespülenden Wassers ansehen. Damit hängt auch zusammen, dass der Absatz nur gerade so hoch reicht, als das Nilwasser steigt.

Sicher verdanken die mit so deutlichen Erosionserscheinungen ausgestatteten schwarzen Granitfelsen von Kurunegala ebenfalls in der Hauptsache Mangan- und Eisenverbindungen als einem mechanischen Absatz des Wassers ihre eigenthümliche Färbung. Völlig im Gegensatz zu diesen Rinden steht die vom Joh. Walther³⁾ als „braune Schutzrinde“ bezeichnete Hülle an zahlreichen Gesteinen in der Wüste, die nie und nimmer dem fließenden Wasser ihre Entstehung verdanken kann.

¹⁾ Chem. Centralblatt 1856, Nr. 49.

²⁾ Ann. d. Chemie u. Pharm. 155, 1870, pag. 344—345.

³⁾ Joh. Walther: Denudation in der Wüste. Abhdlg. d. kgl. Ges. d. W., 27. Bd.; Abh. d. mathem. Cl., 16. Bd.

5. Kalkstein.

Kalk ist durchaus nicht selten auf Ceylon. v. Richthofen¹⁾ erwähnt denselben schon 1860. Er sagt, dass Gneiss immer mit körnigem Kalke innig verbunden sei und vergleicht ersteren einem „mit Wasser gefüllten Schwamme“, wobei der Kalk die Rolle des Wassers spielt. Die im Gneiss ausgeschiedenen kleineren Körner von Granat, sowie die meisten Edelsteine im Gneiss von Ratnapura schienen ihm an den Kalk gebunden (?). Ferner bildet der Gneiss, welcher im südwestlichen Theile Ceylons vorherrscht, Uebergänge in körnigen Kalk und tritt in grossen Zügen bei Kandy auf. Ein versteinungsleerer gelblicher, splittriger Kalkstein von eocänem Alter, über dem ein jüngerer Cerithienkalk liegt, setzt die flache Halbinsel Jaffe zusammen. Als recente Bildungen treten an den Küsten Korallenkalke auf, welche als Korallenriffe ein gutes Baumaterial, sowie den zum Betelkauen erforderlichen Kalk liefern. Landeinwärts wird dieser nicht anstehend gefunden, doch sollen die Einwohner zuweilen mitten im Felde Kalkbrüche eröffnen. Einige Kalksteine von Ceylon erwähnt Lacroix²⁾ unter den Namen Cipollin. Einer derselben stammt aus dem sauren Gneiss, $3\frac{1}{2}$ Meilen (17 miles = 7 lieues) östlich von Kandy; er besteht aus Dolomit, Calcit und vielen porphyrisch ausgeschiedenen Mineralien wie Apatit, Phlogopit, Spinell, Pyrrhotin. Ein anderer Cipollin wurde zu Cornigal gefunden, 8 Meilen (40 miles = 16 lieues) nordöstlich von Colombo. Der zur Untersuchung vorliegende, ziemlich feinkörnige Kalkstein stammt vom Queens palace in Anuradhapura. Als Einschlüsse liegen darin: Phlogopit, Olivin und grosse Körner von Rutil.

Bekanntlich ist es nicht gerade leicht, die Carbonate in mikroskopischen Präparaten zu trennen. Viele Forscher haben sich bemüht, charakteristische Unterscheidungsmerkmale zwischen Calcit und Dolomit anzugeben. Inostranzeff³⁾ schliesst aus dem häufigen Vorkommen von Zwillingen nach $-\frac{1}{2}R$ auf Calcit. Doelter⁴⁾ sieht die grössere Widerstandsfähigkeit gegen schwache Säuren als Kennzeichen des Dolomits an. Lagorio und Bonney⁵⁾ legen das Hauptgewicht auf die Tendenz des Dolomits, rhomboëdrische Formen anzunehmen. Renard⁶⁾ betont dies ebenfalls und bemerkt ausserdem, dass der Calcit oft als Cement der Rhomboëder des Dolomits diene. Aehnliches betonten gleichzeitig Liebe und Loretz⁷⁾. Lacroix⁸⁾ charakterisirt bei Beschreibung der Cipollins von Ceylon die beiden Carbonate auffallender Weise gerade umgekehrt. Er sagt: „Dolomit bildet grosse Platten ohne bestimmte Form und geradlinige Grenzen. Die Spaltbarkeit nach R ist sehr gut ausgeprägt. Zwillinge

¹⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1860, pag. 525 u. ff.

²⁾ Contributions etc. 1889, pag. 252.

³⁾ Tschermak, Min. u. petr. Mitt. 1873, pag. 166.

⁴⁾ Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1875, pag. 45.

⁵⁾ Quart.-Journal geol. soc. 1879, pag. 167.

⁶⁾ Bull. Acad. royale de Belgique XL, VII; Nr. 5, 1879.

⁷⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. XXXI, 1879, pag. 764.

⁸⁾ Contributions etc., Paris 1889, pag. 253 u. ff.

nach $-\frac{1}{2} R$ sind sehr häufig und bilden oft breite, hemitrope Bänder.“ „Unter dem Mikroskop kann Calcit von Dolomit unterschieden werden durch seine grössere Klarheit und die Seltenheit von Spaltrissen. Zwillinge nach $-\frac{1}{2} R$ kommen zwar vor, aber sie sind weniger oft als wie im Dolomit.“ Lemberg¹⁾ und G. Link gaben mikrochemische Methoden zur Unterscheidung an.

In dem Kalkstein vom Queens palace treten die Calcite in der Form grösserer, unregelmässig contourirter Durchschnitte auf mit fast geradlinig polygonaler Begrenzung, welche sehr ausgezeichnete Zwillinglamellen nach $-\frac{1}{2} R$ zeigen. Oft findet diese Verzweigung nach zwei Flächen des Rhomboëders $-\frac{1}{2} R$ statt, so dass zwei einander durchkreuzende Streifensysteme zu sehen sind. Sind diese etwas schief gegen die Schnittoberfläche gelegen, so bemerkt man längs derselben Newton'sche Farbenerscheinungen. Sehr deutlich ist die rhomboëdrische Spaltbarkeit wahrzunehmen; die chemische Prüfung mit Essigsäure zeigt schnelle Auflösung dieses Minerals. Dolomit ist viel seltener und stellt kleine, trübe Gebilde dar, welchen Spaltbarkeit und Zwillingbildung mangelt. Sie liegen unregelmässig zerstreut im Gesteine und treten dem Calcit gegenüber zurück. Gegen Essigsäure sind sie widerstandsfähiger.

Als wichtigster Einsprengling tritt in diesem Kalkstein der Olivin auf. Er bildet zahlreiche, länglich-runde Körner, ohne bestimmte krystallographische Contouren. Dieselben werden von krummlinigen, sehr markanten Sprüngen durchzogen, die aber höchst unregelmässig verlaufen. Im gewöhnlichen Lichte ist er farblos, mit einem Stich in's Grünliche. Die rauhe Schliifoberfläche, sowie die etwas dunklen Grenzlinien lassen auf hohe Lichtbrechung schliessen. Olivin zeigt nur geringe Spuren von Zersetzungsproducten in Gestalt grünlicher, braungelber Serpentinfasern. Bei gekreuzten Nicols kommen die schönen, lebhaft grünrothen Polarisationsfarben zum Vorschein. Ein isotroper Schnitt senkrecht zu einer optischen Axe ergab sehr schön das entsprechende Interferenzbild. Calcitblättchen mit deutlicher Zwillingstreifung werden von Olivin eingeschlossen.

Phlogopit zeigt durch die mit parallelen basischen Spaltrissen versehenen Verticalschnitte, dass seine Individuen als hohe dicke Platten, weniger als dünne Lamellen ausgebildet sind. In basischen Schnitten hat er höchst unregelmässige Contouren; sechseckige Querschnitte fehlen. Die Basisfarbe der irregulären Durchschnitte ist hellgelblichbraun, die prismatischen Schnitte zeigen ausserordentlich deutlichen Pleochroismus mit $a =$ weiss, völlig farblos, b und $c =$ hellgelblich. Bei gekreuzten Nicols ergeben die Blättchen sehr lebhaft Farben, ähnlich wie Muscovit, mit moiréartigem Schimmer. Verticalschnitte zeigen scheinbar völlig gerade Auslöschung. Basische Schnitte lassen im convergenten polarisirten Lichte die Interferenzfigur sehen, an der sich die Dispersion $\rho < \nu$ zu erkennen gibt. Das dunkle Kreuz derselben löst sich beim Drehen viel deutlicher als beim Biotit in zwei Hyperbeln auf, was dem grösseren Winkel der optischen Axen des Phlogopits entspricht.

¹⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. XXXI, 1879, pag. 764.

Fast kein Durchschnitt ist frei von Einschlüssen. In prismatischen Schnitten liegen sie als kurze, dunkle Linien parallel zur Spaltbarkeit. Bei stärkerer Vergrösserung geben sie sich als sehr dünne, auf der hohen Kante stehende Lamellen von braunschwarzem Titaneisen zu erkennen. In basischen Schnitten erblickt man bei gewöhnlicher Vergrösserung schwarze, nadelförmige Einschlüsse von Rutil, die einander unter circa 60° schneiden. Es wurden Winkel von 62° , 59° und 54° , und anderseits von 127° , 123° und 124° gemessen. Die Nadeln bilden ein sagenitartiges Gewebe. Auch Kryställchen sind vorhanden, meist Zwillinge von deutlich knieförmiger Gestalt; die beiden Individuen sind gewöhnlich von ungleicher Länge, oft von gleicher, immer viel länger als breit. Sie haben als Zwillingsebene, die zuweilen recht deutlich in Form einer dunklen Naht sichtbar wird, eine Fläche von $P\infty$, weil die c — Axen der beiden Individuen einen Winkel von 114° bilden. Nach Al. Lacroix's¹⁾ auffallender Angabe soll die Zwillingsebene der Rutilkrystalle im Phlogopit aus dem ceylonischen Cipollin $\frac{1}{2}P$, $\{112\}$ sein. Eine genaue Bestimmung der Lage dieser Einschlüsse war in unseren Präparaten unmöglich, da die basischen Schnitte, wie erwähnt, der regelmässig sechseckigen Grenzen entbehrten. Es konnte nur festgestellt werden, dass ein System derselben mit der Auslöschungsrichtung zusammenfällt, also entweder in der Richtung von a oder b , beziehentlich senkrecht oder parallel ∞P gelegen ist. Nach Lacroix sind sie nicht parallel zu ∞P und $\infty P\infty$, sondern normal dazu angeordnet, also nicht parallel der Schlagfigur, sondern parallel der Druckfigur Reusch's.

Im Kalkstein treten noch einige röthlich- bis dunkelbraune, ziemlich grosse, irreguläre Körner auf, die sich durch lebhaften halbmetallischen Glanz auszeichnen; es sind grosskörnig ausgebildete Rutil.

6. Quarzit.

Der kalkhaltige Gneiss von Ceylon geht nach v. Richthofen²⁾ über in kalkfreien Gneiss, körnigen Kalk und Quarzit. Zirkel³⁾ hat letzteres Gestein auf dem Gipfel des höchsten Berges der Insel, des Pedurutallagalla, anstehend gefunden. Dieser Berg liegt im südöstlichen Theile des Gebirgslandes, in der Nähe von Nuwara Eliya und ist von diesem Orte aus sehr leicht zu besteigen, da der 8296 Fuss hohe Gipfel sich nur ungefähr 2000 Fuss über den Ort erhebt. Nach Melzi⁴⁾ soll allerdings der Berg, sowohl an seinen Abhängen, wie auf seinem Gipfel, aus Pyroxengranulit bestehen. Der hellröthliche Quarzit ist von unregelmässigen Klüften durchzogen, auf denen sich rothbraunes Eisenoxydhydrat abgesetzt hat. Auf grösseren Höhlungen und Spalten sitzen einzelne Quarzkryställchen, welche die Flächen ∞P und P erkennen lassen. Die mikroskopische

¹⁾ Contributions etc., pag. 297.

²⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1860, pag. 525.

³⁾ Vortrag 1894, pag. 32.

⁴⁾ Melzi, Sopra alcune etc. 1897, pag. 6.

Erscheinungsweise des Gesteins ist höchst einförmig; denn die einzelnen Stücke sind fast völlig homogen. Man sieht wiederum die unregelmässigen, mit infiltrirtem Eisenhydroxyd angefüllten Sprünge, welche sehr deutlich aus der sonst farblosen Quarzmasse hervortreten. Secundäre Anwachsformen fehlen dem Quarz. Nur wenig wird seine Homogenität unterbrochen durch die trübe Bänder bildenden, zahlreichen, wässerigen Flüssigkeitseinschlüsse. Sie sind unregelmässig, schlauchförmig gewunden, einseitig ausgezogen, rundlich, selten in dihexaëdrischer Quarzform und mit beweglicher Libelle ausgestattet. Der Durchmesser einiger grösserer beträgt 0.04 mm; sie sinken bis zur Punktfeinheit herab. Gasporen sind ebenfalls zahlreich. Ausserdem liegen noch bis 0.3 mm grosse Zirkone und sehr selten Apatite in dem Quarze. Beide sind durch zahlreiche Einschlüsse getrübt.

7. Meeressand.

Der Sand stammt von Mt. Lavinia an der Westküste Ceylons, wenig südlich von Colombo, einem niedrigen Vorgebirge an einer malerischen, palmenbeschatteten Bucht. Er ist ein Gemenge von gelblichweissen, grauen und braunen, auch einigen schwarzen irregulären Körnchen und Blättchen, unter denen besonders Quarz und Glimmer vorzuwalten scheinen. Krystalle sind makroskopisch nicht zu bemerken. Bei mikroskopischer Betrachtung sind hauptsächlich Quarzkörner zu sehen von ganz irregulären Formen; dieselben schliessen zuweilen kleine, nadelförmige Apatite ein. Feldspath erscheint ganz getrübt durch Kaolinsubstanz; nur selten sind Spuren von Mikroperthit sichtbar. Leicht erkennbar und häufig treten Bruchstücke und fetzenartige hellröthliche Granate auf; diesen ähnlich sind einzelne deutlich pleochroitische Körnchen von Hypersthen. Daneben gibt es auch dunkelgrüne monokline Pyroxene. Sehr oft erscheinen dunkelbraune, an den Rändern durchscheinende und etwas pleochroitische, unregelmässige Gebilde von Biotit. Auch zoogener Kalkstein, der den Sand als Foraminiferensand charakterisirt, fehlt nicht. Opake Körnchen und irreguläre Formen werden mit Magnet Eisen identificirt, während dunkelgrüner Spinell nicht mit Sicherheit zu sehen war. Apatite und Zirkone sind in kleinen Krystallen ebenfalls vorhanden. Der Meeressand enthält also die typischen Componenten der ceylonischen krystallinischen Schiefergesteine.

II. Graphit von Ragedara und seine Einschlüsse.

Die wichtigsten Producte der ceylonischen Gesteinswelt sind die Juwelen und der Graphit. Das Hauptgebiet der ersteren ist die Gegend von Ratnapura im südlichen Theile Ceylons, wo sie theils im Gneiss, theils in den Flussandanschwemmungen gefunden werden. In Ceylon einheimische Edelsteine sind: dunkelblaue, auch farblose, wasserklare Sapphire, rothe Rubine und Spinelle, Hyacinthen, seltener

Chrysoberylle und Turmaline. Opale und Diamanten fehlen der Insel. Als Schmucksteine werden besonders verarbeitet: Granaten, Katzenaugen, Mondsteine, etwas trübe Saphire. Der Export dieser Producte ist nicht bedeutend im Vergleich zu dem anderer Erzeugnisse; er ist seit Jahrzehnten der gleiche geblieben und niemals über 9000 Pfund Sterling pro Jahr gestiegen. Viel bedeutender ist dem gegenüber der Werth des Graphitexportes; auch ist derselbe stetig im Steigen begriffen. 1880 ergab derselbe nur 4,100.000 Mark, während er 12 Jahre später schon einen Werth von 8,600.000 Mark repräsentirte, was einem Wachstum um mehr als 100% entspricht. Ueber die wichtige commerzielle und nationalökonomische Bedeutung des ceylonischen Graphites hat am besten A. M. Fergusson¹⁾ Aufschluss gegeben. Interessante Mittheilungen über die mineralogische Beschaffenheit desselben und seine Einschlüsse machte zuerst F. Sandberger²⁾, während Joh. Walther³⁾ von dem eigenthümlichen geologischen Auftreten berichtete. Wichtige chemische Untersuchungen über den Graphit (darunter auch den ceylonischen) verdanken wir besonders W. Luzi⁴⁾.

Der Graphit ist auf Ceylon ausserordentlich häufig und weit verbreitet. Nur dem nördlichen, recenten Flachlande fehlt er. Sein Vorkommen ist schon lange bekannt, wenn man auch den einzelnen localen Vorkommnissen bisher nur wenig Aufmerksamkeit geschenkt hat. Schon die alten Könige von Kandy sollen Graphit exportirt haben. Als die Holländer im Besitze eines Theiles der Insel waren, drang die Kunde vom Graphitreichthum Ceylons bereits nach Europa, indem der holländische Gouverneur Ryklof van Goens 1675 von Graphitadern in den Hügeln des Flachlandes berichtete. Dasselbe geschah 1681 durch Rob. Knox und 1777 durch den skandinavischen Naturforscher Thunberg. In neuerer Zeit hat zuerst wieder Freiherr von Richthofen⁵⁾ auf das Vorkommen des Graphites in Ceylon hingewiesen und ihn als einen nicht unerheblichen Ausfuhrartikel bezeichnet. Uebereinstimmend wird jetzt der Nordfuss des ceylonischen Gebirgslandes, die Gegend von Kurunegala, als Hauptlagerstätte des Graphites angesehen. Weitere Fundpunkte desselben sind: Travancor, Kegalla, Avisanella unweit Colombo, Nambapana bei Ratnapura (Saffragam), Kalutara, der Adamspik in der westlichen und Hambantota in der südlichen Provinz. Joh. Walther⁶⁾ erwähnt Graphitgruben am Kaluganga mitten zwischen Ratnapura und Kaltura, sowie 6 Stunden von letzterem Orte. Ausserdem spricht er von „wichtigsten Gruben“ in und bei Kurunegala. Erstere liegen nach ihm am Fusse des Polgolahügels, der fast ganz aus Graphit bestehen soll. (Wahrscheinlich liegt hier eine Verwechslung mit den „schwarzen Felsen“ von Kurunegala vor (vergl. Seite 268). Es ist anzunehmen, dass mit

¹⁾ On Plumbago etc. 1887.

²⁾ N. Jahrb. für Min. 1887, II, pag. 12.

³⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1889, XLI, pag. 349.

⁴⁾ Ber. der chem. Ges. 1891, XXIV, pag. 4085. — Ber. der chem. Ges. 1892, XXV, pag. 214, 1379.

⁵⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1860, pag. 525.

⁶⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1889, XLI, pag. 359.

den Gruben bei Kurunegala die gemeint sind, aus welchen das mir zur Verfügung stehende Material stammt, da sie sogar denselben Besitzer haben sollen, nämlich die Graphitgruben in Ragedara, mehrere Stunden nordöstlich von Kurunegala, südlich von der Strasse über Polgalla und das Rasthaus von Gokarella nach Damboula (ab bei Wetakeyygapola), die Mr. Jakob de Mel, Cinnamon Gardens in Colombo, gehören. Dieselben liegen mitten im ceylonischen Urwalde in vollendetem, höchst malerischer Hügelwildniss, umgeben von einem Meer tropischen Grüns. Der Ort heisst nach Mr. J. J. Cooray in Panadure: Rajedere, nach dem jungen Richard de Mel, Ragedara, auf der guten Karte von Ceylon: Ragedara. Die dortigen bedeutenden Gruben sind jedenfalls identisch mit dem vielgenannten „wichtigsten Vorkommniss“ des Graphites am Nordfusse des Gebirges oder bei Kurunegala. Da diese Graphitbergwerke jenseits der Eisenbahn liegen, so sind sie ziemlich schwer zu erreichen; der Weg führt stundenlang auf wenig gebahnten Pfaden durch den dichten Urwald ¹⁾.

Die allgemeine Ausbildungsweise des ceylonischen Graphites ist nach Joh. Walther ²⁾ feinschuppig, theilweise stengelig. F. Sandberger ³⁾ hatte grossblättrige, gerad-, seltener krummstengelige Aggregate zur Verfügung. W. Luzi ⁴⁾ untersuchte feinschuppigerdigen und grossblättrig-holzähnlichen Ceylongraphit. Der Graphit von Ragedara, der in einer grossen Anzahl von Handstücken vertreten ist, zeigt drei Modificationen in seiner äusseren Erscheinungsweise. Am häufigsten ist er grossblättrig ausgebildet. Diese Formen scheinen zu entstehen, wenn sich das Mineral vollständig frei entwickeln kann, während dagegen dort, wo eine Absatzfläche vorliegt, wie das Salband eines Ganges oder die Oberfläche eines Einschlusses, faserige oder stengelige Gebilde entstehen, so dass man nicht ganz ohne Recht von Fasergraphit reden könnte. Die Fasern erreichen nur die Stärke eines Fadens, erscheinen zuweilen auch wie sehr dünne, schmale Blättchen; parallel ihrer Längserstreckung lassen sie sich leicht in dünnste Fäserchen zerspalten oder zerdrücken; ein bestimmter Querschnitt ist nicht festzustellen. Ihr Verlauf ist nicht immer geradlinig, sondern sie sind oft etwas gekrümmt, gewellt, zuweilen flammenartig gebogen. Sie erreichen eine Länge von 1.5—2 und mehr *cm*; doch gibt es auch solche von nur 0.5 *cm* oder nur einige Millimeter Ausdehnung. Auf ihrer soliden Unterlage stehen sie mit der Hauptrichtung senkrecht. Nicht selten folgen mehrere Lagen von verschiedener Ausdehnung aufeinander, die verschiedene Längsrichtung haben, was weniger durch eine nachträgliche Knickung, als durch zeitlich verschiedene Entstehung des Graphites veranlasst zu sein scheint. Sowohl die freien Enden dieses Graphites, wie die der Unterlage aufsitzenden, sind völlig ohne krystallinische Formen, und von ganz irregulärer Gestalt. Zwischen den Fasern werden zuweilen Verunreinigungen in Gestalt von Quarzkörnchen und Erzpartikelchen

¹⁾ Zirkel, Vortrag 1896, pag. 22.

²⁾ Zeitschr. d. geol. Gesellsch. XVI, 1889, pag. 459.

³⁾ Neues Jahrb. f. Mineral. II, 1887, pag. 12.

⁴⁾ Ber. d. chem. Gesellsch. XXIV, 1891, pag. 4085.

bemerkt. Faseriger Graphit durchsetzt auch einzelne Einschlüsse vollständig quer in der Form schwarzer gangartiger Schnüre und Bänder, welche die einzelnen Bruchstücke derselben fest zusammenhalten. Selten sind ganz dicht entwickelte Lagen oder grössere Stücke von Graphit. Der Farbe nach ist er grauschwarz, bleigrau, sehr leicht abfärbend und besonders in den grossblättrigen Varietäten an frischen Stellen metallisch glänzend. Das spezifische Gewicht reiner faseriger Stücke beträgt 2·215, grossblättriger sogar 2·235. Unter dem Mikroskop erscheint der Graphit schwärzlich bis grau, im auffallenden Lichte etwas metallisch glänzend; auch in dünnsten Blättchen bleibt er undurchsichtig. Krystalle, wie sie F. Sandberger an ceylonischen Graphiten so oft beobachtete und an denen er die nach von Nordenskiöld entwickelten Flächen $\infty P \infty$, P , $\frac{1}{2} P \infty$ wahrnahm, waren an dem Vorkommniss von Ragedara nirgends zu beobachten. Ebenso fehlten die nadelförmigen Einschlüsse von Rutil, beziehentlich Titaneisen gänzlich. Sehr leicht lassen sich von den grossblättrigen und mehr compacten Graphitstücken vollständig glatte und ebenplattig ausgebreitete, dünne Schüppchen und Blättchen abspalten.

Die Spaltungsblättchen zeigen unter dem Mikroskop oft ein eigenenthümliches System von Spaltrissen (s. Taf. VII, Fig. 5). Am häufigsten treten zwei gleichartige, einander durchkreuzende Spaltungsrichtungen auf, deren Risse sehr tief erscheinen, aber nur geringe Ausdehnung erlangen. Die Kreuzungswinkel betragen einerseits 60°, 62°, 58° 10', 60°; andererseits 120, 124, 118, 123, 119, 120°, 120° 20'. Seltener aber viel länger ausgedehnt, meist durch das ganze Graphitblättchen hindurchgehend, sind Spaltrisse, welche den stumpfen Winkel der obigen Spaltungsrichtungen halbiren. Sie stellen lange, gerade Linien dar, welche mit den ersterwähnten Richtungen Winkel bilden, wie 121, 123, 119, 120° und 60, 59, 58°. Fast senkrecht (Winkel von 94, 92° wurden gemessen) zu den langgezogenen Spaltungstracen geht ganz selten noch eine kurze Risse darstellende Spaltungsrichtung. Dieselbe scheint schief in das Mineral hineinzugehen. Die stets und ohne Weiteres ersichtliche Ungleichwerthigkeit der verschiedenen Spaltungsrichtungen scheint mit der hexagonalen Krystallform des Graphites nicht vereinbar zu sein. Die sogenannte Flächenstreifung des Graphites nach drei Richtungen wurde auf diesen Spaltblättchen nicht bemerkt. Hj. Skögrén¹⁾ führt diese Erscheinung bekanntlich auf mehrfache Zwillingbildung zurück und fasst sie als durch rückenähnliche Streifen veranlasst auf. Auch durch Biegen der Graphitlamellen wurden derartige Erscheinungen nicht hervorgebracht.

Wird der Graphit von Ragedara mit rother rauchender Salpetersäure befeuchtet und darauf in der Bunsenflamme auf einem Platinbleche geglüht, so bläht er sich lebhaft zu grossen, wurmförmigen Gebilden auf. Er gehört demnach zu der ersten Modification des Graphitkohlenstoffs, welche W. Luzi²⁾ als Graphit bezeichnet. Alle bis jetzt untersuchten Graphite von Ceylon stimmen in dieser Hinsicht

¹⁾ Groth's. Zeitschr. f. Kr. X, 1884, pag. 506.

²⁾ Ber. d. chem. Ges. XXIV, 1891, pag. 4085; XXV, 1892, pag. 214 u. 1878.

mit dem von Ragedara überein. Nach Luzi unterscheiden sich die beiden Varietäten des Graphites weder durch ihre morphologische Ausbildung, noch structurell, noch durch das specifische Gewicht oder die chemische Zusammensetzung. Neuerdings hat indessen Weinschenk¹⁾ geltend gemacht, dass die Ursache des abweichenden Verhaltens in der verschiedenen Porosität zu suchen sei, indem krystallisirte und grossblättrige Massen mehr Salpetersäure capillar aufnehmen könnten, welche beim Erhitzen ein grösseres Aufblähen veranlasse. Der feinschuppige, erdige Graphit von Ceylon hat nach W. Luzi folgende Zusammensetzung: 99·82% C + 0·17% H 99·99; ein anderer: 99·75% C + 0·20 H 99·95; ein grossblättriger, nolzählicher Graphit des Handels, der vielleicht mit dem von Ragedara identisch ist, erwies sich als aus: 99·95% C und Spuren von H bestehend. Im Allgemeinen ist aber der Graphit verunreinigt durch Quarzkörnchen, Kalk, Eisenkies, Eisenglanz etc.

Von hervorragendem Interesse ist das eigenthümliche geologische Auftreten des Graphites in Ragedara. Er bildet keine Lager, wie das gewöhnlich der Fall ist, sondern stellt dunkle, lebhaft hervortretende, echte Gänge in dem lichten granatreichen Nebengestein dar. Von einem derartigen Auftreten des Graphites hat zuerst W. Obrutschew²⁾ in seiner Abhandlung über „die Fundorte des Graphites im Gebirge Kara Tube unweit Samarkand“ berichtet. Nach ihm bildet dort der Graphit einen 0·15—0·45 m mächtigen Gang im krystallinischen Kalkstein, durchzogen von weissen Adern des letzteren und auf den Klüften erfüllt von Calcitgeoden. Allerdings sagt er von anderen „Gängen“, man könne sie auch als „Lager“ bezeichnen. Nach Bauer³⁾ soll gangförmig auftretender Graphit auch im Gouvernement Irkutsk vorkommen. Von gangförmiger Ausbildung des ceylonischen Graphites berichtete zuerst Joh. Walther⁴⁾. Er fand den Graphit in einer Grube am Kaluganga bei Kaltura als ein System verästelter Gänge ausgebildet, welche in dem bis zu 12 m Tiefe zersetzten Gneiss (Laterit) aufsetzen. Zu diesem eigenthümlichen Vorkommniss gesellen sich nun die Gänge von Ragedara. Dieselben setzen nicht in einem arg verwitterten Gesteine auf, sondern sind mit typisch durchgreifender Lagerung in vollständig frischem, festen und klingenden Granulit und Pyroxengranulit (von den Leuten Granit genannt) entwickelt. Von dieser merkwürdigen Ausbildungsweise des Graphites in Ragedara hat bereits F. Zirkel⁵⁾ berichtet, während den übrigen ceylonischen Graphitvorkommnissen eine derartige Entwicklung noch nicht zugeschrieben wird. Sandberger⁶⁾ sagt hierüber: „Der Graphit findet sich im Gneiss sehr häufig in Blättchen eingewachsen und scheidet sich an vielen Orten auch in ziemlich mächtigen Lagern in demselben aus“. In Ragedara bildet der Graphit dunkle, gangartige Spaltenausfüllungen, welche sich sehr deutlich von dem hellen Nebengestein abheben. Die

¹⁾ Groth's Zeitschr. f. Kr. XXIX, III, 1897, pag. 294.

²⁾ Verh. d. russ. min. Ges. i. J. 1888. St. Petersburg. Groth's Zeitschr. f. Kryst. 1889, XXV, pag. 59 u. 66.

³⁾ Lehrb. d. Min., pag. 252.

⁴⁾ Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XLI, 1889, pag. 360.

⁵⁾ Zirkel, Ceylon. Vortrag etc. 1896, pag. 23.

⁶⁾ Jahrb. f. Min. 1887, II, pag. 12.

schwarze Substanz ist typisch gangartig struirt, indem sie immer senkrecht zu den Salbändern zunächst stengelig, weiter nach innen parallel-blättrig, ganz im Innern verworrenblättrig entwickelt, angeschossen ist und sowohl Bruchstücke des Nebengesteines, wie auch andere Einschlüsse enthält. Man sieht ganz deutlich die Unabhängigkeit der Gänge von der Schichtung und Bankung des krystallinischen Schiefers. Namentlich auch in den grossen Pingern (Tagebauten) gewahrt man ganz offenbar die Gangnatur an den schmutzig-schwarzen Adern, die in dem Gestein umherlaufen. Die meisten Gänge stehen fast ganz senkrecht oder fallen unter 70—80°, werden aber von anderen weit flacheren durchsetzt. Sie zeigen sehr deutliche Zerschlagungen („horses“). Die grösste Dicke der Gänge beträgt 6 Fuss; sie verbreitern und verschmälern sich (bis auf 2 Zoll), theilen sich mehrfach, um sich dann wieder zu vereinigen. An der First eines Stollens, der an der Wand eines grossen Tagebaues angesetzt ist, sieht man eine Mächtigkeit von 2½ Fuss zusammengehen bis auf wenige Zoll. Manchmal schliessen die Gänge viele Cubikmeter grosse Blöcke des Nebengesteines ein. Diese Einschlüsse und die Zonarstructur des Graphites sprechen neben der durchgreifenden Lagerung desselben für die wahre Gangnatur. Die Grenze gegen das Nebengestein ist ausserordentlich scharf. Von dem Nebengesteine des Graphites in Ragedara wurde bereits das Nöthige mitgetheilt (siehe Seite 241 u. 257). Es besteht aus Granulit und Pyroxengranulit, welche ausserhalb Ceylons zur Zeit noch nicht als Muttergestein des Graphites aufgefunden worden sind. Es erscheint granatreich, mit wellenförmigen Schichtenbiegungen, oben ganz zersetzt, in Tiefen von 10—20 Fuss vollständig frisch. In den anderweitigen Vorkommnissen wird der Graphit im Grossen immer beherbergt von Kalkstein, Gneiss, Glimmerschiefer, Phyllit, Thonschiefer.

Die werthvolle Graphitsubstanz wird gegenwärtig noch überall in sehr primitiver Weise durch Tagebau gewonnen. Die meisten Gruben dringen nur in geringe Tiefe (100 bis 300 Fuss) unter den Boden ein. Alle befinden sich in den Händen der Eingeborenen. Auch in Ragedara ist der Abbau in hohem Grade primitiv. Durch anfänglichen Tagebau ist eine colossale Pinge entstanden, und man geht nun sowohl an den stark geneigten Gehängen derselben dem Streichen der Graphitgänge mit Stollen und kurzen Ueberhauen nach, als auch in der Sohle der Pinge die Gänge vermittle kleiner Gesenke dem Einfallen nach verfolgt werden, wobei man gewinnt, was zu erreichen ist. Mit Wasser haben die Arbeiten vorläufig nicht zu kämpfen und die Festigkeit des Nebengesteins macht eine Zimmerung fast überflüssig; aber ohne weitere rationelle Anlagen scheint man in nicht ferner Zeit an dem Punkte anzulangen, wo der bisherige Betrieb schwerlich fortgesetzt werden kann. Die Förderung aus dem Grunde der Pinge erfolgt vermittle eines gewaltigen Krahes und Haspels. Die Fahrten sind höchst primitiv; sie bestehen aus hängenden eisernen Ketten, mit Bambusstäben in entsprechenden Abständen dazwischen. Die Belegschaft zählt zur Zeit circa 250—300 Mann, meist tamilischen Stammes. Beim Abbau wird viel gesprengt. Man geht den Gängen nach, soweit sie sich in ihrem Streichen oder

Fallen als abbauwürdig erweisen. Die leeren Räume bleiben meist offen stehen. In grössere Tiefe niederzugehen wird vorläufig durch die mangelnde Ventilation verhindert. Augenblicklich steht man vor der Frage, ob ein rationellerer unterirdischer Bau vorgenommen werden soll, zaudert aber, die Anlagelkosten aufzuwenden, da man nicht mit Sicherheit sagen kann, dass die Gänge in der Tiefe vortheilhaft weiter gehen. Das in den Graphitgruben gewonnene Material gelangt nach gehöriger Reinigung von den Einschlüssen und Beimengungen in den Handel; es wird meist nach England, Amerika und Deutschland ausgeführt. Der ceylonische Graphit ist das beste Material für die Fabrikation feuerfester Tiegel (crucibles).

Die Graphite von Ceylon enthalten zahlreiche Einschlüsse; diese wurden zuerst erwähnt und kurz charakterisirt von F. Sandberger¹⁾; er fand: Quarz, Eisenkies, Orthoklas, Hornblende, Glimmer, Apatit, Titaneisen, Kaolin (verwitterten Andesin). Im Graphit von Ragedara wurden als derartige fremde Einschlüsse gefunden: Quarz (dicht, körnig und krystallisirt), Eisenkies, Apatit, Glimmer, Orthoklas, Calcit und vor Allem einige Gesteinsfragmente.

I. Von mineralischen Einschlüssen ist am häufigsten der Quarz vertreten. Er ist zunächst ausgebildet als farbloser, derber Quarz. Von Einschlüssen an Graphitblättchen erscheint er völlig frei; um ihn schiesst das breitblättrige Mineral aber in mehrere Centimeter langen Gebilden an. Seine Form ist völlig irregulär; einmal bildet er ein viereckiges Stück von 6 *cm* Breite und 3 *cm* Höhe. In einem Falle füllt der Quarz, schon im Handstücke gut sichtbar, die Cavität des Graphitganges aus, so dass er selbst eine Spaltenfüllung darstellt und sich deutlich als späterer wässriger Absatz documentirt. Dieser Quarz ist 2—3 $\frac{1}{2}$ *cm* mächtig und erstreckt sich durch das ganze, 18 *cm* lange Handstück.

Ausserdem ist der Quarz in körniger Gestalt eingeschlossen; er stellt lagenförmige, grobe Aggregate dar, welche mit verwittertem Feldspath gemengt sind. Selten ist mit ihnen ein mit grünem Kranze von Zersetzungsproducten umgebenes Granatkorn verbunden. Derartige Einschlüsse leiten zu den eigentlichen Gesteinseinschlüssen hinüber. Durch chloritische Umwandlungsproducte, sowie Eisenoxydhydrat sind sie zum Theil grün und gelb, bis rothbraun gefärbt. Auf solchen lagenförmigen Einschlüssen sitzt dann der Graphit als stengelige Schicht.

Endlich ist der Quarz auch noch gut krystallisirt als Bergkrystall vorhanden. Die Krystalle sind zum Theil von ausserordentlicher Grösse. Die Längsausdehnung von *c* beträgt bis zu 10 *cm*, während die Pyramidenfläche eine Breite von 3—7 *cm* erreicht. Als Flächen sind ausgebildet: ∞P und *P*. Ein Bergkrystall zeigt an beiden Enden *P*, ein Bruchstück nur ∞P . Die Prismenflächen sind gewöhnlich durch feine Parallelstreifung senkrecht zur Längserstreckung charakterisirt. Die Quarzsubstanz ist sehr verschieden

¹⁾ N. Jahrb. f. Min. 1887, II, pag. 14.

pellucid, oft durch und durch, oft nur einseitig erfüllt mit Graphitstaub; einige Krystalle sind glashell, glasglänzend und durchsichtig, während andere matt und milchigtrüb erscheinen. Ausgebildete Graphitkrystalle oder deren Abdrücke wurden nirgends wahrgenommen.

Nächst dem Quarz ist der Eisenkies der verbreitetste Einschluss. Er haftet ausserdem in mehr oder weniger grossen Blättchen und Klümpchen an dem Graphit und den anderen Einschlüssen. Die beiden Mineralien sind jedenfalls gleichzeitig entstanden. Oft wird angegeben, dass Graphit und Eisenkies in Folge der Zersetzung eines Gemisches von Schwefelsäure mit Eisensalzen durch bituminöse Substanz entstanden seien. Der Eisenkies bildet entweder rundliche Knollen und unregelmässig eckige Stücke (bis 4 cm gross) oder er ist blättrig und lagenförmig abgesetzt. Selten sind Andeutungen von Krystallflächen, und zwar von

$$\frac{\infty O n}{2};$$

auf einigen derselben wurde eine parallele Streifung bemerkt. Eigenthümlich sind die lagenförmigen Eisenkiese, welche als faserige, gelbe Schnüre und Bänder den dunklen Graphit durchziehen. Ein Knollen von Schwefelkies ist ganz durchsetzt, wie imprägnirt mit Graphit. Bei chemischer Prüfung erweist sich das Mineral schwach arsen- und kobalthaltig.

Von Eisenverbindungen ist noch Eisenoocker vorhanden, welcher rothbraune, schlackenähnliche, bröcklige, derbe Massen darstellt.

Einmal vertreten ist ein olivengrüner, noch fast frischer und sehr gut krystallisirter Apatit von der Grösse eines Hühnereies. Er hat besonders ∞P entwickelt; zwei gegenüberliegende Flächen des Prismas haben so bedeutende Ausdehnung erlangt, dass das Mineral einem rhombischen ähnlich sieht. An dem einen Ende von c ist P und OP entwickelt. Der Krystall ist 2.9 cm hoch, die obere Endfläche 4.7 cm lang und 3.2 cm breit. Die Winkel betragen nach Messungen mit dem Contactgoniometer: $\infty P : \infty P = 120^\circ$; $\infty P : OP = 90^\circ$; $\infty P : P = 129, 130, 127^\circ, 128^\circ 40', 130^\circ 10', 127^\circ$, also ca. $128^\circ 30'$; $OP : P = 142^\circ, 139^\circ 20', 141^\circ 10', 141^\circ 10', 140^\circ 10' =$ durchschnittlich $140^\circ 40'$.

Die Substanz des Apatites ist nicht ganz rein; in den Vertiefungen und auf den Sprüngen sind Graphitstaub, gelber Eisenkies und Spuren von Eisenoxydhydrat abgesetzt. In Folge dessen ist auch der Apatit sehr wenig pellucid. Auf den Prismenflächen sind aber sehr deutlich die inneren parallelen Spaltrisse nach OP zu sehen, welche durch das ganze Mineral hindurch gehen. Seiner chemischen Zusammensetzung nach ist er ein auch Fluor enthaltender Chlorapatit. Ein ihm ganz ähnlicher ölgrüner Apatit aus ceylonischem Graphit hat nach P. Jannasch und J. Locke¹⁾ folgende Zusammensetzung:

¹⁾ Zeitschr. f. anorg. Chemie 1894, VI, pag. 154.

	Procent	Procent
$P_3 O_6$	39.84	39.96
$Al_2 O_3$.	2.02	2.03
$Fe O$	0.62	0.62
$Mn O$	0.22	0.22
$Ca O$	53.36	53.53
$Mg O$	0.25	0.25
$K_2 O$	0.52	0.52
$Na_2 O$.	0.42	0.42
$H_2 O$	0.48	0.48
Cl	1.82	1.83
Fl	1.03	1.04
	100.58	100.90
	0.90	0.90
	99.68	100.00

Die entsprechende Formel des Apatites ist darnach: $P_3 O_2 Ca_5$ (Fl , Cl , OH).

Ein weiterer Einschluss sind grosse Platten von dunklem Glimmer, welche sich nach ihrer vollkommen durchgehenden Spaltbarkeit als einzelne Individuen documentiren. Die grösste Platte erreicht eine Länge von 16 und eine Breite von 10 *cm*, während die Dicke $1\frac{1}{2}$ *cm* beträgt; eine andere ist nur 10 *cm* lang, 6 breit und 1 *cm* dick, hat aber sehr regelmässige, fast sechseckige Form. Diese beiden Individuen sind von hellbrauner Farbe, während ein weiteres kleines Plättchen von 1 *mm* Stärke dunkelbraun, fast schwarzbraun aussieht. Der Glimmer ist vollkommen frei von Einschlüssen; vor Allem fehlen Graphitblättchen und Rutilnädlehen. Optisch ist die hellbraune Varietät fast einaxig, während die dunkle einen etwas grösseren Axenwinkel aufweist. Spuren von Lithion konnten nicht aufgefunden werden. Beide Glimmer sind Eisen-Magnesiaglimmer; die dunkle Varietät ist eisenreicher. Dünne basische Blättchen sind noch pleochroitisch, indem $a = c$ der helleren Art hellbläulichgrün, $b = b$ dunkelbraun ist. An dem Glimmer ist sehr leicht die Schlagfigur in der Form eines sechsstrahligen Sternes zu erzeugen. Der charakteristische oder Leitstrahl ist jedoch nicht immer ohne Weiteres zu erkennen. Mittels der Auslöschung und des Interferenzbildes ist er aber leicht von den gewöhnlichen Strahlen zu unterscheiden. Bei geschickter Operation kommen in dünnen Blättchen nur drei Strahlen zu Stande. Die Strahlen sind nicht einfache Linien, sondern stellen mehrere dicht gedrängte, parallele Spältchen dar, von denen das eine etwas stärker ist und weiter vorwärts geht als die übrigen. Es biegt am Ende nicht selten etwas um; auch finden oft knieförmige Umbiegungen der Strahlen um ca. 60° in die Richtung des anliegenden Strahles statt. Vom Hauptspalt gehen ferner zuweilen feine Aestchen ab, welche parallel zu den zwei benachbarten Strahlen verlaufen. Der Schlagpunkt ist gewöhnlich ein mehr oder weniger regelmässiges, sechseckiges Loch, welches von mehreren concentrischen Hexagonen aufgeblätterter Lamellen umgeben wird, deren Kanten mit den

Strahlen der Schlagfigur parallel gehen. Die zwischen den Lamellen eingeschlossenen dünnen Luftschichten erzeugen Newton'sche Farben. Die Winkel der einzelnen Schlaglinien betragen durchaus nicht genau 60° , wie gewöhnlich angegeben wird, sondern nach mehrfachen Messungen: $57^\circ 30'$, $58^\circ 20'$, $58^\circ 56' 40''$ und 60° , $61^\circ 15'$, $63^\circ 30'$, 64° .

Die Druckfigur hat ein weniger zerstörtes Centrum; sie besteht meist nur aus 3 oder weniger Strahlen. Diese werden von zahlreichen, nicht parallelen, sondern divergirenden Rissen gebildet, zwischen denen Newton'sche Farbenphänomene erscheinen. Die concentrischen Hexagone sind weniger deutlich und regelmässig, aber viel weiter ausgebreitet.

Zum Theil noch von breiten bis 3 *cm* langen Graphitblättern umschlossen ist ein grosser, grüner Orthoklas, an dem besonders *OP* ausgebildet ist. Diese Fläche dehnt sich 3 *cm* in die Breite und 10 *cm* in die Länge, während *c* ungefähr 4 *cm* misst. An der einen Seite ist der Feldspath zersprungen, ohne dass der ehemalige Zusammenhang der Theile vollständig unsichtbar geworden wäre, denn die Bruchstücke sind nur wenig auseinander getrieben und sind durch Schnüre von Graphit wieder mit dem Hauptstücke verbunden. Der Feldspath muss demnach eine frühere Bildung sein als der Graphit. Er ist dunkelgrün gefärbt, an den Kanten nur in dünneren Stückchen hellgrün, fast farblos. Sehr leicht sind die Spaltungsstücke mit den Flächen *P*, *M* und *T* zu erlangen. Der Winkel der beiden besten Spaltungsrichtungen *OP* und $\infty P \infty$ wurde mit dem Reflexionsgoniometer zu 90° bestimmt. Das specifische Gewicht beträgt bei $13\frac{3}{4}^\circ \text{C}$. 2.621. Im Dünnschliffe ist als färbende Ursache grünliche, chloritische Substanz zu erkennen. Von anderen Einschlüssen ist der Feldspath vollständig frei; weder albitische Einlagerungen, noch Graphitblättchen, noch Flüssigkeitseinschlüsse wurden darin bemerkt. Die Erscheinungsweise der verschiedenen Schnitte des Orthoklas ist folgende:

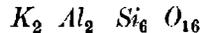
1. Parallel *OP*: Die weniger vollkommene Spaltbarkeit nach *M* bildet ein einfaches paralleles Tracensystem, zu dem die Auslöschung gerade erfolgt. Von der Absonderung parallel $\infty P \infty$ ist so gut wie nichts zu sehen. Im convergenten Lichte ist der Austritt der stumpfen Bisectrix zu erkennen. Die chloritische Substanz erscheint als grünliche, unregelmässige, längliche Säulchen, uneben begrenzte Nadelchen, manchmal etwas breiter ausgebildet, ähnlich kurzen Apatiten. Sie liegt besonders gern an den Spaltrissen, von denen aus sie sich in die farblose Feldspathsubstanz erstreckt.

2. Parallel $\infty P \infty$: Hier kommt zunächst die beste Spaltbarkeit nach *OP* zum Vorschein. In der Form ganz unregelmässiger, oft gebogener Risse verläuft die Absonderung nach $\infty P \infty$. Die Tracen beider bilden Winkel von 110° , 115° . Zu beiden Seiten der Absonderungsrichtung sind wiederum die länglich spindelförmigen, chloritischen Gebilde abgesetzt; sie treten auch in dendritischer Form auf. Die Auslöschungsschiefe, auf die Spaltungstracen nach *OP* bezogen, beträgt 4° , 5° , 6° . Im convergenten Lichte ist nur ganz seitlich ein Axenaustritt zu bemerken.

3. Parallel $\infty P \infty$: In solchen Schnitten treten deutlich zwei sich unter 90° kreuzende Spaltungsrichtungen nach P und M hervor. Parallel, beziehentlich senkrecht zu ihnen erfolgt die Auslöschung. Die chloritische Substanz erscheint hier in der Form grünlicher Körnchen, die zu zahlreichen, kleineren Häufchen butzenartig im farblosen Mineral angesammelt sind. Im convergenten Lichte entsteht ein sehr deutlich zweiachsiges, etwas excentrisches Interferenzbild. Das dunkle Kreuz löst sich beim Drehen in zwei Hyperbeln auf, welche im Gesichtsfelde bleiben und die Dispersion $\rho > \nu$ zeigen. Der Feldspath ist nach diesen Eigenschaften ein typischer Orthoklas; nichts erinnert an Mikroklin. Seine chemische Zusammensetzung ist folgende:

	Procent	Molekularquot.
$Si O_2$	61.88	= 1.031
$Al_2 O_3$	18.16	= 0.178
$Fe_2 O_3$	0.85	= 0.005
$Fe O$	1.64	= 0.023
$Ca O$	0.43	= 0.008
$Mg O$	0.08	= 0.002
$K_2 O$ }	13.82	= 0.147
$Na_2 O$ }	2.02	= 0.033
	<hr/>	
	99.44	

Auch nach dieser Composition ist der eingeschlossene grüne Feldspath ein Orthoklas; er entspricht der Formel:



Als letzter mineralischer Einschluss ist Calcit zu erwähnen. Er bildet eine Druse von 12 *cm* Länge und 8 *cm* Höhe. Aeusserlich sind Graphit und Eisenkies als kleine Bröckchen und Blättchen abgesetzt. Der Einschluss besteht aus vielen grossen Krystallen von $\frac{1}{2} R$; ∞R ist nicht entwickelt. Der Polkantenwinkel wurde zu $139, 140, 142^\circ$ gemessen; die Kanten sind wenig markant. Die Calcitsubstanz selbst erscheint rein; nur zuweilen ist etwas Eisenhydroxyd auf den Sprüngen abgesetzt. Chemisch ist leicht ein Gehalt an Magnesium zu constatiren.

Plagioklas und daraus entstandene Kaolinknollen, sowie Hornblende und Titaneisen waren unter den Einschlüssen nicht vorhanden. Kaolin und Eisenkies finden sich auch in anderen Graphitlagerstätten. Die übrigen Einschlüsse sind jedoch charakteristisch für die ceylonischen Graphitvorkommnisse.

II. Höchst merkwürdig und in anderen Graphitvorkommnissen in solcher Weise nicht enthalten sind Gesteinseinschlüsse, welche sich in den gangartig auftretenden Graphiten von Ragedara finden.

a) Einige derselben tragen schon makroskopisch das Gepräge des Nebengesteines, des Granulites. Structurell unterscheiden sie sich besonders dadurch vom compacten Gesteine, dass kleine Quarzkörnchen um grössere und um andere Bestandtheile des Gesteins kranzförmig gelagert sind. Man könnte diese Einschlüsse fast als Mikroaugen-

granulite bezeichnen, da sich an grössere Granaten und Feldspathe eine schweifartig ausgezogene Zone von Quarzkörnern und Feldspathen, auch Calcitaggregaten und Eisenerzpartikeln augenartig anschmiegt (s. Taf. VII, Fig. 4). Alle Bestandtheile der normalen Granulite sind vertreten, aber in so verwittertem Zustande, dass sie zum Theil kaum noch zu erkennen sind. Quarz ist besonders reich an Flüssigkeitseinschlüssen, die oft aus flüssiger Kohlensäure bestehen. Die Feldspathe sind allesamt völlig in trübgraue Kaolinsubstanz umgewandelt, die zum Theil völlig undurchsichtig geworden ist, so dass sich der verwitterte Feldspath deutlich von den übrigen Gemengtheilen abhebt; im gewöhnlichen Lichte ist er fast mit dichten Carbonaten zu verwechseln.

Auch die Granaten sind auf den Sprüngen und der Oberfläche sehr zersetzt. An die Granatsubstanz setzt sich zunächst eine schmale, feinfaserige Schicht von hellgelblichgrünem Chlorit an; auf diese folgt eine weitere graue Schicht von farblosen Carbonaten. Diese beiden Zonen sind auf den Sprüngen leicht von einander zu unterscheiden. Auf der Oberfläche des Granats gehen sie in den äusseren Rindentheilen in einander über, so dass die Granaten von einem hellgrünen Kranze umgeben sind. Biotit ist ebenfalls von weitgehender Zersetzung ergriffen; er bildet nur wenige entfärbte Blättchen, die unter anderen Zersetzungsproducten auch Magnetit ausgeschieden haben. Eisenerz und Rutil sind nur noch an ihrer Gestalt zu erkennen. Ersteres ist meist als Titanmagneteisen vorhanden und hat graulichweissen Leukoxen geliefert. Die wenigen Rutilkörnchen zeigen nur undeutliche Zersetzungsproducte. Noch ist die grosse Menge secundären Calcits zu erwähnen. Er durchzieht in langen Schüren und Bändern das ganze Gestein, theils als dichtes, körniges Aggregat, theils grosse, rhomboëdrisch spaltbare und verzwilligte Individuen bildend.

b) Andere Einschlüsse, die den Granuliten in mancher Beziehung nahe zu stehen scheinen, sind ausgezeichnet durch eigenthümlich verwitterten Feldspath und relativ sehr grosse Zirkone und Apatite. Ersterer erscheint makroskopisch hellgrün, bis ganz dunkelgrün. Quarz ist reich an Einschlüssen von Kohlensäure und accessorischen Gemengtheilen. Die Granaten sind von einer grünlichen Umwandlungsrinde, die in der Hauptsache aus Chlorit besteht, umgeben. Die Zersetzung ist viel weiter gediehen, als in den Granuliteinschlüssen. Merkwürdig sind insbesondere die Feldspathe durch die verschiedenen Stadien ihrer Zersetzung. Der Anfang derselben besteht in der Anhäufung kurzer, blassgrünlichblauer Nadelchen, die untereinander parallel, aber nach zwei einander fast rechtwinkelig kreuzenden Richtungen angeordnet sind. Als Ursache ihrer Bildung muss wohl eine verschiedene Widerstandsfähigkeit des Feldspathes nach den verschiedenen Richtungen angesehen werden. Bei weiterer Zersetzung werden die Producte immer zahlreicher, ihre Form immer complicirter und unregelmässiger; oft sind sie wurmförmig, dendritisch verzweigt, gewunden und zerschlitzt; zuletzt ergeben sie ein vollkommen dichtes Geflecht grüngelber, chloritischer Substanz, die nach zwei Richtungen orientirt, nach den verschiedenen Schnitten unter ver-

schiedenem Winkel sich kreuzend erscheint. Bei gekreuzten Nicols zeigt diese chloritische Substanz ähnliche Aggregatpolarisation wie der Serpentin. Bei vollendeter Alteration, wo die Feldspathe dann makroskopisch ein dunkelgrünes Mineral darstellen, ist das Product am besten mit einem feinfilzigen Aggregat von Pennin, dem sogenannten Pseudophit, zu vergleichen. Calcit und Eisenerz spielen in diesen Einschlüssen dieselbe Rolle, wie in den vorerwähnten Granuliten. Ganz merkwürdig ist das Auftreten ausserordentlich grosser Zirkone und Apatite. Der Zirkon bildet verrundete Krystalle, von denen der grösste 0.787 *mm* misst und 0.095 *mm* breit ist. Noch auffallender sind die Dimensionen der Apatite, welche grosse Durchschnitte liefern und zahlreiche Einschlüsse enthalten. Der grösste Apatit hat eine Länge von 1.953 *mm* und eine Breite von 0.756 *mm*, während ein unregelmässiges Korn einen Durchmesser von 0.63 *mm* aufweist. Von solchen Dimensionen sind diese beiden Mineralien in dem direct angrenzenden Nebengestein nicht gefunden worden. Noch ist in diesen Einschlüssen das Auftreten von Muscovit in der Form kleiner, strahlig angeordneter, länglicher Blättchen zu erwähnen.

c) Eine andere Gruppe von Gesteinseinschlüssen weist in ihrer Zusammensetzung auf die Pyroxengranulite hin. Zum Theil stellen diese Einschlüsse ein fast bröckliges, körniges Gestein dar, mit bis 1 *cm* grossen Biotitblättchen; zum Theil sind die Bestandtheile innig verwachsen, erscheinen wie vollständig durchtränkt mit Graphit. Am auffallendsten sind Granat, Hypersthen und Biotit. Die beiden ersten treten in einzelnen Partien des Gesteines so zahlreich auf, dass man an einen Granat- oder Hypersthenfels denken könnte. Merkwürdigerweise ist der Granat hier vollständig ohne Zerzeugungsproducte. Monokliner Pyroxen tritt ganz zurück und ist in grünliche Viriditsubstanz umgewandelt. Auch der Biotit ist in einzelnen Partien des Gesteines sehr zahlreich ausgebildet. Seine intensiv pleochroitischen Durchschnitte sind auffallend reich an schwarzen Täfelchen von Titaneisen. Die farblosen und die accessorischen Bestandtheile treten sehr zurück; der Feldspath ist in grauen Kaolin zersetzt.

d) Ein seiner Erscheinungsweise und Zusammensetzung nach recht eigenthümlicher Gesteinseinschluss stellt ein abgeplattetes, senkrecht zerklüftetes, ca. 3 *cm* dickes Gesteinsfragment im Graphit dar, dessen Blättchen sämmtlich senkrecht auf seine Grenzfläche gerichtet sind. Es zeigt keine Parallelstructur, sondern erscheint wie ein heller, feinkörniger Granit. Der Quarz ist reich an Einschlüssen liquider Kohlensäure mit lebhaft tanzender Libelle. Die Interpositionen von Zirkon- und Apatitkryställchen widersprechen einer nachträglichen Bildung des Einschlusses. Der Feldspath ist erst im Beginn einer Zersetzung in chloritische Substanz begriffen, die als kurzsäulenförmige Gebilde auftritt. Quarz und Feldspath bilden ein granitisch körniges Gemenge. Ausserdem sind noch einige verwitterte Blättchen von Biotit vorhanden. Der Einschluss scheint also in der That einem granitähnlichen Gestein anzugehören. Vielleicht entstammt er einer tieferen Zone der Erdrinde als der Granulit.

Ein bis jetzt noch ungelöstes Problem ist das der Entstehung des Graphites, geradeso, wie das der Bildung des Diamanten.

Zuletzt haben sich F. Sandberger¹⁾, H. Moissan²⁾, und Joh. Walther³⁾ (letzterer besonders ausführlich) hierüber geäußert. Das eigenthümliche geologische Auftreten des Graphites auf Ceylon, welches jedenfalls allgemein ein gangartiges ist, scheint geeignet, die früher gehegte Ansicht, welche im Graphit die Reste der archaischen Flora und Fauna sieht, vollständig zu widerlegen. Es ist allerdings sehr verlockend, den Graphit als das Endproduct eines progressiven Verkohlungsprocesses anzusehen, der zuletzt unter immer grösserer Anreicherung von Kohlenstoff den Graphit lieferte. Die Flötze und Bänke von Graphit, welche mit den Gesteinen der archaischen Formationen wechsellagern, sprechen zwar für eine Analogie mit den jüngeren Bildungen, den Kohlenflötzen (für sie mag vielleicht jene Ansicht Geltung behalten), aber die gangartige Ausbildung der ceylonischen Graphite ist mit dieser Meinung unvereinbar. Betreffs der Frage nach der Entstehung der gangförmigen Graphitvorkommnisse vermögen wir heute noch nicht eine bestimmte Antwort zu geben; wir können nur das Für und Wider der einzelnen Annahmen einander gegenüberstellen.

Da der Graphit auf Ceylon in der Form von Spaltenausfüllungen mit durchgreifender Lagerung das Nebengestein durchsetzt und auf Grund der Structur sowie der fremden Einschlüsse an der echten Gangnatur kein Zweifel sein kann, so konnte es zunächst als das Natürlichste erscheinen, ihn als ein ehemaliges eruptives Magma anzusehen. Dasselbe kann schwerlich ein reines Kohlenstoffmagma gewesen sein, da ja der Graphit als eines der feuerfestesten Minerale gilt und dementsprechend verwendet wird. H. Moissan⁴⁾ nimmt daher an, ausgehend von der künstlichen Bildung aus mit Kohle übersättigtem geschmolzenen Eisen, dass der Graphit bei sehr hoher Temperatur aber mässigem Drucke aus einem Eisenmagma auskristallisirt sei, welches später durch chemische Reagentien, denen gegenüber der Graphit äusserst widerstandsfähig ist, entfernt worden sei. Das Vorkommen von Graphit im Meteoriten, sowie in dem Eisen isländischen Basaltes scheint für diese Ansicht sehr zu sprechen. F. Sandberger hat sich gegen eine derartige Erklärung ausgesprochen, indem er auf die vorhandenen Einschlüsse, wie Eisenkies, Rutil und Titaneisennadeln hinweist, die nicht vorhanden sein könnten, sondern bei der hohen Temperatur reducirt worden wären. Auch der Umstand scheint dagegen zu sprechen, dass die grosse Menge des Eisens, welche für diesen Process erforderlich wäre, nirgends zu finden ist.

Der Graphit könnte ferner in Form einer kohlenstoffhaltigen Lösung in die entstandenen Spalten eingedrungen und dort reducirt worden sein, beziehentlich sich mit anderen Lösungen umgesetzt haben. Diese Entstehungsweise erscheint leicht denkbar, da zahlreiche, natürlich vorkommende Lösungen dieser Art bekannt sind, z. B. Petroleum, Naphtha, Bergtheer, und für Asphaltgänge diese

¹⁾ N. Jahrb. f. Min. 1887, II, pag. 15.

²⁾ Compt. rend. 1895, 126, pag. 17.

³⁾ Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XLI, 1889, pag. 359.

⁴⁾ Compt. rend. 1895, 120, pag. 17.

Bildung angenommen wird. Auch das eigenthümliche, mit Granulit in naher Beziehung stehende Gesteinsvorkommen vom Nullaberg in Wermland (Schweden) scheint für die Möglichkeit eines solchen Vorganges zu sprechen, indem dort erbsengrosse Gebilde eines bituminösen Bestandtheiles (Huminit) in einem Gesteine enthalten sind, welches von asphaltartigem Bergtheer imprägnirt ist. Die kohlenstoffreichen Lösungen könnten nun entweder aus der Tiefe stammen oder in Form der Sickerwässer von oben in die Spalten eingedrungen sein. In beiden Fällen müssten aber wenigstens die Salzbänder der Gänge und die Einschlüsse von organischer Lösung imprägnirt oder von Graphitblättchen durchsetzt sein. Dies ist jedoch nirgends der Fall. Auch eine Entstehung durch Lateralsecretion ist wegen der vollständig fehlenden, bituminösen Beschaffenheit des Nebengesteins und des mangelnden Graphites in demselben, sowie der vollkommenen Frische desselben nicht annehmbar.

Weiterhin könnte man den Graphit als ein Zersetzungsproduct sublimirender Kohlenwasserstoffe ansehen, die dem Innern der Erde entstammen. Diese Art der Entstehung hält Joh. Walther¹⁾ für die wahrscheinlichste. Exhalationen kohlenwasserstoffhaltiger Gase spielen ja bei Eruptionen eine nicht unbedeutende Rolle; sie kommen ferner in den Kohlenbergwerken vor, liefern das Brennmaterial der Erdfeuer und fehlen auch anderen Himmelskörpern nicht. In den Schloten mancher Fabriken entstehen durch verwandte Stoffe graphitähnliche Producte. Im Innern der Spalten müsste bei einem derartigen Bildungsproccesse eine weitgehende Reduction der Dämpfe eingetreten sein. Das Wesen eines solchen Vorganges, sowie die Natur derartiger Dämpfe ist zur Zeit völlig räthselhaft.

¹⁾ Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XLI, 1889, pag. 360.

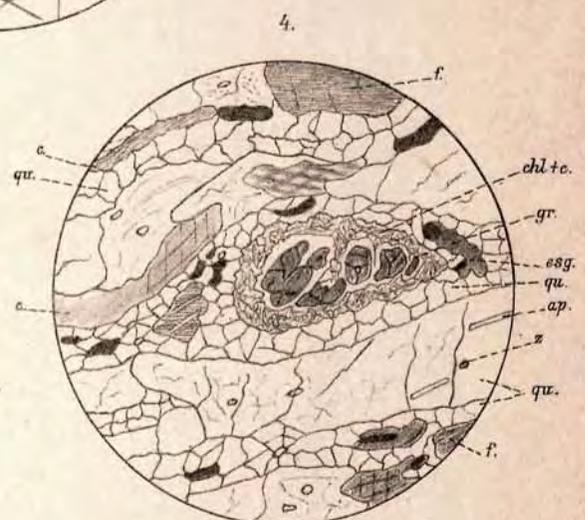
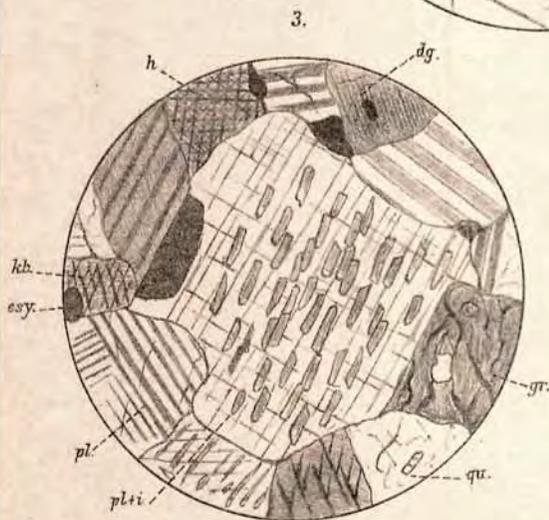
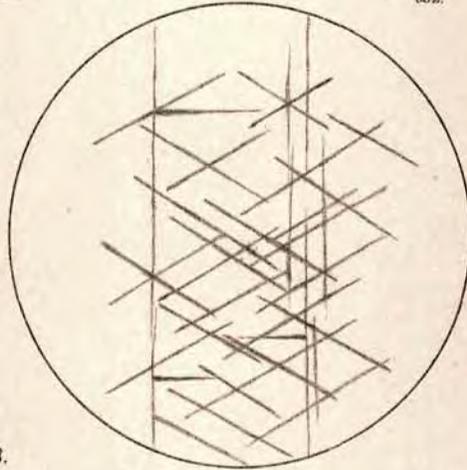
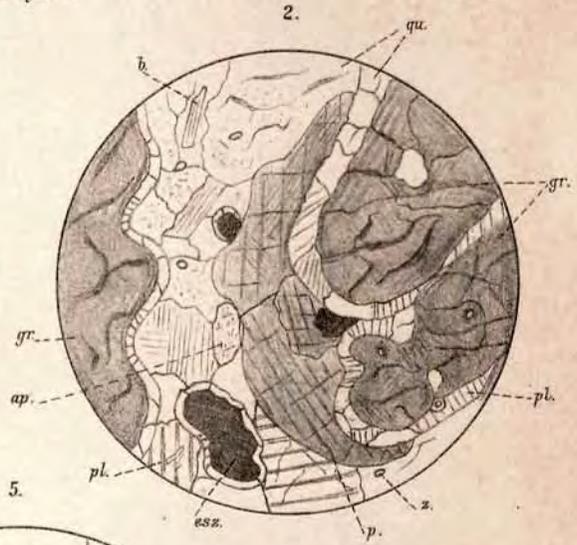
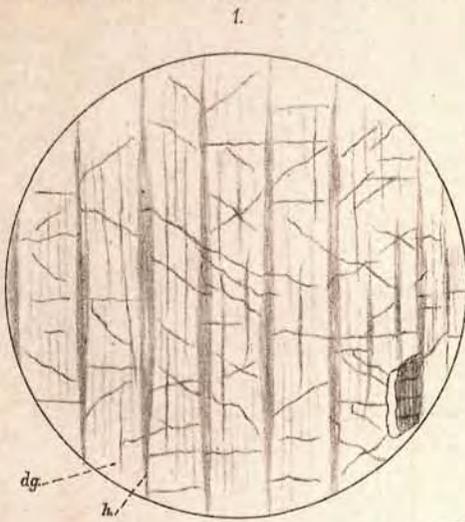
Tafel VII.

**Beitrag zur Kenntniss der Gesteine und Graphitvorkommnisse
Ceylons.**

Erklärung zu Tafel VII.

- Fig. 1. Verwachsung von Diallag und Hypersthen.
Fig. 2. Granat und Eisenerz des Pyroxengranulites mit farbloser Corona.
Fig. 3. Plagioklas des Pyroxengranulites mit Interpositionen.
Fig. 4. Structur des Granulites (Graphiteinschluss).
Fig. 5. Spaltbarkeit des Graphites.

a = Apatit.
b = Biotit.
c = Calcit.
chl = Chlorit.
dg = Diallag.
esz = Eisenerz.
f = Feldspath.
gr = Granat.
h = Hypersthen.
i = Interpositionen.
p = Pyroxen.
pl = Plagioklas.
qu = Quarz.
z = Zirkon.



Antor gez.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges.

Von Otto Ampferer und Wilhelm Hammer in Innsbruck.

Mit einer geologischen Karte in Farbendruck im Massstabe 1:50.000 (Taf. Nr. VIII), einem tektonischen Uebersichtskärtchen (Taf. Nr. IX) und 33 Zinkotypen im Text.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit wurde als Lösung der von der Universität Innsbruck im Sommersemester 1896 gestellten Preisaufgabe durchgeführt. Der zur Verfügung gegebene Termin reichte von Mitte Juli 1896 bis Mitte October 1897, eine Zeit, die mit Rücksicht darauf, dass in Folge des complicirten Baues des Gebirges einerseits und der noch complicirteren Faciesverhältnisse andererseits eine äusserst genaue Begehung sich als nothwendig erwies, gewiss nichts weniger als gross war. Besonders sind es die verschiedenartigen, weit verzweigten Dolomite, welche den Einblick sehr erschwerten, während andererseits eine ins Einzelne gehende touristische Kenntniss der Gegend uns Manches erleichterte. Die Begehung erforderte im Ganzen 51 ganze und 53 halbe Tage.

Die Aufnahmen wurden ohne Rücksicht auf frühere Bearbeitungen in allen Gebieten, mit Ausnahme der Glacialgebiete des Innthals, mit derselben Genauigkeit betrieben, um volle Gleichmässigkeit in Karte und Profile zu bringen. Denn wir mussten leider sehen, dass die sorgfältigen Aufnahmen Pichler's, die ja am meisten in Betracht kommen, in Folge der ungenügenden topographischen Grundlage fast nur als geordnete Verzeichnisse des Anstehenden zu verwenden waren. Diese Aufnahmen für die Karte zu verwerthen, wäre eine grössere Mühe gewesen, als eine neue herzustellen. Man kann ihre Angaben nur mit genauen geologischen Localkenntnissen an den richtigen Ort verlegen. Ausser diesen Karten wären noch die Aufnahmen, welche E. v. Mojsisovics im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt durchgeführt hat, zu erwähnen; auch für diese stand nur die alte Generalstabkarte im Massstabe von 1:144.000 zur Verfügung und die hiedurch schon bedingten Mängel der Darstellung konnten selbstverständlich durch die nachträglich vorgenommene mechanische Uebertragung der Einzeichnungen auf die später erschienene Specialkarte im Massstabe von 1:75.000 nicht ver-

ringert werden. Alle die vorhandenen Vorarbeiten hatten für uns den Werth, dass sie ein Bild des Vorhandenen entwarfen und auf die vorliegenden Probleme aufmerksam machten. Ausserdem sind in diesen früheren Werken für die besseren Aufschlüsse Versteinerungsfunde angegeben, stellenweise sogar stattliche Mengen, so dass auf diesem Gebiete tüchtig vorgearbeitet war.

Einige Eigenthümlichkeiten der Arbeit müssen hier noch kurz beleuchtet und begründet werden, da sie sonst leicht statt der beabsichtigten Verbesserungen Missverständnisse erwecken könnten.

Eine Neuerung in der Kartenzeichnung, die allerdings wegen technischer Schwierigkeiten nicht überall ganz zur Ausführung gelangen konnte, soll zunächst besprochen werden: Es ist eine weit verbreitete, ja häufige Erscheinung, dass zwei aufeinander folgende Schichten nicht scharf gegeneinander abgegrenzt sind, sondern ganz allmählig ineinander übergehen. Solchen Verhältnissen tragen die uns bekannten Karten nicht Rechnung, sondern es sind ständig auch dort scharfe Grenzen eingezeichnet, wo solche in der Natur nicht zu finden sind. Manche Streitigkeit über Schichtzugehörigkeit mag daraus hervorgegangen sein. Wir haben uns nun bemüht, auf unserer Karte in Handcolorit solchen Uebergängen in der Natur durch Uebergehen der Farben ineinander Rechnung zu tragen. Leider ist diese Darstellungsmethode auf Karten in Farbendruck nicht anwendbar und wir haben daher den Ausweg gewählt, die sonst üblichen scharfen Begrenzungslinien in den durch Uebergänge charakterisirten Regionen durch feinpunktirte Linien zu ersetzen. Die Schichtfarben haben wir in der Karte nur über Stellen gemalt, wo ein dichtes Netz von Aufschlüssen die Schichte offenbart. Das mag auch die im Vergleiche zu vielen Karten auffallend starke Bedeckung mit Schutt und Vegetation erklären. Die Karte soll aber und kann nur die thatsächliche Erdoberfläche darstellen, und auf der bilden für den Geologen diese Ablagerungen völlig gleichwerthige Bestandtheile, wie die des Grundgebirges.

Da eine Darstellung der blossen Schichtzugehörigkeit besonders in der Solsteinkette einen der charakteristischsten Züge derselben verwischt hätte, suchten wir durch verschiedene Schraffirung Dolomite und Mergel von den Kalken abzuheben. Farben wären auffälliger gewesen, hätten aber die grösseren Zusammenhänge weniger erkennen lassen, abgesehen von den technischen Schwierigkeiten.

Die Einzeichnung der Verwerfungen hat sich als eine keineswegs leichte Aufgabe gezeigt, da ihr Verlauf häufig nicht genau festzustellen ist. Sie werden begreiflicher Weise als eine räumlich oft nur wenig hervortretende Erscheinung durch Schutt und Vegetation noch leichter als das Anstehende einer Schichte verdeckt. Auch ist es oft, besonders im Auslaufen der Verwerfungen, schwer, die wichtigen von den unbedeutenden zu scheiden. Wir haben zahlreiche Verwerfungen beobachtet, aber nur die weiterhin verfolgbaren und sicher erkennbaren in die Karte eingetragen.

Wenn man der Karwendelkarte Rothpletz' den Vorwurf macht, dass sie unnatürlich viel Verwerfungen verzeichne, so ist dies eine irrige Ansicht. Ihre Anzahl ist im Karwendel zweifelsohne eine

noch grössere, nur haben sich die meisten zu keiner weiteren Bedeutung durchgebrochen. Was uns an dem schönen Kartenwerke Rothpletz' unbegreiflich ist, das ist die Möglichkeit, die Verwerfungen längs ihrer ganzen Erstreckung überall so genau verfolgen zu können. Uns war etwas Aehnliches nicht möglich.

In den Profilen haben wir auch keine Bathyskopie betrieben und auch keine schwungvollen Luftverbindungen darüber gezeichnet. Alle sind im wirklichen Verhältnisse von Länge und Höhe nach der Karte angefertigt. Was theoretisch an ihnen ist, kann man aus der tektonischen Beschreibung entnehmen.

Was die stratigraphische Beschreibung anbelangt, so war es uns weniger darum zu thun, die längst beschriebenen Schichten unseres Gebietes ausführlich zu charakterisiren, als vielmehr ihre bisher wenig bekannten Faciesverhältnisse in das rechte Licht zu setzen.

In dieser Hinsicht ist übrigens noch Vieles zu thun und zu prüfen. — Die interessanten Glacialgebilde, die allenthalben in der Gegend noch zu finden sind, haben wir besonders in den entlegenen und höheren Gebieten nicht ausser Acht gelassen. Bei der Zusammenstellung der Aufzeichnungen mussten wir aber zu unserem Leidwesen gewahr werden, dass diese Beobachtungen, die natürlich nur mehr nebenher betrieben werden konnten, zur Herstellung der geplanten genaueren Vergletscherungskarte nicht ausreichten. Diese bedarf noch reichlicher weiterer Arbeit. Es mag hier noch erwähnt werden, dass wir die von Penck angegebene Höhenstandlinie der erratischen Blöcke auf diesem Gebiete durch zahlreiche Funde verdichten und in die Höhe rücken konnten.

Da wir also von einer eigenen genaueren Kartirung der Glacialerscheinungen absehen mussten, wollten wir wenigstens, zum guten Theile gestützt auf die genaue Blaas'sche Karte der Glacialerscheinungen des Innthals, einige Unterscheidungen in die quartären Ablagerungen bringen, indem wir interglaciale Breccien, glaciale Gebilde im weiteren Umfange und postglaciale Ablagerungen zu unterscheiden suchten. Die Ausscheidung der interglacialen Breccien geschah, um diese Ablagerungen in ihrer Verbreitung festzustellen, und weil wir glauben, dass diese interglacialen Breccien, die eine ungeahnt grosse Verbreitung besitzen, bisher vielleicht zu wenig Beachtung gefunden haben.

Die Tektonik soll so viel als möglich auch ohne Profile und Karten verständlich sein. So war es unsere Absicht und deshalb haben wir dieselbe nicht aus der Beschreibung von Profilen aufgebaut. Sie soll nicht Profile und Karten in Worte umsetzen, sondern auch auf Zusammenhänge hinweisen, die aus letzteren nicht so leicht erschlossen werden können.

Auch den Mangel von genauen Fall- und Streichrichtungsangaben wird man als Abweichung von der üblichen Art empfinden. Wir haben eine verhältnissmässig grosse Anzahl von Messungen gemacht, dieselben aber nur bei Zeichnung der Profile und der Karte direct angewendet, während wir in der Beschreibung viel allgemeinere Ausdrücke gebrauchen. Unserer Ansicht nach ist in einem stark gestörten Gebirge Streich- und Fallrichtung etwas zu Veränderliches,

als dass es sich durch einzelne Angaben festhalten liesse. Will man auch in der Beschreibung diese Umstände genau zum Vortrag bringen, so müsste man an sehr vielen Orten und in sehr überlegter Vertheilung Messungen anbringen. Solches zu thun fehlte uns die Zeit, und wir haben in der Beschreibung Durchschnittswerthe angegeben.

Bei der Zeichnung der Karte und bei den Aufzeichnungen im Felde bedienten wir uns der von Blaas eingeführten Bezeichnungs-, beziehungsweise Kartirungsmethode, welch' letztere allerdings nur in beschränkten Fällen ganz zur Verwendung kommen konnte. (Blaas, Lage der Schnittlinien von Terrainflächen und geologischen Ebenen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1896.)

Die Nomenclatur der Gegend schliesst sich in der Arbeit möglichst an die Karte an. Wo diese nicht ausreicht, wurde die in der „Erschliessung der Ostalpen“ (herausgegeben vom deutschen und österreichischen Alpenverein 1892) angewendete Namegebung verwendet.

An dieser Stelle möge nun auch noch allen jenen, die durch ihre Veröffentlichungen, besonders aber jenen, die durch mündliche oder schriftliche Mittheilung und Belehrung uns hilfreich gewesen sind, unser aufrichtigster Dank erstattet werden.

Besonders dem Manne, der durch lange Jahre allein das ganze Gebiet durchstreift und sozusagen der Geologie erobert hat, unserem unvergesslichen Adolf von Pichler.

Hat er uns als Ersterschliesser die Pfade geebnet, so hatte uns der treffliche Vortrag, der freundliche Verkehr und die Excursionen unseres geehrten Lehrers Herrn Professor Dr. J. Blaas die nöthige Vorbildung und eine fortwährende Anregung verschafft. Besonders verdanken wir ihm den Hinweis auf manche Verwerfung und auf manche Erosionsformen, und ausserdem die Ueberlassung aller Hilfsmittel des hiesigen geologisch-palaeontologischen Institutes. In äusserst freundlicher Weise hat uns Herr Prof. P. J. Gremblich in Hall seine Versteinerungsfunde benützen lassen und uns manchen Wink über die Verhältnisse des Hallthales und Walderjoches gegeben.

Besonderen Dank schulden wir den Herren der geologischen Reichsanstalt in Wien, Herrn Vicedirector Oberbergrath Dr. E. von Mojsisovics und Herrn Chefgeologen Dr. A. Bittner, welche in dankenswerthester Weise und obwohl wir sie in unserer Eile drängen mussten, die oft schlecht erhaltenen Versteinerungen bestimmt haben.

Herr Oberbergverwalter Grüner hinwieder zeigte uns in grösster Zuvorkommenheit die Aufschlüsse und Fundstücke des Hallersalzbergwerkes, und es werden uns die dort in seiner Gesellschaft verlebten Stunden stets in angenehmer Erinnerung bleiben.

Damit übergeben wir die Arbeit dem Leser und Prüfer, indem wir wohl einsehen, wie Manches unvollendet geblieben ist. Doch haben wir die Mängel nirgends verschwiegen, sondern im Gegentheil auf alles Unzulängliche hinzuweisen uns bemüht, damit eine spätere Erforschung die Hauptplätze ihres Angriffes darauf hinrichte.

Specialliteratur des bearbeiteten Gebietes.

1. A. J. Bargmann. Der jüngste Schutt der nördlichen Kalkalpen in seinen Beziehungen zum Gebirge, zu Schnee und Wasser, zu Pflanzen und Menschen. Veröffentlichung des Vereines für Erdkunde zu Leipzig, 3. Theil, 1894.
2. A. Bittner. Triasbrachiopoden von der Rax und vom Wildangergebirge bei Hall in Tirol. Verh. d. geol. R.-A. 1891.
3. J. Blaas. Der Boden der Stadt Innsbruck. Berichte des naturw.-medic. Vereines in Innsbruck 1894/95.
4. — Die Höttingerbreccie und ihre Beziehung zur Frage nach einer wiederholten Vergletscherung der Alpen. Bericht des naturw.-medic. Vereines zu Innsbruck 1889.
5. — Die Trinkwasserquellen der Stadt Innsbruck. Bote für Tirol und Vorarlberg 1890.
6. — Erläuterungen zur geolog. Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung Innsbrucks. Jahrb. d. geol. R.-A. 1890, mit Karte.
7. — Noch einmal die Höttingerbreccie. Verh. d. geol. R.-A. 1894.
8. Notizen über diluvial-glaciale Ablagerungen im Innthalgebiete. Berichte des naturw.-medic. Vereines in Innsbruck 1890/91.
9. — Ueber die Glacialformation im Innthale. I. Zeitschrift des Ferdinandcums 1885.
10. — Ueber sogenannte interglaciale Profile. Jahrb. d. geologischen R.-A. 1889.
11. A. Böhm. Die Höttinger Breccie und ihre Beziehung zu den glacialen Ablagerungen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1884.
12. C. v. Ettinghausen. Ueber die fossile Flora der Höttingerbreccie. Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien 1884.
13. Geognostisch-montanistischer Verein für Tirol und Vorarlberg. Geognostische Karte Tirols 1852.
14. J. Heckel. Bericht über das Vorkommen fossiler Fische zu Seefeld in Tirol und am Monte Bolka im Venetianischen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1850, IV.
15. M. v. Isser. Die Bitumenschätze von Seefeld. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch 1888.
16. — Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols in Vergangenheit und Gegenwart. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch 1888.
17. Klingler. Resultat der geognost.-montanist. Bereisung des westlichen Theiles des Unterinntaler Kreises im Jahre 1843. Bericht über die 6. Generalversammlung des geognost.-montanist. Vereines für Tirol und Vorarlberg 1844.
18. Kner. Die fossilen Fische von Seefeld. Sitzungsbericht der k. Akad. d. Wissensch. in Wien 1866—69.
19. Kravogl. Zusammenfassung und Lagerung des Diluviums um Innsbruck. Zeitschrift des naturw.-medic. Vereines in Innsbruck 1872 und Verh. d. geol. R.-A. 1873.

20. E. v. Mojsisovics. Bericht über die im Sommer 1868 durch die 2te Section der geolog. Reichsanstalt ausgeführte Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. Jahrb. d. geol. R.-A. 1869.
21. — Faunen und Faciesgebilde in den Ostalpen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1874.
22. — Gliederung des Trias in der Umgebung des Haller Salzberges in Nordtirol. Verh. d. geol. R.-A. 1868.
23. — Ueber das Auftreten des oberen Muschelkalkes in der Facies der rothen Kalke von der Schreyeralp in den Kalkalpen nördlich von Innsbruck. Verh. d. geol. R.-A. 1888.
24. — Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der Alpen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1869.
25. M. Neumayr. Das Karwendelgebirge (Reisebericht). Verh. d. geol. R.-A. 1871.
26. — Vom Haller Salzberg. Verh. d. geol. R.-A. 1871.
27. A. Penck. Die Höttingerbreccie. Verh. d. geol. R.-A. 1887.
28. — Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig, Barth, 1892.
29. — Interglaciäre Breccien der Alpen. Verh. d. geol. R.-A. 1885.
30. A. v. Pichler. Aus der Trias der nördlichen Kalkalpen. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1875.
31. — Beiträge zur Geognosie Tirols. Mit 1 Karte und 30 Profilen. Zeitschrift d. Ferdinandeums f. Tirol u. Vorarlberg 1859.
32. — Beiträge zur Geognosie Tirols. Mit einer Tafel Profile. Zeitschrift d. Ferdinandeums f. Tirol u. Vorarlberg 1863.
33. — Beiträge zur Geologie Tirols. Jahrb. d. geol. R.-A. 1861/62.
34. — Beiträge zur Geologie Tirols. Jahrb. d. geol. R.-A. 1866.
35. — Beiträge zur Geognosie und Mineralogie Tirols. Jahrb. d. geol. R.-A. 1869.
36. — Beiträge zur Geognosie Tirols. Jahrb. d. geol. R.-A. 1868.
37. — Beiträge zur Geologie Tirols. Verh. d. geol. R.-A. 1890.
38. — Carditaschichten und Hauptdolomit. Jahrb. d. geol. R.-A. 1866.
39. — Zur Geologie Tirols. Verh. d. geol. R.-A. 1890.
40. — Geologische Notizen aus Tirol. Neues Jahrb. für Mineralogie etc. 1862.
41. — Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. Jahrb. d. geol. R.-A. 1856.
42. — Zur Geologie der nordtiroler Kalkalpen, mit Karte. 15. Programm d. k. k. St.-Gymnasiums in Innsbruck 1864.
43. — Ueber das Wildangergebirge. Verh. d. geol. R.-A. 1891.
44. H. Prinzing. Geognostische Skizze aus der Umgebung des Salzbergwerkes zu Hall in Tirol. Jahrb. d. geol. R.-A. 1855.
45. v. Richthofen. Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. d. geol. R.-A. 1862.
46. Rothpletz. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. 1893, Stuttgart, Schweizerbart.
47. — Das Karwendelgebirge. Zeitschrift d. deutschen u. österr. A.-V. 1888, mit Karte.

48. Russegger. Ueber den Asphalt, sein Vorkommen in Tirol, seine technische Bedeutung und seine Gewinnung. Bericht über die 6. Generalversammlung des geognost.-montanist. Vereines f. Tirol u. Vorarlberg 1845.
49. A. R. Schmid. Ueber die Beschaffenheit und den bisherigen Aufschluss des Salzlagers bei Hall in Tirol. Zeitschrift d. Berg- und hüttenmännischen Vereines in Kärnten 1879.
50. Th. Skouphos. Die stratigraphische Stellung der Partnach- und Carditaschichten in den nordtirolischen und bairischen Alpen. Geognost. Jahreshefte d. kgl. bair. Oberbergamtes, IV, 1892.
51. D. Stur. Ueber die fossile Flora der Höttinger Breccie. Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, I, 1884.
52. — Ein Beitrag zur Kenntniss der Flora des Kalktuffes und der Kalktuffbreccie von Hötting in Tirol. Abhandl. d. geol. R.-A., XII. Bd., 1882.
53. R. v. Wettstein. Die fossile Flora der Höttingerbreccie und ihre Bedeutung für die Geschichte der Pflanzenwelt. Zeitschrift d. deutschen u. österr. A.-V. 1892.
54. v. Wöhrmann. Die Fauna der Cardita- und Raiblerschichten. Jahrb. d. geolog. R.-A. 1889.

Nachtrag:

55. W. Hammer. „Draxlehnerkalke“ bei Innsbruck. Verh. d. geol. R.-A. 1897.

Historischer Ueberblick.

Die ersten geognostischen Aufnahmen auf dem Gebiete der südlichen Karwendelketten gehen vom geognostisch-montanistischen Vereine für Tirol und Vorarlberg aus. Im Jahre 1843 machte Klingler im Auftrage dieses Vereines die Aufnahme im Innthal und gab 1844 darüber einen Bericht (Lit. 17), begleitet von einer kleinen Uebersichtsskizze, heraus. In dieser finden sich ausser einer allgemeinen Kalküberdeckung fast nur die nutzbaren Ablagerungen: die „Kreide“ im Gleirschthal und bei Scharnitz, das Salzlager in Hall, die Höttinger Breccie und die Seefelder Asphaltschiefer, ausgeschieden. Ueber die letzteren berichtete 1845 Russegger (Lit. 48) eigens. Diese Schichten sind fast die ersten unseres Gebietes, welche eine eingehende wissenschaftliche Bearbeitung erfahren haben. 1850 beschreibt sie Heckel (Lit. 14). Vor den Seefelderschichten noch leuchte natürlich das Haller Salzlager die Aufmerksamkeit auf sich, doch vorherrschend nur von bergmännischen Kreisen. [Aeltere Literatur siehe bei Richthofen (Lit. 48) und Prinzing (Lit. 44)]. In dritter Linie ist es der Versteinerungsfundort Lafatsch, welcher die Augen der Naturforscher auf sich zog.

1852 erschien die geognostische Karte des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg (Lit. 13). Die Triasstratigraphie damaliger Zeit ist noch wenig entwickelt: Rother Sandstein und Rauchwacke, unterer, mittlerer und

oberer Alpenkalk sind die wichtigsten Ausscheidungen des südlichen Karwendelgebietes. Die jüngeren Ablagerungen am Walderjoch sind noch nicht angegeben. Die Umgrenzungen der einzelnen Schichten sind sehr ungenaue und summarisch. Dagegen sind alle alten und neuen Bergbaue sehr fleissig eingetragen. 1855 gab Prinzing (Lit. 44) eine beschreibende Uebersicht über die geologischen Verhältnisse in der engeren und weiteren Umgebung des Haller Salzbergwerkes, welches eingehend besprochen wird, ohne aber eine feste Ansicht über das Alter desselben zu geben.

1856 trat zum erstenmale A. Pichler mit einer Veröffentlichung über die geologischen Verhältnisse des Karwendels hervor (Lit. 41). Damit beginnt die eigentliche wissenschaftliche Erforschung dieses Gebietes. Von 1856 bis in die letztvergangenen Jahre hat A. v. Pichler fortwährend in kleineren und grösseren „Beiträgen zur Geognosie Tirols“ seine Aufmerksamkeit diesem Gebiete zugewendet. Pichler's Arbeiten zeichnen sich besonders durch die Schärfe der Beobachtung aus und sind für dieses Gebiet grundlegend. Dieser ersten Arbeit von 1856 ist auch eine kleine Kartenskizze beigegeben, die gegenüber der Karte von 1852 bedeutende Fortschritte aufweist. Die Schichtenfolge ist:

Buntsandstein,
 Rauchwacken und Gyps,
 unterer Alpenkalk und Dolomit (Steinsalz und Asphaltschiefer):
 — der ganze Dolomit der Seefelderberge mit den Asphaltschiefern,
 deren angeblich liasisches Alter er bezweifelt, und alle anderen
 Dolomite der Solsteinkette sind mit einbegriffen —
 Carditaschichten (als deren ständiger Bestandtheil schon hier
 die Sandsteine bezeichnet werden),
 oberer Alpenkalk,
 Kössenerschichten,
 Lias.

Hier wird zum erstenmale der Lias und Jura des Walderkammes angeführt und beschrieben. Die Profile sind stark überhöht und geben daher keinen Einblick in den Bau des Gebirges, der auch im Text wenig besprochen wird. 1859 erschien eine grössere, grundlegende Arbeit Pichler's (Lit. 31), in der besonders die stratigraphischen Verhältnisse — die tektonischen Verhältnisse sind bei Pichler gegenüber den stratigraphischen durchwegs stark vernachlässigt — eingehend besprochen werden. Das Salzlager, das bisher und von da an eine Hauptfrage aller geologischen Untersuchungen dieser Gegend bildet, wird eingehend beschrieben, in Betreff des Alters aber hält sich Pichler zurück, „der Ansicht der österreichischen Geologen, welche es der unteren Trias zurechnen, widerspricht er nicht“, doch mit Zweifeln. Das Normalprofil zeigt folgende Neuerungen: Die Carditaschichten liegen ober den oberen Alpenkalk oder wechsellagern mit ihm. Der Seefelder Dolomit erscheint als Mitteldolomit zwischen Cardita- und Kössenerschichten. Die Höttingerbreccie wird als tertiäres Conglomerat bezeichnet und Pichler veröffentlicht hier

zuerst seine Pflanzenfundorte aus dieser Breccie, die später zum Gegenstande so eingehender Untersuchungen geworden sind. Die Bestimmungen sind von Unger. Auch dieser Arbeit sind eine grössere Zahl abermals stark überhöhter Profile beigegeben und eine colorirte Karte. Im gleichen Jahre veröffentlichte Freiherr von Richthofen (Lit. 48) im ersten Theile seiner „Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol“ die Ergebnisse der von ihm und Franz von Hauer für die k. k. geologische Reichsanstalt gemachten Aufnahmen. Wir erfahren, dass diese Herren auch speciell Pichler zu der gleichzeitigen Neubearbeitung seines Gebietes anregten. Im ersten Theile werden die stratigraphischen Verhältnisse für die ganzen Nordalpen gemeinsam behandelt. Wir finden da eine der heutigen in ihren Grundzügen völlig analoge Gliederung:

- Untere Trias: Werfener- und Gutensteinerschichten;
 Obere Trias: Virgloriakalk, wobei auf das Vorkommen am
 Kerschbuchhof hingewiesen wird;
 Partnachsichten,
 Hallstätterkalk oder Arlbergkalk,
 Raiblerschichten;
 Lias: unterer Dachsteindolomit und -Kalk,
 Kössenerschichten,
 oberer Dachsteinkalk u. s. w.

Die Besprechung des tektonischen Baues der einzelnen Theile erscheint für unser Gebiet im zweiten Theile der Arbeit im Jahre 1862 (Lit. 95). Hier wird zum erstenmale der tektonische Bau eingehender besprochen; die Untersuchung ist aber eine so summarische, dass den Geologen der Reichsanstalt die südlichen Ketten des Karwendels sehr einfach gebaut erscheinen. Aus drei durch die Solsteinkette gezogenen Querprofilen wird folgender Bau abgeleitet: Es sind „unter schieferm Winkel zwei gewölbartige Aufbiegungen, welche sich gegen Osten in eine vereinen“; die complicirten Verhältnisse des Salzberges werden ausschliesslich durch die Quellung und das Empordringen des Salzstockes erklärt und als classisches Beispiel einer durch chemische Ursachen hervorgerufenen Störung im Gebirgsbaue bezeichnet, die bei dem so einfachen Bau des Gebirges ringsherum sonst nicht erklärlich erscheine. Ein beigegebenes Idealprofil versinnbildlicht diesen Bau.

Unterdessen hatte Pichler seine Aufnahme fortgesetzt und veröffentlichte 1863 abermals eine grössere Arbeit (Lit. 32) über die Stratigraphie des Karwendel. Pichler gliedert hier folgendermassen:

- Buntsandstein,
 unterer Alpenkalk (Muschelkalk), dabei wird auf die Profile am Kerschbuchhof und an der Pfannenschmiede hingewiesen,
 mittlerer Alpenkalk (Knollenkalk, Virgloriakalk Richthofen's),
 hieher werden auch die schwarzen Mergel und Sandsteine mit Versteinerungen der „echten Carditaschichten“ gerechnet (die erste Andeutung der unteren Carditaschichten), z. B. bei Rattenberg und in der Mühlauerklamm, ferner wird hieher ein Dolomit gerechnet,

„der in einem ununterbrochenen Bande von Absam bis Kranabitten zieht“. Zur Erklärung werden Profile beschrieben durch den Höttingergraben, Weiherburggraben, Mühlankerklamm, Vintlalpe, Thaurerklamm und Zunderkopf und einige ausser dem Gebiete liegende; der ganze Complex wird als Aequivalent der Cassianerschichten bezeichnet, dem die Partnachsichten als local entwickeltes Glied angehören, die aber in dem Gebiete ausdrücklich als nicht vorhanden bezeichnet werden. Der mittlere Alpenkalk wird als erstes Stockwerk des unteren Alpenkeuper bezeichnet; der darüber folgende obere Alpenkalk als zweites und darüber die „eigentlichen Carditaschichten“ als drittes. Darüber folgt dann Mitteldolomit (Hauptdolomit Gumbel's) und Lias. Die zu dieser Abhandlung gehörige Karte erschien 1864 (Lit. 42). Es ist die letzte bis jetzt erschienene Karte. Leider verringern die schlechte kartographische Unterlage und die schlechte technische Ausführung ihren Werth bedeutend.

1866 erschien die umfassende Arbeit Kner's (Lit. 18) über die Fische der Seefelder Fischeiefer. Im gleichen Jahre schrieb Pichler über „Carditaschichten und Hauptdolomit“ (Lit. 28). Betreffs der Partnachsichten wird dasselbe wie 1863 angegeben: „sie kommen zwischen Ellmau und Landeck nicht vor“; andererseits wird die Aehnlichkeit des „mittleren Alpenkalkes“ und der Carditaschichten hervorgehoben, zu deren Unterscheidung nur kleine petrographische Unterschiede verwendbar sind, die Carditaschichten werden in ihrem Vorkommen in der Zirlerklamm eingehend beschrieben. Durch Hinzurechnung mehrerer grosser Dolomitcomplexe wegen der über ihnen noch vorkommenden Mergel erreichen seine Carditaschichten hier eine Mächtigkeit, die Pichler vermuthen lässt, dass alle Dolomite, die im Innthale zwischen Telfs und Zirl vorkommen, noch zu den Carditaschichten zu rechnen sind. Bei Aigenhofen weist sie Pichler noch sicher nach. Schliesslich schlägt Pichler vor, mittleren und oberen Alpenkalk und Carditaschichten zusammen Wettersteingruppe zu nennen, und theilt diese Gruppe in:

- a) Untere Schichten der *Cardita crenata* (untere Carditaschichten = St. Cassianschichten mit *Pterophyllum Jägeri*);
- b) Schichten der *Chemnitzia Rosthorni* (Wettersteinkalk),
- c) obere Schichten der *Cardita crenata* (obere Carditaschichten = Raiblerschichten).

Diese Gruppe wird dann als „unterer Keuper“ in die „obere Trias“ eingereiht. 1868 entdeckte Pichler (Lit. 35) bei der Kumeralpe die Bactryllienmergel der Carditaschichten.

1868 machte E. v. Mojsisovics (Lit. 20) geologische Aufnahmen in der Solsteinkette, und besonders in der Umgebung des Salzbergwerkes. Nach einer vorläufigen Mittheilung 1868 wurden 1869 die Untersuchungsergebnisse zusammen mit Untersuchungen in anderen Theilen der Ostalpen herausgegeben. v. Mojsisovics Lit. (22, 24) brachte eine ganz neue Auffassung in die Profile der Solsteinkette und zieht daraus Schlüsse für die gesammte Gliederung der Trias. Wenn wir das Endresultat vorausnehmen, so ist es die Einbeziehung der „Partnachsichten“ Gumbel's in die Schichtfolge,

welche diesen Umsturz hervorruft. v. Mojsisovics stellt folgende Schichtenreihe in der Solsteinkette auf:

Muschelkalk,
 Partnachsichten (vorherrschend dunkle Mergel, in den oberen Theilen Sandstein; die Versteinerungen sind die der unteren Carditaschichten Pichler's), nach oben übergehend in
 Partnachdolomit. Darüber folgt das
 Haselgebirge von Hall und darüber dunkle Kalke;
 Carditaschichten,
 Wettersteinkalk,
 Seefeldler Dolomit, discordant über den älteren Schichten; und die jüngeren Schichten.

Sehen wir nun die beigegebenen Profile an, so sind alle Mergel und Sandsteine im Gehänge der Solsteinkette, auch die rothen Sandsteine der Thaureralpe und im oberen Göttingengraben als Partnachsichten bezeichnet, der Dolomit des „mittleren Alpenkalks“ Pichler's als Partnachdolomit und ebenso ist der Dolomit des Zunderkopfes, der ganze Kalk und Dolomit des Höchenbergs und der Kalkzug der Thaureralpe und am Zunderkopf als Partnachdolomit eingezeichnet. Die rothen „Draxlebnerkalke“ Pichler's an der Martinswand werden als rothe Sandsteine mit eingebetteten Kalkknollen den Partnachsichten zugewiesen. Dieser Ausdehnung der Partnachsichten zufolge erscheint der Bau des Gebirges noch einfacher als bei Richthofen, dessen Doppelfalte zu einem Muldenschenkel geworden ist! Für den östlichen Theil dieser Mulde ist der Gegenflügel im Hinterauthale (Lafatschthal). Das Salzbergwerk wird eigens behandelt. Seine Stellung ist durch die oben angegebene Schichtfolge schon bezeichnet.

Zu gleicher Zeit zog E. v. Mojsisovics auch die Ammonitenfauna des Kerschbuchhofes in seine Untersuchungen über die Cephalopoden des unteren Muschelkalkes mit ein. — Nach einem Uebergangsstadium mit drei Carditahorizonten (1871) (unter dem Partnachdolomit, unter und ober dem Wettersteinkalk) und nach Aufgeben des mittleren Horizontes (1872) vereint Mojsisovics 1874 (Lit. 21) die unteren mit den oberen wegen Gleichheit der Faunen und stellt damit den Salzstock über den Wettersteinkalk.

1872 wird zum erstenmale das Alluvium der Umgebung Innsbrucks näher beschrieben von Kravogl (Lit. 19).

1874 wählt Mojsisovics (Lit. 21) speciell auch unser Gebiet zur Darlegung seiner Studien über „Faunen und Faciesgebilde“. Mojsisovics hat hier das Verdienst, zum erstenmale in unserem Gebiete auf diesen hier sehr einschneidenden Umstand, der für die tektonische Erklärung von entscheidender Wichtigkeit ist, hingewiesen zu haben. Ohne näher auf einzelne Profile einzugehen, gibt er für die Solsteinkette zwei Faciescomplexe an; einen südlichen, längs des Innthales verlaufenden, mit folgender Schichtreihe:

Virgloriakalk (Kerschbuchhof und Thauer),
Partnachschiechten,
Dolomit und Kalk (Arlbergkalk),
Carditaschiechten;

und einen zweiten, das Wettersteingebirge und den Karwendel bis zum Kamm der Innthalkette umfassend (Wildanger):

Muschelkalk,
Draxlehnerkalk,
Wettersteinkalk,
Carditaschiechten.

Mittlere Partnachschiechten und Wettersteinkalk sind verschiedene Facies derselben Schichte. Pichler's „untere Carditaschiechten“ sind nicht die Partnachschiechten, sondern fallen mit den „oberen Carditaschiechten“ zusammen und liegen demnach immer ober dem Wettersteinkalk oder dessen Aequivalenten.

1874 veröffentlichte A. R. Schmid (Lit. 49) mehrere Arbeiten über den Salzberg vor Allem vom bergmännischen und dann vom historischen Standpunkte aus.

Pichler stimmt den Ansichten Mojsisovics nicht bei (Lit 30), sondern hält seine früher gegebenen Gliederungen mit geringen Aenderungen aufrecht. Auch er verwendet gerade das Profil von Thauer zur Darlegung seiner Ansicht, das sonst den Darlegungen von Mojsisovics am meisten entspricht. Pichler führt folgende Schichtreihe an: Auf den Muschelkalk, der aus

- a) Schichten des *Natica stanensis* (Gutensteiner Kalk),
- b) *Gyroporella pauciforata* (Mühlau),
- c) *Arcestes Studeri* (Virgloriakalk)

besteht, folgen:

untere Carditaschiechten (Partnachschiechten G ü m b e l's),
Draxlehnerkalk

und auf diese die Chemnitzschichten, die hier in zwei Unterabtheilungen getheilt werden — ein Zeichen von Pichler's genauer und fleissiger Beobachtung: eine tiefere Zone „aus grauen, splittrigen, dolomitischen Kalken mit *Halobia obliqua* und *Halobia Lomellii*, und eine höhere aus „lichem, fast dichten, feinkörnigen Kalk und Dolomit mit *Halobia Pichleri* und *Megalodonten*“ bestehend. Darüber liegen dann die oberen Carditaschiechten.

Unterdessen tritt eine andere Frage und ein anderer Schicht-complex in den Vordergrund und nimmt die Geologen und die geologische Literatur dieses Gebietes intensiv in Anspruch. Durch Penck's 1882 erschienene „Vergletscherung der deutschen Alpen“ (Lit. 28) wird die Aufmerksamkeit der Geologen auf die diluvio-glacialen Ablagerungen und besonders auf die Höttingerbreccie, die bisher als tertiäres Conglomerat angesprochen wurde, hingelenkt. Die Frage des Alters der von Pichler in der Höttingerbreccie gefundenen Pflanzenresten wird von verschiedenen Palaeophytologen mit verschiedenen Resultaten beantwortet. Ettinghausen (Lit. 12)

und Stur (Lit. 51 und 52) sind es, welche sich besonders diesen Untersuchungen widmeten und später v. Wettstein (Lit. 53). Die Mehrzahl der Stimmen und die letztausgesprochenen sprechen für das quartäre Alter der Funde. Vom stratigraphischen und tektonischen Standpunkte aus sind es Penck (Lit. 27 und 29) und Böhm (Lit. 11) und vor Allem Blaas (Lit. 3—10), die als Specialisten dafür auftreten. Wir wollen hier nicht auf die Entwicklung der einzelnen Ansichten eingehen, denn dies ist in Blaas' Schriften weit besser und genauer, als es hier möglich wäre, geschehen. Besonders hervorheben wollen wir die 1885 erschienene grössere Arbeit Blaas' (Lit. 9), in der das ganze Gebiet der Solsteinkette und Umgebung zusammenhängend und eingehend beschrieben wird. Jedenfalls ist das Gebiet der Solsteinkette durch alle diese Untersuchungen zu einem „classischen“ Orte für Glacialgeologie geworden und die Reihe der grossen geologischen Fragen und Entdeckungen, welche gerade von unserem Gebiete ausgingen oder für die unser Gebiet besonders wichtig ist, um eine weitere vermehrt worden.

1888 erschien Rothpletz' Arbeit (Lit. 47) über das Karwendelgebirge und die dazu gehörige geologische Karte. Beide reichen im Süden aber nur bis zum Hinterau- und Vomperthal. Trotzdem ist diese Arbeit aber auch für die beiden südlichen Ketten des Karwendels von Bedeutung, und zwar besonders für die allgemeine Auffassung ihres tektonischen Baues. Das Karwendelgebirge wird von Rothpletz als ein gefaltetes Schollengebirge dargestellt; die Karte zeigt uns eine ins Kleinste gehende Zertrümmerung, die Profile und der Text geben uns das Bild complicirter Hebungen, Senkungen und Ueberschiebung, durch die hindurch nur verschleiert die grossen Faltungszüge zu erkennen sind. Damit ist auch für das südlich anstehende Gebiet ein naheliegender Fingerzeig gegeben in Rücksicht auf die vollständige Zugehörigkeit dieses Theiles zum ganzen Karwendel. In stratigraphischer Hinsicht ist es die Einführung der Myophorienschichten, welche ein neues Moment in die Stratigraphie des Karwendelgebirges bringt und für welche auch die Uebertragung auf den restlichen Theil des Karwendels nahe läge, zu dem an der Pfannenschmiede diese Schichten direct auf unser Gebiet übertreten.

Im selben Jahre gibt uns v. Isser (Lit. 15) eine genaue Beschreibung des Seefelder Asphaltvorkommens und seines Abbaues.

Im Uebrigen wendete sich die geologische Forschung der neueren Zeit mehr anderen Gebieten zu, und nur ab und zu wurde unser Gebiet noch durch Fragen allgemeiner Natur gestreift. Die grösste Aufmerksamkeit bleibt den glacialen Vorkommnissen zugewandt. 1890 gab Blaas (Lit. 6) eine genaue Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung Innsbrucks heraus; 1892 erschien Wettstein's (Lit. 53) Arbeit über die fossile Flora der Höttingerbreccie.

Von anderen geologischen Problemen ist es das alte Problem der Triasgliederung, durch das unser Gebiet öfters gestreift wurde. So ist der Wildanger (Lit. 2) durch seine Versteinerungen für die Frage des Alters des Wettersteinkalkes bedeutend geworden. Als ein geradezu classisches Gebiet für das Studium der Raiblerschichten

finden wir die Fundstellen Erlsattel und Halleranger eingehend in v. Wöhrmann's (Lit. 54) Arbeiten über diese Schichten behandelt. Rothpletz stellte 1893 als Unterabtheilung der Raiblerschichten die „Hallerschichten“ auf nach ihrem besten Vorkommen am Halleranger. Auch Skouphos (Lit. 50) streift bei seinen Untersuchungen über Partnach- und Raiblerschichten unser Gebiet. In seinem „Querschnitt durch die Ostalpen“ suchte Rothpletz (Lit. 46) die Höttingerbreccie als neogene Meeresablagerung zu erklären, eine Ansicht, die bei ortskundigen Kennern (Lit. 7) keinen Beifall fand. Endlich hat noch J. A. Bargmann (Lit. 1) in letzter Zeit interessante Untersuchungen über die jüngsten Alluvionen im Gleirschthale angestellt.

Stratigraphie.

An dem Aufbau des Gebirges betheiligen sich folgende Schichten:

1. Buntsandstein.
2. Muschelkalk

}	unterer	}	(a) Reichenhallerschichten, Myophorienschichten Rothpletz', Schichten mit <i>Natica Stanensis</i> <i>Pichler</i> ,	}	Gutensteiner-schichten.
	mittlerer		(b) Gastropodenhorizont Rothpletz', (c) Brachiopodenhorizont Rothpletz', Recoarokalk Stur's.		
	oberer		(d) Ammonitenhorizont Rothpletz', Reiflinger Kalk.		
3. Partnachschiechten.
4. Wettersteinschiechten.
5. Raiblerschiechten.
6. Hauptdolomit und Plattenkalk.
7. Kössenerschiechten.
8. Lias.
9. Jura.
10. Quartäre Ablagerungen.

1. Buntsandstein.

Die älteste, noch aufgeschlossene Ablagerung ist der Buntsandstein. Das Liegende desselben tritt nirgends zu Tage.

Petrographische Beschreibung.

Diese Schichte ist nur durch den petrographischen Charakter und ihre Lagerung gekennzeichnet, da Versteinerungen in unserem Gebiete nicht vorkommen. Der Buntsandstein besteht hier aus vorherrschend rothem, aber auch hellgrünem oder weisslichen, festen Sandsteine, der meist mehr oder weniger feinkörnig ist, in den Aufschlüssen ober dem Purenhofe aber auch ein grobconglomeratisches

Gefüge zeigt. Er ist vorherrschend Quarzsandstein. In seltenen Fällen findet man in ihm auch kleine Stückchen von krystallinen Gesteinen. Zwischen den Sandsteinen liegen dann noch intensiv rothe, weiche Mergel. Einen constanten Horizont bilden dieselben aber nicht. Schichtung zeigt der Buntsandstein nur in den festen Bänken, z. B. im Höttingergraben oder bei der Vintalpe und ober dem Purnhof.

Die rothen Mergel machen den Buntsandstein zu einem ausgezeichneten Quellenhorizont im Gehänge der Solsteinkette und machen sich in der Bodenform als Terrassen und feuchte Plätze bemerkbar.

2. Muschelkalk.

Unterer Muschelkalk.

a) Reichenhällerschichten.

(Myophorienschichten Rothpletz')

Petrographische Beschreibung.

Ueber dem rothen Sandstein liegt fast durchwegs eine gelbliche Rauchwacke, die stellenweise noch Stückchen von rothem Sandstein enthält. Bei der Thaureralpe liegen ober dem Buntsandstein Rauchwacke, dolomitische Breccien und Kalke (dunkle). Am Gehänge ober dem Kerschbuchhofe und am Achselkopf liegen bedeutende Dolomit-complexe zwischen Buntsandstein und deutlichem Muschelkalk. Ebenso liegt unter dem Muschelkalk des Thaurerschlosshügels Dolomit. Im oberen Theile der Mühlauerklamm liegen zwischen Buntsandstein und Muschelkalk Rauchwacken und dunkle Kalke. Im unteren Theile des Höttingerthales endlich liegen im Zusammenhang mit Rauchwacken auch schwarze Mergel, ähnlich wie an der Pfannenschmiede.

Versteinerungen liegen aus diesen Gesteinen keine vor. Sie bilden in unserem Gebiete schon wegen der eigenartigen Zusammensetzung eine selbständige Erscheinung, über deren Altersverhältnisse sich ausser der Einschaltung zwischen Buntsandstein und mittlerem Muschelkalk wenig Sicheres sagen lässt. Wenn man die östlicheren Alpen zum Vergleich heranzieht, so dürfte man, worauf uns Dr. A. Bittner freundlichst aufmerksam machte, nicht fehl gehen, wenn man sie den Reichenhällerschichten gleichstellt. Aehnliche Gebilde wurden im Karwendelgebirge von Rothpletz als Myophorienschichten bezeichnet.

Das Haller Salzlager.

In diesen Schichten liegt an der Buntsandsteingrenze als lagerförmiges Glied der Salzstock des Hallthales, der aus Gyps, Anhydrit, Salzthon, reinem Salz in geringen Mengen und einigen in Folgendem angeführten Bestandtheilen zusammengesetzt ist. Die Gründe, welche für eine Einreihung des Salzstockes in diese Schichte sprechen, sind folgende:

1. Die Lagerung des Salzstockes — das Nähere derselben siehe im tektonischen Theile der Arbeit — ist so, dass sie mit der der Reichenhällerschichten gut vereinbar ist, während die Auffassung des

Salzlagers als Theil der Raiblerschichten, denen man dasselbe sonst zurechnen könnte, so grosse Ueberstürzungen und Ueberschiebungen nöthig macht, dass in der Umgebung keine hinreichende Spuren dafür vorhanden sind. Das Salzlager liegt ganz unter den Muschelkalk-Wettersteinkalkmassen des Wildanger; im Bergwerk wurden im Hangenden Rauchwacke und heller Kalk, wie er im mittleren Theile des Muschelkalkes am Wildanger vorkommt, angefahren. Man müsste also eine vollständige, weit ausgedehnte Unterlagerung des Muschelkalkes und Wettersteinkalkes durch die Raiblerschichten annehmen.

2. Es sind im Westverlauf des Buntsandsteines in der Nähe der Thaureralpe zwischen Buntsandstein und den Dolomiten und Rauchwacken im Liegenden des Muschelkalkes und Wettersteinkalkes Salzthone aufgeschürft worden.

3. Im Bergwerke selbst sind im Haselgebirge häufig kleinere und grössere Stücke grüner und rother Sandsteine enthalten, wie sie in genau derselben Entwicklung der Buntsandstein der Umgebung zeigt, während sie in den Raiblerschichten des Karwendels nicht vorkommen. Von den in der ganzen Umgebung des Bergwerkes äusserst charakteristisch, versteinierungsreich entwickelten Raiblerschichten ist nach Aussage der Bergbeamten keine Spur bisher in der Grube gefunden worden. Die dunklen Kalke, die häufig wohlgeschichtet im dolomitischen Anhydrit eingeschlossen liegen, haben auch mit den Kalken der Reichenhallschichten mehr Aehnlichkeit als mit den Raiblerschichten.

4. Während im übrigen Karwendel in den Myophorienschichten Rothpletz' mehrfach ausgelaugte Salzstöcke liegen, ist in den Nordalpen in den Raiblerschichten bisher kein Vorkommen eines Salzlagers bekannt geworden.

5. Das Profil in der Mitterbergrunse, das von Mojsisovics (Lit. 24) als besonders beweisend für seine Einreihung des Salzlagers direct unter die Carditaschichten eingehend beschrieben wird, berechtigt nicht zur Annahme, dass die dort vorkommenden Salzthone in oder direct unter den Raiblerschichten liegen, weil es eine Stelle grosser Gestörtheit ist, die allerdings Rauchwacken und Salzthone mit Wettersteinkalk und Raiblerschichten in nächste Lagerbeziehung bringt. Die tief eingebrochene, westliche Cartellerscholle erreicht dort ihr Ende. Nordwestlich erscheinen Rauchwacken des Salzlagers in bedeutend höherer Lage. In der Gegend des Issjöchls und seiner nordwestlichen und nördlichen Umgebung ragt offenbar der Rauchwackenmantel des Salzstockes höher herauf oder ist weniger erodirt und kommt so an Verwerfungen mit Sandsteinen und Oolithen und mit Stücken dunklen und lichten Kalkes der Raiblerschichten in ein Niveau. So liegen in der Mitterbergrunse auf den ausgehenden Raiblersandsteinen Salzthone, daneben dolomitische Breccie und höher als beide eine Bank grellweissen Kalkes, während gegen das Issjöchl ein Thurm dunklen Kalkes den Rauchwacken entragt. Aus diesem Aufschlusse kann man doch schwer einen Schluss auf die Zugehörigkeit des Salzlagers ziehen, zu dem es auffallend ist, wie die regelrecht entwickelten Raiblerschichten fast genau dort aufhören, wo die Wettersteinkalkbank im Liegenden abbricht. Es müsste

diese scheinbare Ueberlagerung durch Salzthone, die 8—10 m weit reicht, gerade das Ende der salzhältigen Facies der Raiblerschichten darstellen.

b) Gastropodenhorizont Rothpletz'.

Petrographische Beschreibung.

Ueber den Gesteinen der Reichenhällerschichten erscheinen zunächst dunkelgraue bis schwarze Kalke, die meist gut geschichtet und manchmal dünnbankig sind. Stellenweise besitzen sie auch eine kleinknollige Oberfläche.

Von Versteinerungen liegen nur nicht näher bestimmbare Korallen und die *Gyroporella aequalis* von Gümbel vor.

Sie können ihrer Gesteinsbeschaffenheit und Lagerung nach als Gastropodenhorizont nach Rothpletz bezeichnet werden.

Mittlerer Muschelkalk.

c) Brachiopodenhorizont Rothpletz'.

Petrographische Beschreibung.

Ueber den dunklen Kalken des unteren Muschelkalks treten fast durchgehends hellgraue Kalke auf, die an den meisten Stellen durch den Reichthum an Crinoidenstielgliedern gekennzeichnet sind. Gleichzeitig damit tritt eine krystalline Ausbildung des Kalkes ein.

Palaeontologische Beschreibung.

Dünne Lagen dieses Kalkes sind reich an Versteinerungen. Aus diesen Kalken sind die von Dr. Bittner bestimmten Muschelkalkbrachiopoden des Wildanger, deren Fundort irrthümlich in den Wettersteinkalk verlegt worden war (Lit. 2), wie uns Herr P. J. Gremblich, der dieselben gesammelt hat, ausdrücklich bemerkte. In diesem Horizont sind auch die etwas rauchwackigen Kalke der oberen Mühlauerklamm, in welchen wir eine Anzahl Brachiopoden fanden. Man kann diesen Horizont seiner Versteinerungen halber mit Rothpletz als Brachiopodenhorizont des Muschelkalkes bezeichnen.

Versteinerungen.

Von P. Gremblich am Wildanger gesammelt und von Dr. A. Bittner veröffentlicht:

- Waldheimia* aff. *angustaeformis* Boeckh.
Rhynchonella decurtata Gir. var. *vivida* Bittn.
Spirigera trigonella Schloth. sp.
Spiriferina Mentzeli Dkr. sp.
 „ *manca* Bittn.
 „ *spec. ind.*

Von uns in der Mühlauerklamm gesammelt:

Waldheimia angustaeformis Boeckh.

„ *nov. spec.?*

Rhynchonella aus der *decurtata*-Gruppe *nov. spec.?*

Spiriferina (*Mentzelia*) *Köveskallensis* Suess.

Pecten sp. aus der Verwandtschaft des *Pecten Margheritae* Hauer

Pecten, *Aviculopecten* sp.

Oberer Muschelkalk.

d) Ammonitenhorizont Rothpletz', Reiflinger Kalk.

Petrographische Beschreibung.

Ueber dem Brachiopodenhorizont liegen dichte, hellgraue oder gelblichrothe bis dunkelrothe Kalke, deren Schichtflächen grossknollig sind. Das Gestein ist von ganz dünnen, fleckig angeordneten, rothen, grünen oder gelben Mergelschlieren durchzogen, die manchmal so überhand nehmen, dass der Kalk in lauter einzelne, linsenförmige Knollen von der Grösse kleinerer Muschelkalk-Ammoniten aufgelöst erscheint; manche Bänke sind aber auch aus ganz kleinen, etwa bohnen-grossen Knollen zusammengesetzt. An anderen Stellen tritt der knollige Charakter zurück und die Schichtflächen sind mit länglichen, eigentümlich geschlungenen und sich kreuzenden Wulsten von Federkiel-dicke bedeckt, während die wulstigen Schichtflächen gelbbraun gefärbt sind. Die eingelagerten Mergel erlangen stellenweise eine bedeutende Mächtigkeit, so z. B. am Kerschbuchhofe, oder die grünen, porzellanartigen Mergel am Wildanger, welche eine Mächtigkeit von mehreren Metern besitzen. — In den höchsten Horizonten der mergelfleckigen Kalke verliert sich der Mergelgehalt meist, dafür nimmt hier der Gehalt an Hornsteinknollen, der für diesen ganzen oberen Muschelkalk charakteristisch ist, zu; diese treten dann als gelbliche, runzelige Warzen an die Oberfläche hervor oder sind wie am Höhenberg auch roth gefärbt. Im Muschelkalkzuge vom Kerschbuchhofe bis zur Arzlerscharte treten unter der mergelfleckigen Kalke röthliche Rauchwacken auf, die in der Gegend der Wasserschroffen bis zur Arzler Jägerhütte eine grosse Mächtigkeit erlangen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der mergelfleckigen Kalke ist meist ziemlich gering, etwa 5—30 m; im Ganzen erreicht der obere Muschelkalk, besonders dort, wo Rauchwacken stark entwickelt sind, wohl eine Mächtigkeit von 150 m. Da nicht überall alle Theile des Muschelkalks entwickelt oder nicht nachweisbar sind, ist eine Schätzung der Mächtigkeit schwer möglich. Am constantesten sind die roth- oder grünmergeligen Kalke und die hornsteinreichen Kalke entwickelt, so dass diese Gesteine einen der best zu verfolgenden Horizonte in den tektonischen Labyrinthen der Solsteinkette bilden.

Palaeontologische Beschreibung.

Die linsenförmigen Knollen, welche die knollige Oberfläche hervorrufen und bei stark mergeliger Entwicklung sich absondern, scheinen fast durchwegs auf Ammoniten zurückzuführen zu sein, da

man alle Uebergänge von deutlichen Ammoniten zu den Knollen findet, und andererseits in vielen dieser sonst undeutlichen Knollen durch Anschleifen die Kammerscheidewände sichtbar machen kann. E. v. Mojsisovics (die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, Abhandl. d. geol. R.-A., X. Bd.) veröffentlichte aus diesem oberen Muschelkalken vom Kerschbuchhofe:

Arcestes Studeri Hauer
 „ *Bramantei* Mojs.
Nautilus Pichleri Hauer
 „ *quadrangulus*
Pleuromutilus Mosis Mojs.

Pichler fand am Kerschbuchhofe:

Ceratites binodosus
Orthoceras sp.
Spirigera trigonella

in den „wulstigen Kalken der Seegrube“

Encrinurus liliformis

und in den „Draxlehnmerkalken“ der Martinswand (Lit. 37)

Daonella Taramelli
 „ *parthanensis*.

Bei Bittner (Lit. 58) finden wir angegeben vom Kerschbuchhofe

Rhynchonella trinodosi.

Im geologisch-palaeontologischen Institute der Universität Innsbruck liegen:

Nautilus bidorsatus (Kerschbuchhof)
Ammonites Studeri „
Nautilus Pichleri „

Im Museum Ferdinandeum in Innsbruck liegt vom Kerschbuchhofe eine

Rhynchonella semiplecta (identisch mit *Rh. trinodosi* Bittn., siehe oben) vor.

Herr P. J. Gremlich in Hall fand am Wildanger:

Orthoceras campanile Mojsisov.
Pleuromutilus Pichleri „
Arcestes Bramantei „
Ptychites flexuosus „
Ceratites trinodosus
Sturia Sansovinii

Eigene Funde:

Höhenberg: *Orthoceras* sp.

Mühlauerklamm (Schusterberg):

Proarcestes sp. ind.
Atractites
Orthoceras sp.

Megaphyllites sp. ind.
Meekoceras (*Beyrichites*) sp. ind.
Ptychites flexuosus Mojs.

Klammeck: *Daonella parthanensis* Schafh.

Höttinger Alpe:

Spirigera cf. *Sturi* Boeckh.
Rhynchonella (*Norella*) cf. *refractifrons* Bittn.
 trinodosi Bittn.
Spiriferina cf. *ptychitiphila* Bittn.
Rhynchonella vivida Bittn.
Terebratula cf. *vulgaris* Schloth.
Lima sp.
Pecten (*Entolium*) sp.
Macrodon sp.

Gehänge der Kaminspitzen und Mühlauerklamm:

Pleuonautilus semicostatus Beyr.
 ind.
Orthoceras campanile Mojs.
Atractites sp. ind.
Ceratites trinodosus Mojs.
 Beyrichi " ?
 nov. f.
Meekoceras (*Beyrichites*) *reuttense* Beyr.
 maturum Mojs. ?
Ptychites flexuosus Mojs.
 acutus " "
 gibbus " "
 megalodiscus Mojs.
Gymnites incultus Beyr.
 Palmi Mojs. ?
Monophyllites sphaerophyllus Hau.
Pinacoceras sp. ind.
Psilocladiscites molaris Hauer
Proarcestes Bramantei Mojs.
 Escheri " "
 ind.

Diese Kalke repräsentiren also in Folge ihrer Fauna genau die Zone des *Ceratites trinodosus* Mojs. (Schreyeralmschichten Mojsisovics'), was bisher nur von dem Vorkommen am Kerschbuchhofe bekannt war. Diese Kalke hat Pichler als Draxlehnerkalke bezeichnet. Da aber das Alter der zu dieser Namensgebung verwendeten Kalke von Draxlehen bis jetzt noch nicht sicher steht, so kann dieser Name nicht verwendet werden und wir schlagen vor, diese Kalke, da sie dem Ammonitenhorizont in Rothpletz' „Karwendelgebirge“ (Lit. 47) entsprechen, sie auch mit diesem Namen zu bezeichnen. Im Uebrigen sei hier auf die Mittheilung in den Verhandlungen der geologischen Reichs-Anstalt 1898 verwiesen.

In den auf den Muschelkalk folgenden Ablagerungen tritt eine mächtige Verschiedenheit der Ablagerungsgebiete ein, die zunächst näher besprochen werden soll.

Faciesbildungen.

(Partnachsichten, Wettersteinkalke.)

Die Solsteinkette ist zur Beleuchtung jener Faciesschwankungen, die im obersten Muschelkalke beginnen, in den Partnach- und Wettersteinschichten ihre grösste Ausbildung erlangen und mit den Raiblerschichten wieder ausgeglichen werden, besonders geeignet. Es sind hauptsächlich zwei verschiedene Facies, die hier auftreten und gegen Osten Uebergänge zu einer dritten zeigen.

Beschreibung der einzelnen Facies.

I. Karwendelentwicklung. Muschelkalk, in den oberen Lagen als Ammonitenhorizont in den verschiedenen Abänderungen entwickelt; darauf folgen wieder dunkelgraue Kalke, die meist schon zum Wettersteinkalk gerechnet werden — Pichler's unterer Theil des Wettersteinkalkes — da sie ähnlich verwittern, die aber Versteinerungen der Partnachsichten führen und also wohl die Partnachmergel vertreten. (Näheres darüber später.) Diese grauen Kalke gehen nach oben in den hellgrauen Wettersteinkalk über, der dann scharf gegen die Raiblerschichten abgrenzt.

II. Innthalentwicklung. Auf die knolligen Bänke des oberen Muschelkalkes folgen mehrere Mergelzüge (im grossen Ganzen zwei) durch Kalkbänke getrennt: die gewöhnlichen Partnachschichten (näheres später). Darauf folgt bei Thauer (einziger guter Aufschluss der Facies) ein grauer, zertrümmerter Dolomit, über den concordant mit Partnachsichten und Muschelkalk die sicheren Raiblerschichten folgen. Dieser Dolomit scheint daher den oberen Wettersteinkalk zu vertreten, während die Partnachmergel und Kalkcomplexe die unteren Theile des Wettersteinkalkes (Partnachkalke) vertreten dürften.

Bei Martinsbühel ist eine Stelle gegeben, wo die Partnachsichten noch zwischen Wetterstein- und Muschelkalk jenes Schichtzuges liegen, der im östlichen Verlauf die Karwendelfacies zeigt. Sie bilden dort zwei mächtige Mergelzüge, die östlich von Martinsbühel völlig auskeilen, während im östlichen Theile des Höhenberges zwischen Muschelkalk und hellem Wettersteinkalk die dunklen unteren Kalke der Wettersteinschichten liegen.

Gleichzeitig sind wir bei Zirl in einem Theile des Wettersteinkalkes angelangt, der zwischen Raiblerschichten und Partnachmergel auf etwa 400 m einschrumpft; dann versinkt er unter den Alluvionen der Thalsohle und taucht nicht mehr auf, während seine ihn einschliessenden Begleiter bei Mötzt in concordanter Lagerung erscheinen (Lit. 50).

Zwischen den beiden so verschiedenen Zügen der Karwendelfacies, welche den Kamm der Solsteinkette bildet, und der Innthal-

facies, welche die unteren Gehänge derselben einnimmt, taucht ein schmaler Streifen von Wettersteinkalk auf, der von der Vintlalpe bis zum Hackl ober Absam streicht und durch seine auffallend geringe Mächtigkeit einen Uebergang zwischen den grossen Verschiedenheiten der beiderseitigen Entwicklungen bildet. Zwischen den zu diesem mittleren Zuge gehörigen Partnachmergeln und dem Wettersteinkalk liegt zwischen Gaschaffl und Weiss-Reissen ein schmaler Dolomitzug, den man wohl auch als Uebergangsglied zur Karwendelfacies auffassen kann, indem hier die Wettersteinschichten noch theils durch Dolomit, theils durch echten Wettersteinkalk vertreten sind.

Oestlich von Thaur tritt noch ein Uebergang zu der von Schlosser und Böse nachgewiesenen Triasentwicklung¹⁾ des Unterinntales ein. Ueber den Partnachschiechten folgt ein grauer, zerklüfteter Dolomit, auf den in der Thaurerklamm die Raiblerschichten folgen, die aber gleich nördlich vom Romediuskirchlein (ober Thaur) in der Winterkühl in Dolomit übergehen, der sich mit dem darunter liegenden und dem darauffolgenden Dolomit zu einer gewaltigen, nur durch einen schmalen Rauchwackestreif getrennten Masse vereint, die den ganzen Vorberg des Zunderkopfes bildet; die Verhältnisse sind also denen von Böse von Ramsau in Berchtesgaden ähnlich, was die westliche Grenze dieser Facies bis Thaur herauf verlegen würde.

Daraus ersieht man, wie die Gegend der jetzigen Solsteinkette in der Zeit der Ablagerung der oberen Trias vom Muschelkalk aufwärts der Schauplatz grosser Verschiedenheiten der Ablagerungsbedingungen war. Es nähern sich hier von West und Ost zwei weit-ausgedehnte Faciesgebiete, während die Richtung des Gebirges die Ostwestgrenze einer weiteren Entwicklungsverschiedenheit ist: von West die Vorarlberger Entwicklung bei Mötz (Muschelkalk, Partnachschiechten, Raiblerschichten²⁾), von Ost die Unterinntaler-Entwicklung, wo der Dolomit mit nur stellenweiser Einlagerung von Mergelschichten vom Buntsandstein bis zum Dachsteinkalk reicht — beide Entwicklungen mit dem Gemeinsamen, dass der Wettersteinkalk nicht als solcher entwickelt ist; — dem gegenüber die Karwendelfacies mit den gewaltigen Massen des hellen Kalkes.

3. Partnachschiechten.

Hier sind zunächst die Partnachschiechten im engeren, älteren Sinne gemeint, also die Kalkmergelcomplexe, während die auch hierher gehörigen unteren Horizonte des Wettersteinkalkes, des Zusammenhanges mit den früheren Auffassungen wegen, bei den Wettersteinschiechten besprochen werden sollten.

¹⁾ E. Böse. Weitere Beiträge zur Gliederung der Trias in Berchtesgaden und in Salzburg. Verh. d. k. geol. R.-A. 1895.

— Zur Gliederung der Trias in Berchtesgaden. N. J. f. Min. etc. 1895.

Schlosser. Zur Geologie Nordtirols. Verh. der k. k. geol. R.-A. 1895.

²⁾ Th. Skouphos. Die Entwicklung und Verbreitung der Partnachschiechten in Vorarlberg und Liechtenstein. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1893.

Petrographische Beschreibung.

Die Partnachsichten i. e. S. bestehen aus Mergeln, Kalken und Dolomiten. Sandsteine fehlen diesen Schichten vollständig, was ein zur Unterscheidung von den petrographisch ähnlichen Raiblerschichten sehr werthvolles Merkmal ist. Die Mergel sind schwarz und fein geschiefert und von zahllosen Sprüngen und Spalten durchsetzt, so dass sie an festeren Partien der Schichten in griffelförmige Stücke, an weicheren in seidenglänzende Blättchen und Grus zerfallen, was wohl darauf zurückzuführen ist, dass sich an ihnen die gebirgsbildenden Kräfte am meisten geltend machen und ausgleichen. Zwischen diesen schiefrigen Partien liegen in Abständen feste, muschelig brechende Bänke von schwarzem Mergelkalk von 1—2 dm Dicke.

Häufig liegen diese mergeligen Kalke aber auch als decimeterdicke, linsenförmige Stücke zwischen den Mergeln eingeschlossen und diese Lagerung ist besonders charakteristisch für die Partnachsichten.

Die Kalke der Partnachsichten.

Die Kalke der Partnachsichten sind feste, graue Kalke, die dickbänkgig geschichtet sind. Ueber ihnen liegt in der Thaurerklamm ein Dolomit, der sich wenig von den anderen Dolomiten dieser Gegend unterscheidet. Die Reihenfolge der Gesteinselemente in den beiden hauptsächlich in Betracht kommenden Aufschlüssen dieser Schichte in der Thaurerklamm und am Höchenberg, kurz östlich vom Martinbühel ist ziemlich analog; zwei grössere Mergelcomplexe, die von einem Kalkzug, der bei Thaurer ungefähr 20 m, am Höchenberg aber sehr gering mächtig ist, getrennt werden. Am Höchenberg folgen auf den zweiten Mergelcomplex dickbänkgige, graue Kalke, die nach oben allmählig in die hier ungeschichtete Masse des Wettersteinkalkes übergehen, während bei Thaurer der oben genannte Dolomit folgt.

Mächtigkeit. Am Höchenberg ungefähr 150 m, bei Thaurer ungefähr 500 m, wovon ungefähr 300 m auf den Dolomit entfallen.

Von Fossilien fanden wir nur in der mittleren Kalkbank bei Thaurer die *Daonella parthanensis*, die auch Pichler an eben demselben Fundort gefunden hat. Ausserdem gibt Pichler von diesem Ort an:

Chondrites prodromus
Bactryllium canaliculatum.

Die Mergel geben schon wegen ihrer ausserordentlichen Zertrümmerung wenig Aussicht auf Auffindung von Fossilien.

4. Wettersteinschichten.

Partnackalke und Wettersteinkalk.

Petrographische Beschreibung.

Es liegen in dieser Stufe fast durchwegs graue Kalke mit bleigrauer Verwitterungsfarbe vor. Doch fehlen auch nicht eine ganze

Menge von Farbenabänderungen von feinkörnigem, fast weissem Kalk bis zu dunkelgrauen Lagen. Häufig findet sich auch, besonders bei recht zersplittertem Gesteine, gelbe bis grellrothe Verwitterungsfarbe. In den obersten Horizonten treten stellenweise, z. B. am Höchenberge, Dolomit und dolomitische Kalke ganz von der Farbe des hellen Wettersteinkalkes auf. Sie gehen nach unten allmählig in den Kalk über. Die Kalke brausen mit Säure stark auf. Sie brechen leicht in kleinere, würfelähnliche Stücke, die, wenn die Kanten abgestossen sind, leicht ins Rollen gerathen. Die Folge davon sind die langen hellen Schuttströme im Gleierschthale, die eine solche Riesenentfaltung gewonnen haben, dass sie Bargmann (Lit. 1) zu seinen Studien über jüngste Ablagerungen als Musterausbildung verwendete. Auch die Kare sind fast ausschliesslich in die Wettersteinschichten eingelagert, von denen das Gleierschthale zu beiden Seiten wunderschön ausgebildete enthält. Die Dolomite zeigen Zerspaltung und Verwitterung in ganz kleine Stückchen und geben daher dem Pflanzenwuchse besseren Boden. Die Wettersteinschichten sind in unserem Gebiete fast ausnahmslose schön geschichtet, nur am Höchenberge liegt ein grösstentheils ungeschichteter Block vor:

Die grossoolithische Structur dieser Kalke ist schon oft erwähnt worden. Sie ist auch in unserem Gebiete überall zu sehen; am schönsten auf den Kaminspitzen. Auch die Versteinerungen sind oft von Oolithrinden umschlossen, und umgekehrt füllen oft oolithische Gebilde die Hohlräume der Versteinerungen aus.

Mächtigkeit. Der gesammte Wettersteinkalk ist der mächtigste Schichtcomplex des Gebietes. Er erreicht an den Nordhängen der Solsteinkette eine Mächtigkeit von mindestens 1300 *m*, stellenweise wohl bis zu 1500 *m*, wobei die unteren Horizonte am Hauptkamm der Solsteinkette nicht mitgerechnet sind. Nur am Höchenberge ist seine Mächtigkeit auf wenige 100 *m* beschränkt und noch mehr an dem oben erwähnten mittleren Zuge.

Gliederung der Wettersteinschichten.

Leicht kann man schon blos mit petrographischen Merkmalen den ganzen Wettersteincomplex in zwei Theile zerlegen. Allerorts macht man die Beobachtung, die wohl Pichler zuerst gethan, dass im Liegenden dunklere Kalke auftreten, die gegen das Hangende zu lichter werden und dann stellenweise in Dolomit übergehen. Diese dunkleren Kalke sind es auch, die weit eher Versteinerungen liefern, als die oberen helleren Lagen. Vom Frauhüttsattel bis beinahe zum Thörl krönen diese Kalke die Höhen des Innthals und sind in unserem Gebiet nur auf diesen zu sehen. Sie zeigen die oolithische Structur in der schönsten Ausbildung.

Palaeontologische Beschreibung.

Ebenso wie sich die zwei Stufen dem Gesteine nach unterscheiden, unterscheiden sie sich nach den Versteinerungen. Die unteren dunklen Kalke enthalten eine Fauna, welche gutentheils der der Partnachsichten entspricht. Die hellen oberen Kalke

dagegen enthalten fast nur die dickwandigen Thurmschnecken, die dem Wettersteinkalk den Namen der Chemnitzschichten gegeben haben. Ausserdem enthalten sie besonders im Gleierschkamme noch zahllose, 1 cm lange oder noch kleinere, oft sternförmig angeordnete, messerstichartige Vertiefungen, die im frischen Bruch oft zum Theil mit einer röthlichen, porösen Masse erfüllt sind, z. B. im Riegelkar.

Versteinerungen der Partnachkalke
(unterer Horizont des Wettersteinkalkes).

Von den von Pichler veröffentlichten Fossilien des Wettersteinkalkes dürften ziemlich sicher aus den unteren Horizonten sein:

<i>Inoceramus oenipontanus</i> , Höttingergraben (Lit. 30)	Pichler.
<i>Monotis salinaria</i> (<i>Halobia Lommeli</i>)	(Lit. 31)
<i>Monotis lineata</i>	} Arzlerscharte (Lit. 34)
<i>Avicula lineata</i>	
<i>Terebratula angusta</i> „untere Chemnitzschichten“, Höttingeralm (Lit. 30).	
<i>Nullipora annulata</i> }	} Brandjoch (Lit. 31)
<i>Chaetetes annulatus</i> }	

Ebenso gehört hierher der von Mojsisovics (Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz l. c.) am Höttingerberg gefundene

Megaphyllites oenipontanus Mojs.

In dem geologisch-palaeontologischen Institute der Universität Innsbruck liegt:

Ammonites Jarbas, Frauhiitt.
Pecten formosus, Hötting.
Pinacoceras aus der Verwandtschaft der *P. sandalinum* Mojs., Hötting.

Ob diese 3 letzteren Stücke aus dem unteren Wassersteinkalke sind, ist nicht sicher!

Eigene Funde:

Sattelspitze: *Daonella parthanensis*.

Gehänge des Wildangers:

Aviculopecten cf. *Wissmanni* Münster.
Cidaris spec. nov.?
Ellipsactinia.

Mühlauerklamm (Arzlerreise):

Orthoceras sp.
Atractites sp.
Megaphyllites oenipontanus Mojs.
 ? *Sageceras* sp.
Mysidioptera sp. nova (verwandt mit *Mysidioptera fassaensis* Salom. u. *M. Klipsteiniana* und *Ampezzoana* Biltner).

- Pecten cf. stenodictyus* Salomon.
Rhynchonella protractifrons Büttn. (die Form Salomon's von der Marinolata).
Spiriferina Cassiana Laube.
Avicolythyris cf. angusta Schloth.
Daonella obliqua Mojs. (*deseccata* Schafh.)
Daonella Pichleri Mojs.
Terquemia sp. (nov.?)
Calamophyllia sp.
Colospongia.
Traumatocrinus sp. (*Porocrinus*).
Gyroporella annulata.
- Hafelekar: *Anoptophora* nov. spec.
Daonella parthanensis.
Schafhäutlia sp.
Pecten spec. nov.?
Terebratula spec. nov.
Rhynchonella sp.
Spirigera ex aff. *Wissmanni*.
- Seegrube: *Spirigera* ex aff. *Wissmanni*.
Aviculopecten sp.
Terquemia sp.
Lima sp.
Pecten sp. (nov.?)
Pecten aff. *stenodictyus* Salomon.
Pecten sp.
 Megalodonartige Bivalve, ähnlich gewissen kleinen Cassianer-Arten.
Pecten nov. sp.
Colospongia
 Cidaritenstachel.

Versteinerungen des oberen Wettersteinkalkes:

- Chemnitzia Rosthorni*, Wildanger, Arzlerscharte.
eximia, " "
tumida, Hohe Warte.

5. Raiblerschichten.

Petrographische Beschreibung.

Die Entwicklung der Raiblerschichten ist in unserem Gebiete sowohl in Bezug auf Mächtigkeit als auch Gesteinsart eine sehr mannigfaltige. Ein ständiger und charakteristischer Bestandtheil sind Sandsteine von blaugrauer oder grünlicher Farbe des frischen Bruches und mehr weniger ockerfarbener Verwitterungsfarbe. Sie sind feinkörnig, meist von bedeutender Härte, enthalten kohlige Reste von Pflanzen und an manchen Stellen kleine, kugelige Erz-

concretionen. Meist sind sie ziemlich dünn gebankt. Ausser diesen Sandsteinen kommen dunkelgefärbte Mergel und Thonschiefer vor von meist feinblättriger Absonderung. Zwischen den Mergeln liegen oft dünne Kalkbänke von brauner Verwitterungsfarbe. Ein stark ver-
tretener Bestandtheil der Raiblerschichten sind ferner schwarze, feste Kalke, meist in 1--2 m dicke Bänke geschichtet, von zahlreichen Calcitadern durchzogen. In der Thaurerklamm zeigen diese Kalke auch ein knollige Oberfläche, was aber nur an dieser Stelle beobachtet wurde. In den tieferen Horizonten kommen auch hellere Kalke vor. Die schwarzen Kalke sind oft als Oolithe, deren Korn 1—10 mm Durchmesser hat, entwickelt. In den höheren Theilen nehmen die Dolomite stark überhand. Zwischen den Dolomiten liegen oft Rauchwacken, die besonders im Hinterauthale stark entfaltet sind. Diese Dolomite machen auch eine scharfe Abgrenzung der Raiblerschichten gegen den Hauptdolomit sehr schwer, ja gar nicht durchführbar.

Mächtigkeit. Diese ist in diesen Ablagerungen schwankender als bei allen anderen Schichten, wenn auch einzelne anscheinende „Mächtigkeiten“ durch Lagerungsstörungen beeinflusst sind. An manchen Stellen, z. B. in der oberen Thaurerklamm, sind sie nur in einem wenige Meter breiten Sandstein- und Mergelstreifen vorhanden, während in der unteren Thaurerklamm sie eine Mächtigkeit von circa 650 m ergibt. Sehr mächtig sind sie in der Zirlerklamm entwickelt in Folge der grossen Dolomitzüge, die noch dazu gezählt werden müssen; hier sind die Raiblerschichten ungefähr 700 m (3000 Fuss bei Pichler) mächtig. Im Hinterauthal schwankt die Mächtigkeit zwischen 300—700 m.

Verbreitung und Ausbildung.

Die Reihenfolge der einzelnen Gesteinsglieder ist nur in den Hauptzügen an den verschiedenen Stellen gleich. Durchwegs liegen Sandsteine und Mergel in den tieferen Horizonten, Dolomit und Rauchwacke in den höheren. In einzelnen herrscht auf kurze Strecken starker Facieswechsel. In der Thaurerklamm z. B. ist die Reihenfolge: Kalk (5—10 m); Sandstein (circa 30 m); Kalk (circa 10 m); Schieferthon, Mergel und Sandstein (circa 15 m) — in dieser Gruppe, speciell in den Sandsteinen wurden die Versteinerungen gefunden; — Kalk mit knolliger Oberfläche; Mergel (circa 1 m); Kalk; Mergel; Dolomit und weiter westlich auch Rauchwacke in bedeutender Mächtigkeit. Gegen Westen (von der Thaurerklamm aus) schwellen die Sandsteinzüge zuerst zu noch bedeutenderer Mächtigkeit an, nehmen dann aber rasch ab, so dass bei der Rumeralpe nur noch ein circa 1 m breiter Streifen davon zu finden ist. Gegen Osten (von der Thaurerklamm aus) treten an die Stelle der Mergel und Sandsteine Dolomite, wie schon früher bemerkt wurde. Der Raiblerschichtenzug der Mühlauerklamm zeigt, hintereinander sechsmal wechselnd, Kalk- und Mergelsandsteinzüge und darüber noch eine dolomitische Breccie. Im Höttingergraben finden wir in stark gestörter Lagerung dunklen Kalk, Sandstein, schwarzen Kalk, Dolomit. Die von

Wöhrmann ausgeführte Gliederung der Raiblerschichten ist am vollständigsten entwickelt in dem Zuge der Raiblerschichten Zirl—Erlsattel—Gleierschthal—Hinterauthal—Halleranger. Das Profil von Zirl hat Pichler (Lit. 38) genauestens beschrieben, den Erlsattel finden wir bei Wöhrmann (Lit. 54) eingehend geschildert. Der Halleranger ist von demselben und mehreren anderen Autoren beschrieben worden, so dass wir diesbezüglich auf die Literatur (Lit. 50, 54, 24, 44, 47 u. a.) verweisen können. Die Entwicklung des Halleranger setzt sich gegen Westen fort am grossen und kleinen Gschnierkopf und bei P. 1903 ober der Lafatscheralpe, nur etwas schwächtiger entfaltet. Im nördlichen Zuge der Raiblerschichten der Hinterauthalmulde treten die Carditaschichten — um mit Wöhrmann zu sprechen — sehr zurück, während die Torerschichten (Opponitzerschichten) eine auffallend starke Entwicklung zeigen, z. B. bei Hinteröd. Auf der Südseite des Gleierschthales ist die Entwicklung der am Erlsattel ganz ähnlich; auf der Südwestseite des hohen Gleiersch bietet die Lagerung kein Profil durch den ganzen Schicht-complex, doch scheinen die dunklen Kalke sehr stark entwickelt zu sein. Prinzing (Lit. 44) erwähnt von der Nähe der Amtssäge ein Vorkommen von opalisirendem Muschelmarmor, doch scheint der Aufschluss derzeit verschüttet zu sein, was auch P. Gremlich bestätigte. Im Hallthale, dessen Raiblerschichten am Kartelser Jöchl zu denen des Gleierschthales in einer gewissen Beziehung stehen, ist die Entwicklung auch der an diesen Orten ähnlich (Lit. 24). Die Fortsetzung der Hallthaler Raiblerschichten gegen Osten am Walderkamm ist in so gestörter Lagerung, dass immer nur einzelne Theile der ganzen Schicht zum Vorschein kommen.

Im Ganzen zeigt sich, dass auch in den Raiblerschichten noch die zwei grossen Faciesbezirke der oberen Trias sich bemerkbar machen: Der Zug Zirl—Erlsattel—Gleierschthal—Hinterauthal und Hallthale—Walderkamm gehört der Karwendelfacies an, die im Einzelnen geringe Faciesschwankungen zeigt, und die Raiblerschichten des Innthalgehanges gehören der Innthalfacies an, in der besonders die Sandsteine neben den Dolomiten sehr stark entwickelt sind.

Eine Gliederung in Unterabtheilungen und Horizonte ist in Folge der schwankenden Entwicklung und des Versteinerungsmangels vieler Theile mit Ausnahme einzelner Stellen, wie Zirl, Erlsattel, Halleranger nicht durchführbar. In Thaur dürften die versteinerungsführenden Sandsteine den Versteinerungen nach theils dem Horizont c Wöhrmann's (*Anaplophora recta*, *Carditu crenata*, *Equisetites arenaceus* u. a.), theils den Torerschichten (*Pecten filosus*, *Pecten subalternans*, *Placunopsis fissistriata*, *Ostrea montis caprili* u. a.) angehören. Auch die Sandsteinbank mit Abdrücken von *Megalodon* und *Cardita* ist da. Das Vorkommen des *Halobia rugosa* in den Sandsteinen ober dem Galzanhofe kann der Lage nach auf Horizont a gedeutet werden, doch liegen andere begleitende Versteinerungen als Beleg nicht vor.

Betreffs der Hallerschichten Rothpletz' schliessen wir uns der Ansicht Wöhrmann's von der technischen Unmöglichkeit der Abtrennung an.

Versteinerungen.

Zirlerklamm (ausser den überall vertretenen Leitfossilien sind angegeben):

Pichler (Lit. 37, 38):

Terebratula vulgaris
Cardita decussata
Nucula expansa
Dentalium arctum
Pterophyllum Haidingeri
Pecopteris Steinmülleri
Equisetites arenaceus
 Acrodus-Zahn.

Bei v. Wöhrmann¹⁾:

Avicula aspera Pichl.
Cassianella Sturi Wöhrm.
Megalodus complanatus Wöhrm.
Sageceras Haidingeri.

Bittner²⁾:

Spiriferina gregaria
Terebratula Wöhrmanni
Thecospira Gumbeli.

Eigener Fund:

Pecten filusus.

Erlsattel (ausser den gewöhnlichen Leitfossilien):

v. Wöhrmann³⁾:

Omphalophyllia boletiformis Münster
Thamnastraea Zitteli Wöhrm.
 " *Richthofeni* Wöhrm.
Montlivaultia tirolensis Wöhrm.
Cidaris Braunii Desor.
 " *Buchii* Münster
Amphiclina scitula Bittner
Terebratula Zirlensis Wöhrm.
Placunopsis fissistriata Winkler
Hinnites Ombonii Parona
Cassianella Sturi Wöhrm.
Tretospira multistriata Wöhrm.
Amauropsis paludinaris Münster
 " *sanctae crucis* Wöhrm.
Ptychostoma pleurotomoides Wissm.
Scalaria fenestrata Wöhrm.
Patella Böhmii Wöhrm.
Acrodus angustissimus Agass.

¹⁾ v. Wöhrmann, Die Raiblerschichten. Jahrb. d. geol. R.-A. 1893.

²⁾ Bittner, Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. d. geol. R.-A. 1890 u. 93.

³⁾ v. Wöhrmann, Die Raiblerschichten. Jahrb. d. geol. R.-A. 1893.

Gleierschthal (ausser den Leitfossilien gibt an):

Pichler (Lit. 31):

Cidaris alata
Dentalium arctum
Terebratula vulgaris.

v. Wöhrmann¹⁾:

Montlivaultia tirolensis
Cidaris Gumbeli Wöhrm.
Avicula gea d'Orb.
 „ *aspera* Pichler
Astartopsis Richthofeni Stur.

Hallersalzburg (ausser den Leitfossilien sind angegeben):

Pichler (Lit. 31):

Calamophora sp.
Scyphia sp.
Astraea sp.
Achilleum sp.
Crania Gumbeli
Cidaris dorsata
Encrinurus granulatus
Naticella plicata
 „ *rugosa*
Turritella conica
Dentalium arctum
Ammonites Joannis Austriae
 „ *Aon, floridus, robustus.*

Bei v. Wöhrmann²⁾:

Thamnastraea Zitteli Wöhrm.
Montlivaultia tirolensis Wöhrm.
Cidaris Buchii Münster
 „ *Gumbeli* Wöhrm.
Ostrea rudicostata Wöhrm.
Placunopsis Rothpletzi
Pecten Schlosseri Wöhrm.
Cassianella Sturi Wöhrm.
Halobia Lommeli Wissm.
Nucula Telleri Wöhrm.
Opis Hoeninghausii Klipst.
Pleuromya musculoides Schloth.
Tretospira multistriata Wöhrm.
Scalaria fenestrata Wöhrm.
Nautilus Sauperi Wöhrm.
 „ *oceanus* Mojs.
Arcestes cymbiformis Wulf.
Trachyceras medusae Mojs.

¹⁾ Siehe oben.

²⁾ Siehe oben.

- Bittner¹⁾: *Spiriferina gregaria* Suess.
Hoernesia Sturi Wöhrm. spec.
Myophoria inaequicostata Klipst.
 " *Wöhrmanni* Bittn.
 " *Rosthorni* Boué
Myophoricardium lineatum Wöhrm.
Macrodon jutensis Pichler
Nucula subaequilatera Schafh.
 " *Telleri* Wöhrm.
Leda tirolensis Wöhrm.
Mysidioptera incurvostrata Gümb. spec.
Cardita Gumbeli Pichler.
- P. Grembligh²⁾: *Katosyra proundulata*.
- Halleranger, siehe Literatur.
- Mühlauerklamm:
Pichler (Lit. 32):
Ostrea montis caprilis
Pentacrinus propinquus
Cardita crenata
Myophoria Kefersteini.
- Weiberburggraben:
Pichler: *Ostrea montis caprilis*.
- Rumeralm:
Pichler (Lit. 35):
Corbis Mellingi
Ostrea montis caprilis
Bactryllium canaliculatum.
- Galzanhof:
Pichler: *Myophoria Kefersteini*
Ammonites Aon?
- Eigener Fund:
Halobia rugosa.
- Thaurerklamm:
Pichler (Lit. 31, 32):
Ostrea montis caprilis
Perna Bouéi
Corbis Mellingi
Myophoria Kefersteini
Cardita crenata
Pentacrinus propinquus
Equisetites arenaceus
Bactryllium canaliculatum.

¹⁾ Bittner, *Lamellibranchiata* der alpinen Trias. Abh. d. geol. R.-A. 1895.

²⁾ Mündliche Mittheilung.

Im geologisch-palaeontologischen Institut der Universität Innsbruck liegt:

Myophoria lineata

Pecten filosus.

Eigene Funde:

Placunopsis fissistriata Winkler

Pecten subalternans d'Orb.

Anoplophora recta Gumbeli

Megalodon sp.

Pecten Schlosseri Währm.

Bactryllium canaliculatum.

6. Hauptdolomit (u. Plattenkalk).

a) Hauptdolomit.

Petrographische Beschreibung.

Aus den Opponitzer Kalken geht concordant der Hauptdolomit hervor. Er ist im frischen Bruche blau- oder bräunlichgrau, an der Verwitterungsfläche gelblichgrau. Er ist meist gut geschichtet in $\frac{1}{2}$ —2 m dicken Bänken. Innerhalb der Schichtbänke zerbricht er in kleine polygonale Stückchen, da er von zahllosen, in allen Richtungen sich kreuzenden Spalten durchsetzt ist; die Spaltflächen sind dann oft mit einem milchigweissen Häutchen von Carbonatausscheidung überdeckt. Er besitzt fast immer einen mehr oder weniger starken Gehalt an Bitumen, der sich in kalkigen Einlagerungen des Hauptdolomites bis zur Ausbildung von Stinkkalken und Asphaltschiefern steigert. Diese Einlagerungen liegen concordant zwischen den Dolomitbänken, sind dünnbankig bis schiefrig und keilen allmähig in Dolomit aus. Auch in verticaler Richtung findet ein allmähiges Verschwinden durch Dünnerwerden der bituminösen Schichten und Dickerwerden der Dolomitzwischenlagen statt. Auch Breccien von Schiefen und Dolomit, beziehungsweise Kalk, die ganz zu einem festen, dichten Gestein umgebildet sind, kommen bei den Seefeldergruben (zwischen Seefeld und Scharnitz) vor. Im Kleinen zeigt der Asphaltschiefer als plastisches Material zwischen den festen Dolomitbänken meist eine intensive Fältelung. Grössere Züge von bituminösen Schiefen und Kalken treten nur in den oberen Horizonten des Hauptdolomites auf. Die Asphaltschiefer werden an mehreren Punkten bergmännisch abgebaut zur Gewinnung des Asphaltes und seiner Nebenproducte. Näheres darüber siehe bei Isser (Lit. 15). Im Grossen genommen sind hauptsächlich drei Züge von Schiefen da. Der südlichste: Asphaltfabrik (Hamon)—Schoasgrat—Ursprung—Eppzirl—Moderkarlspitz—Zirmalpe, der mittlere, schwächtere, am Seefelderjoch und Sonntagköpfl und der dritte nördliche des Seefelderjoches. Diese drei Züge ziehen fast durch das ganze Gebiet der Seefelder Berge. Zur Verfolgung derselben im Einzelnen fehlte besonders bei den beiden nördlichen im nordöstlichen Theile die Zeit.

Mächtigkeit. Diese lässt sich in dem Gebiete nicht bestimmen, da an keiner Stelle das Hangende und Liegende in concordanter Schichtfolge zu sehen ist, oder eines von beiden fehlt. Jedenfalls ist die Mächtigkeit in den Seefelderbergen eine sehr grosse, die der des Wettersteinkalkes ähnlich sein dürfte.

Palaeontologische Beschreibung.

Versteinerungen haben im Hauptdolomit bisher nur die Asphalt-schiefer gegeben, die wegen der in ihnen gefundenen Fischreste auch „Fischschiefer“ genannt wurden. An diesen Fossilien wurde auch das rhätische Alter des Dolomits festgestellt. Die Fische der Seefelder Asphalt-schiefer hat zuerst Heckel (Lit. 14) beschrieben, der sie für liasisch hielt, und dann Kner (Lit. 18) eingehend bearbeitet, auf dessen Arbeit wir statt einer Aufzählung verweisen.

b) Plattenkalk.

An der Nordseite des Absamer Zunderkopfes und des Hochmahd-kopfes liegt zwischen Hauptdolomit und Kössenerschichten ein dichter, hellgrauer Kalk, aus dem wir keine Versteinerungen besitzen. Die Mächtigkeit ist gering. Da er kein weiteres Kennzeichen als seine Lagerung hat, so kann er nur mit Wahrscheinlichkeit als Plattenkalk angesehen werden. Auf der Karte ist er nicht eigens ausgeschieden, sondern mit der Farbe des Hauptdolomites bezeichnet.

7. Kössenerschichten.

Petrographische Beschreibung.

Die Kössenerschichten bestehen ausschliesslich aus Bänken von dunklem Kalke und festen, schwarzen Mergeln, die ziemlich regelmässig miteinander wechseln.

Die Mächtigkeit ist gering, von 5—30 m. Die Kössenerschichten bilden einen guten Quellenhorizont und sind daran auch bei Ueber-wachung leicht zu erkennen.

Palaeontologische Beschreibung.

Sie sind fast überall reich an Versteinerungen; die Zahl der Arten ist aber eine verhältnissmässig geringe, da meist in ganzen Bänken eine Art fast allein vorhanden ist.

Pichler (Lit. 31) fand in den Kössenerschichten:

Fischwirbel (b. St. Magdalena i. Hallthal)

Spiriferina uncinata

„ *Emmrichi*

Spirigera oxycolpos

Terebratula piriformis

„ *cornuta*

Rhynchonella fissicostata

Rhynchonella subrimosa
Modiola Schafhäutli
Gervillia inflata
Ostrea Haidingeri
Plicatula intusstriata } Hinterhoralpe

Herr P. Gremblieh theilte uns mit:

Ophiura sp. (Hinterhoralpe, Kaspermahd)
Choristoceras debile (Fallbachklamm)

ausserdem mehrere der früher angegebenen Fossilien.

Eigene Funde (ausser mehreren von Pichler angeführten):

Hallthal: *Anomia alpina* Winkler
Spiriferina uncinata Schafh.
Modiola minuta (?) Goldf.
Avicula Kössenensis (?) Dittmar.
Cardium rhaeticum Mer.
Anatina praecursor Qu.
Anomia fissistriata Winkl.

Fallbachklamm:

Choristoceras sp.
Cardita austriaca Hauer
Chondrites
Avicula cfr. *Kössenensis* Dittmar.
Spiriferina Suessi Winkler

Walderalm:

Terebratula gregaria Suess
Spiriferina Emmrichi „
 ? *Cassianella speciosa* Mer.

8. Lias.

I. Adnether Entwicklung.

Petrographische Beschreibung.

Ueber den Kössenerschichten liegen am Walderkammgebirge dichte, feste Kalke von rother oder grauer Farbe. Stellenweise sind sie marmorartig entwickelt (besonders die dunkelrothen), auf der Walderalpe sind sie Marmorbreccien ähnlich. Die Farbe wechselt an manchen Stellen fleckenartig zwischen roth und grau, z. B. in der Schlucht neben der Ganalpe. Die grauen Kalke sind entweder ganz hellgrau oder dunkel- bis schwärzlichgrau, z. B. östlich von der Walderalpe. Der Bruch ist muscheliger, die Härte durchwegs sehr gross. Auf der Nordseite des Walderjoches und bei der Hinterhoralpe liegen metallischblau-schwarze Schiefer zwischen den Kalken, die früher auf Mangan ausgebeutet wurden. An diese Kalke dürfte auch der weissliche, stellenweise körnige Kalk, der auf der Walderalpe neben den Liaskalken liegt, sich anschliessen. Versteinerungen sind aus demselben keine gefunden worden. Besonders spricht die

concordante Anlagerung dieses Kalkes in der Ganschlucht für seine Zugehörigkeit zum Lias.

Die Mächtigkeit aller dieser Kalke ist gering, zwischen 20 und 100 m.

Palaeontologische Beschreibung.

Pichler (Lit. 31) fand in diesen Schichten:

Spiriferina uncinata, Fallbachschlucht.
Belemnites sp.

Herr P. Gremblich theilte uns mit:

Schneeklamm:

Lytoceras sp.

Wantlalde:

Spiriferina gregaria.
Terebratula Aspasia.
Waldheimia Engelhardti Oppel.

Fallbachklamm:

Spiriferina Darwini Rothpl.

Wantlalde:

Harpoceras cf. *Masseanum* d'Orb. var.
mediterraneum Gemmellaro.
Rhacophyllites diopsis Gem.
Nautilus cf. *latidorsatus* d'Orb.

Eigene Funde:

Walderjoch:

Rhynchonella plicatissima Quenst.
Belemnites sp.
Pentacrinus, *Encrinus*.

Schlucht zwischen Fallbachklamm und Wantlalde:

Atractites sp.
Aegoceras (*Schlotheimia*) cf. *angulatu*.
Terebratula Aspasia.
Rhynchonella.

Wantlalde und Umgebung:

Spiriferina alpina Oppel
Waldheimia mutabilis.
Terebratula Adnethensis Suess.
Spiriferina sp.
Pecten sp.
Inoceramus?

II. Allgäuerschiefer-Entwicklung.

Petrographische Beschreibung.

Ueber diesen Kalken liegt von der Fallbachschlucht bis zur Usterbachklamm (Schneeklamm) und bei Hinterhorn (Kaspermahd) ein

Complex von 2--3 dm dicken Bänken dunkelgrauen, dichten, mergeligen Kalkes mit muscheligen Bruch und gelber Verwitterungsfarbe und schwarzen Mergel, in geringer Dicke zwischen den Kalkbänken liegend. Die Kalke enthalten häufig Hornstein. Sie sind am stärksten in der Fallbachklamm entwickelt, nehmen von hier gegen Osten an Mächtigkeit ab. Bei Hinterhorn sind sie aber wieder mächtiger. In der Fallbachklamm und bei Hinterhorn sind sie in kleine, gebrochene Falten gelegt. Von Versteinerungen sind bisher nur Belemniten gefunden worden.

Während die letztbeschriebenen Gesteine mit der Facies der Allgäuerschiefer (Liasfleckenmergel) ziemlich genau übereinstimmt, zeigt die zuerst beschriebene Ausbildung der rothen und grauen Kalke viel Aehnlichkeit mit den Adnetherschichten. Die Facies I liegt in unserem Gebiete stets unter II. Die Versteinerungen zeigen, dass diese untere Facies den oberen Horizonten des unteren und den unteren des mittleren Lias entspricht.

9. Jura.

Ueber den Schichten der Lias folgen von der Fallbach- bis zur Usterbachklamm buntgefärbte (schwarz, roth und grün), dünnbankige Mergelkalke von sehr geringer Mächtigkeit. Ihre Mächtigkeit nimmt von West gegen Osten zu, was mit der Abnahme der darunter liegenden Fleckenmergel in dieser Richtung auffallenderweise zusammenfällt.

In der Usterbachklamm führen diese Gesteine ziemlich zahlreich Aptychen, so dass diese Schicht wohl als Jura-Aptychenschiefer anzusehen ist.

10. Quartäre Ablagerungen.

Eine sehr grosse Bodenfläche des bearbeiteten Gebietes nehmen die quartären Ablagerungen ein. In der Karte werden glaciale, interglaciale und postglaciale (einschliesslich der recenten Bildungen) Ablagerungen ausgeschieden.

Das Gebiet der südlichen Karwendelketten ist für die diluvial- und speciell glacial-geologischen Studien ein ausserordentlich geeignetes; denn im Süden haben wir die Ablagerungen des grossen Innthaler-gletschers, gerade gegenüber liegt die Mündung des Wipphal-gletschers und im Westen fluthete über den Seefelderpass ein gewaltiger Seitenzweig des Innthalgletschers. Das Gebiet des Innthales wenigstens ist daher auch Gegenstand zahlreicher Arbeiten und Streitfragen der Glacialgeologen geworden und es kann daher bezüglich der diluvial-glacialen Ablagerungen der Gehänge des Innthales von Zirl bis Gnadenwald auf die erschöpfenden Arbeiten Blaas (Lit. 3—10) verwiesen werden. Hier mögen nur noch einige die höheren Theile des Innthalgeländes und die nördlich gelegenen Gebiete betreffende Notizen Platz finden.

I. Glaciale Ablagerungen.

Ein besonders stark von glacialen Bildungen bedecktes Gebiet stellt die Seefelder Gebirgsgruppe dar. Diese hat den Eckpfeiler gebildet, an dem die grossen Massen des Innthaleises sich theilten, um theils vereint mit dem Wipphalergletscher nach Osten zu ziehen, wo sich erst am Achensee wieder ein Thor nach Norden öffnet, theils direct in breitem Flusse über den Seefelderpass nach Norden zu strömen. Nach den oberen Grenzen des erraticen Geschiebmaterials zu schliessen, haben diese Berge wohl nur als niedere Felsgrate in ihren höchsten Theilen vereinzelt aus dem Eise herausgeragt, da am Erlsattel ein Eisstrom sie auch von der Masse des Karwendels trennte, mit der sie sonst ja eng zusammenhängen und deren Schutzwehr sie gleichsam dem Andrang des Eises gegenüber bildeten.

Im ganzen Westgehänge der Reither- und Seefelderspitze findet sich ausgedehnte Moränenbedeckung von der Moränenhochfläche Seefelds bis zu einer Höhe von ungefähr 1400 *m* stellenweise, besonders nordöstlich des Seefelderjoches. Besonders schön entwickelt sieht man aber die glacialen Ablagerungen im Eppzirlerthale. Geht man durch das Thal hinein, so sieht man auf beiden Seiten hohe Terrassen von Moränen und fluvial-glacialen Massen gebildet und überall gut aufgeschlossen. Im Bachbette findet man fast nur Urgebirgsgerölle, so dass man in einem Bachbette der Centralalpen zu wandern glaubt. Es ist eine Sammlung der allerverschiedensten krystallinen Gesteine; die Grösse der Blöcke ist durchwegs eine sehr bedeutende, einzelne haben bis zu 3 *m* Höhe und 4—5 *m* Länge und Breite. Die Moränen sind stellenweise conglomerirt; an einer Stelle zeigt sich eine auffallende Discordanz zwischen ziemlich steil südfallenden geschichteten Lagen feinen Moränenmaterials mit den horizontal darüber gelagerten, wohl fluvial-glacialen Ablagerungen, die einen Wechsel von grobem und feinem Material zeigen. Weiter thaleinwärts, an der Stelle, wo sich das Thal gabelt, liegen grosse Lagen von festem feinem Lehm; der Bach fliesst auf ungefähr 100 *m* Länge über die glatten Felsplatten ähnlich sehenden Lehmlagen; er erreicht überhaupt erst am Ausgange des Thales den Felsboden. Die Fortsetzung des Thales nach Süden ist ober der Theilung durch einen hohen Ringwall, hinter dem das Wasser zu einem See gestaut ist, abgesperrt. Auf diesem Walle aber befindet sich kein erratices Geschiebe der Centralalpen, sondern nur Gerölle des Seefelder Dolomits. Vor der Alpe Eppzirl liegt ein zweiter Wall und ganz oben im Kar unter der Kuhlochspitze scheint ein dritter zu liegen. Diese mächtigen Lagen von glacialem Material ziehen sich dann in starker Ausbreitung um die nördlichen Ausläufer der östlichen Seefelderberge herum, meist eine oft mit Mähdern bedeckte Terrasse bildend, bis zur Amtssäge im Gleierschthale, auf beiden Seiten dieses Thales. Die ganz fein geschlemmten Partien dieser Glacialgebilde, die eine fast felsartige Festigkeit besitzen, werden südlich von Scharnitz und bei der Amtssäge schon von altersher als „Kreide“ abgebaut und zu verschiedenen technischen Zwecken verwendet;

schon 1558 finden wir sie in einem alten Landreim erwähnt (Lit. 36). Im Steinbruch bei der Amtssäge fanden wir mehrere krystalline Irrblöcke und gekritzte Geschiebe in dieser „Kreide“ eingeschlossen.

Im Riegelkar und im Mandlthale, ferner besonders bei den Alpen Hinteröd, Kasten und Lafatsch im Hinterauthale finden sich wohl ausgebildete Moränenringe als Zeugen einstiger localer Gletscher. Ober diesen Ringen ist dann meistens eine kleine Wasseransammlung oder ebener Weidegrund. Das Gleierschthal von der Amtssäge aufwärts, das Hinterauthal ober der Mündung des Gleierschthales und das Eppzirlerthal in seinem oberen Theile waren also von eigenen Gletschern erfüllt, da sich in diesen Gebieten keine erraticen Blöcke der centralalpinen Gletscherströme finden. Die so mächtige Ablagerung der Eiszeit im Eppzirlerthale kann als eine Art Rückstauung angesehen werden, die der breite Eisstrom, der sich über die Seefelder und Leutascher Hochfläche ausbreitete, bei seinem Durchtritt durch die engen Thalschluchten von Scharnitz (und Unterleutasch) erlitt; denn über die südlich von Eppzirl gelegenen Höhen kann gar kein oder nur ein sehr schwacher Eisstrom in dieses Gebiet gekommen sein, der nicht im Stande war, solche Felsmassen zu transportiren, und die beiden Seitenkämme des Eppzirlerthales wurden auch erst an weiter nördlich gelegenen Punkten überfluthet, als die Lehmlager im Thale liegen. Der Hintergrund des Thales war mit einem eigenen Gletscher erfüllt, ehe die grossen centralalpinen Gletscher das Gebirge erreichten.

Ueber die obere Grenze der Eisüberdeckung des südlichen Karwendels mag das folgende Verzeichniss erraticer Blöcke einigen Einblick gewähren:

Auffallend stark mit Irrblöcken, theilweise grössten Calibers, sind die südlich laufenden, kleinen Thäler des Innthalgehanges versehen: z. B. das Thal des Dirschenbaches, die beiden Zirlerklammen und die Winterkühl bei Thaur, in der der grösste Block beobachtet wurde (circa 5 *m* hoch, 8–10 *m* lang und 3 *m* breit). Das Thal Eppzirl wurde schon früher erwähnt. Einzelne hochgelegene Blöcke:

Scharte zwischen Schoasgrat und Rauchenkopf (Generalstabskarte) 1860 *m* (eine etwa 1 *m*² × 1/2 *m* messende Platte von Verucano);

Unter dem Gipfel des Rauchenkopfes circa 1900 *m*,

Erlsattel 1804 *m* (in Mehrzahl),

Kirchbergalm ungefähr 1800 *m*,

Höttingeralm ungefähr 1700 *m*,

Nazhütte (Achselkopf) 1774 *m*,

Arzlerhorn 1729 *m*,

Ober der Arzler Jägerhütte ungefähr 1750 *m*,

Ober dem (Thaurer) Thörl circa 1830 *m*,

Hochmahdkopf 1730 *m*,

Guggermauer circa 1600 *m*,

Ober der Hinterhoralpe bei ungefähr 1600 *m*,

und auf der Walderalpe 1650 *m*.

In den tiefer gelegenen Gehängen finden sich an zahlreichen Stellen Erratica in grösserer Menge, z. B. auf der Terrasse am Südabhange des Achselkopfes, bei der Wantlalm, im Oberbrunnerthal u. s. w.

II. Interglaciale Breccien.

I. Höttingerbreccie.

Gesteinsbeschreibung.

Die Höttingerbreccie ist eine verkalkte Vereinigung ungleicher Mengen von dunklen und hellen Kalken, Dolomiten, Mergeln, grauem und rothen Sandstein, deren Heimat die Solsteinkette als Untergrund und Umgebung ist. Zu diesen scharfkantigen Bestandtheilen treten noch da und dort erratische Geschiebe, die manchmal auch Gletscherschliff und Kritzung zeigen. Die eckigen Stücke tragen selten Verwitterungsoberfläche und keine Spuren längeren Wassertransportes, sondern sind echte Bruchstücke. Grösse und Anordnung der Bestandtheile ist fast genau wie bei wasserreichen Murgängen, worauf auch besonders das viele, feinzerriebene Material deutet, das oft Schlamm-lagen bildet, meistens aber die grösseren Brocken mörtelartig umkrustet; das gilt besonders von den unteren Theilen der Breccie. Die Bestandtheile der Breccie zeigen eine strenge Abhängigkeit von dem darüber Anstehenden. Besonders schön zeigt dies die Zone des rothen Sandsteines, welche die Breccie in den oberen hellen und den unteren rothen Theil sondert. Von einer Altersverschiedenheit dieser beiden Theile ist demnach bekanntlich keine Rede. Die Breccie ist fast überall gut geschichtet, die flach liegenden Theile dicker, die steil am Gehänge aufsteigenden dünner. Die dicken, fast horizontalen Lagen sind von grosser Regelmässigkeit auf längere Strecken und haben vielfach grössere Schlammlagen zwischen sich. Die steilen Lagen zeigen deutlich ausspitzende und anschwellende Lagen, und die ganze Ablagerung hat hier die unruhige Art vielfach sich überdeckender und lange wiederholter Aufschüttung an einem steilen, ungleich geformten Gehänge. Zwischen den festeren Bänken sind weiche Lagen herausgebrochen und dadurch Ursache von Höhlenbildung geworden. Oefter scheint die Terrainbildung der jetzigen Schichtung zu widersprechen. Grössere Veränderungen der Breccie seit ihrer Ablagerung scheinen nicht vorzuliegen. Zahlreich aber sind schollenartige Absenkungen und Spalten, die besonders in den schwächer geneigten Theilen die Schichten senkrecht durchschneiden und dadurch basteienartige Bildungen schaffen, z. B. in der Mühlauerklamm.

Verbreitung.

Das Ausdehnungsgebiet der Höttingerbreccie ist weit grösser als in den bisherigen Veröffentlichungen angenommen wurde. Obwohl durch eine langdauernde und scharfe Erosion ihr Bestand gewaltig verringert wurde, ist sie doch vom „oberen Boden“ am Klammegg bis zum Thörl oft noch in Höhen von 1900 m (Brandjochgehänge),

fast durchwegs aber bis 1500 *m* aufwärts, in schmalen Resten am Gehänge zu finden.

Denkt man sich die Höttingerbreccie aus dem Relief der Solsteinkette herausgenommen, so würde dieses dadurch wesentlich verändert. Die Breccie ist nämlich durchaus nicht als gleichförmige Decke ausgebreitet, sondern sie erreicht bei 950—1000 *m* Meereshöhe ihre stärkste Mächtigkeit; bergab bleibt sie dann fast gleich dick oder wird schwächer, bergauf verschmälert sie sich rasch. Die Gegend ihres mächtigsten Auftretens ist gleichzeitig die Austrittszone des Buntsandsteines. Es macht lebhaft den Eindruck, als ob vor Ablagerung der Breccie in der Gegend des rothen Sandsteines eine kleine, ebene Terrasse gewesen wäre, hinter der sich die Berge wandartig steil erhoben. Die Breccie füllt diese Terrasse auf und hört jetzt an den steilen Wänden des Muschelkalkes mit grosser Mächtigkeit fast plötzlich auf. Mehr oder weniger ist das längs der ganzen Gebirgskette hin zu sehen, z. B. am Wasserschrofen, Schusterberg in der Mühlauerklamm, Vintlalpe. Die untersten Theile der Breccien enden als breite, ebene Terrasse mit den charakteristischen Wänden nördlich von Innsbruck, während die obersten Theile in der Neigung des jetzigen Berghanges auskeilen. Dadurch erhalten die zwei grössten Thalrinnen der Solsteinkette, das Höttinger- und Mühlauerthal, ein eigenthümliches Bachbett; es besteht, von unten nach oben, aus Schuttkegel — Breccie — Anstehendes — Breccie — Anstehendes.

Wenn man die jetzigen Reste und ihre Erhaltungslage berücksichtigt, besonders die höher gelegenen Theile, so sieht man, wie diese fast ausnahmslos, in schmale Streifen zernagt, von Höhlen unterbaut, einer raschen Abwitterung entgegengehen. Von den höheren Theilen ist jedenfalls nur ein kleiner Theil mehr vorhanden; diese Reste sind aber so über das ganze Südgehänge ausgebreitet, dass man auf eine zwar ungleichmässige, aber vollständige, einstige Bedeckung schliessen kann. Man sollte daher, statt von Schuttkegeln, von einem Schuttgehänge reden. Dafür spricht auch die weitgehende Gleichheit der Bankung im horizontalen Theile.

2. Andere interglaciale Breccien.

Diese Breccienbildung ist nicht bloss auf die Solsteinkette beschränkt; die „versteinerten Knappen“ im Hallthale und das Conglomerat am Wege zum Lafatscherjoch zeigen eine völlig ähnliche Zusammensetzung und bedürfen zu ihrer Ablagerungserklärung gewaltiger Schuttmassen am Speckkargehänge. An den Breccien am Thörl sind zwei Umstände bemerkenswerth; die wohlgeschichteten Bänke hängen gegen den Abhang zum Herrenhaus mächtig über und zeigen durch ihre ganz dem Innthal zugesenkten Schichtung ein Abkoller- und Ablegergebiet an, das seitdem verschwunden ist (auch Penck, Lit. 28). Weiters ist auffallend, wie an der tiefsten Stelle des Thörls sich die Schuttkegel des Wildangergebirges, die aus Wetterstein- und Muschelkalk bestehen, mit denen des Zunderkopfes, die auch Werfenersandsteine, Rauchwacken, dunkle Kalke und Dolomite führe, begegnen. Es müssen ganz gewaltige Schuttmassen

angehäuft gewesen sein. — Dass solche vorhanden waren, zeigt das Vorkommen eines ganz aus dem Gesteine der nördlichen Thalseite bestehenden, conglomerirten Schuttkegels im oberen Eibenthale. In einer Erosionsfurche des Hauptdolomits liegt, völlig im Gehänge des Zunderkopfes, eine 80 – 100 m mächtige Wettersteinkalkbreccie, deren Neigung genau auf das thalüberliegende Bettelwurfgehänge hinaufzieht. Sie verdankt ihre Erhaltung der Abseitsverlegung der Thaltiefe. Es war also das ganze Hallthal von immensen Schuttmassen bedeckt, die jetzt grösstentheils wieder entfernt worden sind. Ferner ist sicher noch der grosse verfestigte Schuttkegel am Vomperbache hieher zu rechnen. Dieser besitzt in seinem (tiefsten) südlichsten Theile ein so steiles Südfallen, dass es auf eine frühere, grössere Tiefe des Innthales schliessen lässt.

Schutthanggebilde gleicher Art und Ursprungs wie die Höttingerbreccie finden sich auch an den Südabhängen des Hochnissl bei Schwaz und an der Südseite der Miemingerberge bei Telfs (besonders „im Kar“ und auf dem höchsten Judenköpf 2194 m, wo auch Urgebirgsgeschiebe eingeschlossen gefunden wurden) und im Südabfall der Wettersteinkette vom Gatterl bis zum Schoanitzjoch. Auffallend ist der Mangel solcher Bildungen in den Seefelder Dolomitbergen — vielleicht, weil hier das festigende Cement fehlte.

Die kleinen Reste einer Breccie, mit Einschlüssen von gekritzten Geschieben und erratischem Material, bei Schwarnitz (an dem Südufer der Isar, wo dieselbe in das Scharnitzerbecken eintritt), dürften auch zu den interglacialen Breccien zu stellen sein.

Entstehungshypothese dieser Breccien.

Dass die bisherige Auffassung, speciell der Höttingerbreccie, als einzelner Schuttkegel unhaltbar ist, fiesst aus dem Vorhergesagten. Die Ansicht Rothpletz' (Lit. 40) aber, dass die Höttingerbreccie eine neogene Meeresablagerung sei, ist völlig aus der Luft gegriffen, wegen der Abhängigkeit der Breccie vom Untergrund, ihrer Lagerung am Gehänge, ihrem Mangel auf der anderen Thalseite des Innthales und manchen anderen Gründen.

Es waren wohl starke, wasserreiche Muren, die längs des ganzen Gebirgshanges mit grösserer oder kleinerer Gewalt niedergingen. Es muss eine niederschlagsreiche Zeit gewesen sein, als diese Ablagerung gebildet wurde, wo die Erosion stark thätig war im Abtragen und Anhäufen. Vielleicht war dies eine Zeit knapp nach dem ersten Gletscherrückzug. Alle Bedingungen zum Anlass eines solchen Phänomens waren wenigstens vorhanden: eine jedenfalls verhältnissmässig warme, niederschlagsreiche Zeit traf einen von jeder Vegetation entblösten Hang, der aus abgescheuerten Felsecken und den schlammigen und schotterigen Ueberbleibseln eines Gletscherbettes aufgebaut war. Die Vegetation fand einen äusserst leicht abkollernden, ungünstigen Grund, die Erosion einen ausgezeichneten Boden. Tiefe Furchen wurden aufgerissen, gewaltige Murgänge stürzten nieder und begruben die wenige Vegetation unter ihren Trümmern, die später zur Breccie verkittet wurden. Es wurden auch bis jetzt wenig Vege-

tationsreste gefunden: ausser den auf kleinem Raum enthaltenen Pflanzenresten der „Schaferhütte“ (Rossfall) wurden nur einzelne Blatt- und Nadelpuren in feineleimigen Zwischenlagen und Abgüsse von Baumstämmen (in den Steinbrüchen) gefunden. Ein offenbar sehr breites Thal, in dem die Schuttablagerung auslief, schützte sie vor zu rascher Entfernung. Der Inn frass nur Theile der horizontalen Decke an, die ihn wahrscheinlich bis an's Urgebirge drängte. Nach dieser Auffassung wären diese Breccien postglaciale, beziehungsweise interglaciale Erscheinungen, jedenfalls Bildungen im Gefolge der gewaltigen Eiszeit. Ob jeder Vergletscherung solche Spuren folgten, oder wohl nur den grössten und rasch sich zurückziehenden?

Betreffs der Altersfrage der Höttingerbreccie, die wohl endgiltig auf interglacial beantwortet wurde, siehe die Literatur.

III. Postglaciale und recente Bildungen.

Bezüglich des Inhaltes möge hier wieder auf die Arbeiten von Blaas (Lit. 3, 6, 8, 9) verwiesen werden; betreffs der jüngsten Ablagerungen auf Bargmann (Lit. 1).

Im nördlichen Theile des Gebietes sind die ganz jungen, alluvialen Bildungen vorherrschend in Gestalt von Schuttkegeln und Karen entwickelt. Für Thalalluvionen ist nicht der hinreichende Platz gegeben, und das Gefälle der Bäche ist meist ein zu starkes. Hier wird das Material der recenten Ablagerungen in den oberen Theilen der Gebirge geschaffen und zum Weitertransporte aufgestapelt. Vor Allem sind es die gewaltigen Schuttkegel und Schutthänge der Thalflanken, z. B. im Hallthale und im Samerthale, wo das Material von den Felshängen abrollt und am Fusse vom Wasser fortgeführt wird. Ausser diesen regelmässigen Gesteinsbahnen sind als Bildner und Bildungen neuester Zeit Bergstürze, Muhren und allenfalls Schneelahn zu nennen. Ein Beispiel für beide Erstgenannten ist die Rumermuhr; ein ausgezeichnetes Bergsturzgebiet ist auch das Hallthal. Sammelstellen des Gebirgsschuttes, bei denen die Weiterbeförderung der aufgehäuften Massen grösstentheils stille steht, sind die Kare. Es sind dies die wannenförmigen, oberen Endigungen von Thälern, die nach oben auf drei Seiten von Steilwänden eingeschlossen werden und deren Ausgang durch eine Bodenschwelle theils aus festem Fels, theils aus Schutt abgesperrt ist. Von den einschliessenden Wänden gehen die Schutthänge in gleichmässiger Steigung zum beckenartigen Boden des Kares nieder. Einer der wesentlichsten Factoren dieser eigenthümlichen Thalbildung dürfte in den Eigenschaften des Gesteins liegen, denn wir finden typisch ausgebildete Kare nur im Wettersteinkalk — im Hauptdolomit sind keine solchen vorhanden, und in den anderen Schichten ebenso nicht; andererseits enden fast alle Thäler, die im Gebiet, wo nur Wettersteinkalk ansteht, endigen, als Kare, die aber in manchen Fällen verwachsen sind, z. B. Pfeis, und dann nicht mehr den vollen Charakter der Kare besitzen. Nichtsdestoweniger reicht aber die blosse petrographische Beschaffenheit wohl kaum aus, um z. B. die auffallend senkrechten Begrenzungswände zu erklären, die fast an tek-

tonische Störungen denken lassen. In einzelnen Fällen sind wohl auch einzelne Wände der Kare durch Verwerfungen gebildet, z. B. im Jägerkar. Die Eiszeit kann nur zur Erklärung der Thalschwellen am Ausgange der Kare herbeigezogen werden; diese zeigen oft deutliche Moränenbildungen, z. B. im Riegelkar, bei der Angerhütte u. a. O.

Tektonik.

I. Die Gleiersch-Hallthalkette. (Bettelwurfgewölbe und Gleierschkammfalte.)

Die Gleiersch-Hallthalkette stellt sich vom geologischen Standpunkte im Anschluss an die nördlich angelagerten Thäler als ein gewaltiger Faltenzug dar, der nach seiner Entfaltung in drei verschiedene Theile zerlegt werden kann.

1. Das Bettelwurfgewölbe.

Im Osten am Walderjoch beginnen flachliegende Schollen von Wettersteinkalk und Raiblerschichten den Zug. Wie Stufen steigen sie gegen Westen in die Höhe. Es sind drei grosse, durch Verwerfungen getrennte, gut erkennbare Schollen; die am tiefsten liegende ist die Ganalpscholle, die mit mächtiger Verwerfung als eingesunkener Gewölbefirst an die Liasschichten des Walderjochs stösst. Sie ist so tief eingebrochen, dass sie noch grösstentheils von concordant aufliegenden Raiblerschichten bedeckt ist, die stellenweise gut entwickelt sind und die charakteristischen Leitfossile führen. Wald überdeckt die Grenze dieser Scholle mit der bedeutend höher stehen gebliebenen Walderspitzscholle. Ihre flache Lagerung ist an dem kecken Gipfel des genannten Berges weithin sichtbar. Sie trägt keine Raiblerschichten mehr. Die verworrenen Verhältnisse an dem Südrande dieser Schollen werden später besprochen werden. (Es liegen dort Rauchwacken, die in dieser Gegend den Raiblerschichten anzugehören scheinen und auf der Ganalpscholle stark entwickelt sind.) Gegen die noch höher gehobene, westlich daran stossende Trattenscholle ist die Walderspitzscholle durch eine Verwerfung abgegrenzt, die im Terrain gut ausgeprägt ist. Diese überschneidet den Hauptkamm; gegen das Vomperloch hinab bildet sie eine äusserst glatte, hervortretende Wand, welche von Rinnen begleitet wird, die wahrscheinlich einer Trümmerzone folgen. Gegen das Innthal hinab folgt sie wahrscheinlich der Schlucht zwischen Tratten und Walderspitz.

Die schon steiler gegen die Gewölbehöhe aufsteigenden Platten der Tratten stossen in der Nähe des Ostgipfels des Walderkamms an die sehr steil dem Innthal zufallenden Schichten des Walderkamms: des Südflügels des Gewölbes. Eine Verwerfung trennt abermals diese beiden Schollen. Auf der Seite des Innthales tritt

sie nicht so stark hervor, wohl aber auf der Seite des Vomperbaches; an der Verwerfungsfläche schiebt sich ein jäher Felsthurm in die Wände hinaus, glatte Verwerfungswände fahren, von roth verwitternden Trümmerzonen begleitet, zu Thal hinab.

In dem Gebiet des Fallbachkares (Profil 10) sind Südfügel und Gewölbefirst zu sehen. Noch im Gipfelgebiet der Walderkammspitze beginnt auf dem Hauptkamme die ebene Lagerung, welche besonders die Fallbachthürme (im Hintergrunde des gleichnamigen Kares) umfasst. Von Weitem schon ist sie sichtbar; Gesimse und Bänder umspannen die klotzigen Thürme, zwischen denen rechteckige Scharten ausgebrochen sind. Im Hintergrund jenes Kars ist aber auch der Uebergang dieser flachliegenden Firsttheile in die steilgestellten Schichten des Südfügels sichtbar. Es bilden nämlich die fast saigeren Schichten des Bettelwurfosteckes und in der Fortsetzung desselben nach Süden die Schichten des Fallerhochspitzes (Fallbachkarspitzes) mit den flachen Platten der Fallbachkarthürme ein wenig gestörtes Gewölbe. Ebenso ist an der Ostwand des Kares im hinteren Theil der Gewölbefirst, im vorderen der steilstehende Südschenkel des Walderkamms zu sehen.

Eine weitere Querverwerfung trennt diesen Theil von den beiden Hauptgipfeln dieser Bergkette, dem grossen und kleinen Bettelwurfspitz. Diese zeigen am schönsten in grossartigen Verhältnissen einen gebrochenen Gewölbebau. Flache, von Sprüngen durchsetzte Schichten bilden den First, ins Hallthal und ins Vomperthal jäh abfallende Platten stellen die Schenkel dar. Dabei ist schon hier der Nordschenkel steiler als der Südschenkel. Der geologische Bau ist auch in der Verwitterungsform des Berges prächtig hervorgekehrt. Den hochstrebenden Schichten des Bettelwurfosteckes gegenüber erscheint der First der Bettelwurfspitzen entschieden an einer Verwerfung abgesunken. Am kleinen Bettelwurfspitz brechen die Firstschollen im Westen mit einer glatten Wand ab, die wohl eine Querverwerfung bezeichnet.

Von da ab beginnt jetzt die eigentliche vollständige Falte der Gleiersch-Hallthalkette. Während bisher nur ein Gewölbe oder Theile eines solchen zur Ausbildung kamen, an dessen Nordfuss nur da und dort im Vomperloch Reste von Raiblerschichten liegen, ist von der Querverwerfung am Westeck des kleinen Bettelwurfspitzes an eine vollständige Falte entwickelt, indem ungefähr oberhalb des Lochhüttls im Vomperloch beginnend, eine meist gut entwickelte, einseitige Mulde sich dem Wettersteingewölbe im Norden anlegt.

2. Die Gleierschkammsfalte.

(Profil 1—4 auf pag. 334 [46].)

a) Die vollständig entwickelte Falte (Speckkarspitz—Kaskarspitz). An der Verwerfung des kleinen Bettelwurfspitzes scheint das ganze Gewölbe gegen Norden verschoben zu sein. Während zuletzt mit der geographischen Scheitelhöhe auch die tektonische zusammenfiel, ist dies in dem Speckkargewölbe nicht mehr der Fall; der Grat wird zum grössten Theile noch von südlich fallenden

Schichten gebildet, die entschieden zum Südschenkel zu zählen sind. Besonders schön sieht man dies, wenn man das Lafatscherjoch überschreitet und den Speckkarspitz betrachtet: deutlich bilden die Platten des Gipfels den Südschenkel. Fast im Nordabhang kommt das jetzt schon stark einseitige Gewölbe zum Aufschlusse. Die Schichten des Südschenkels gehen in ziemlich scharfem Bug in den saigeren Nordschenkel über; es ist eine wirkliche Abbiegung, an der die äusserlichen Theile aufgerissen erscheinen. Von der Ausbildung einer Firstscholle ist keine Spur mehr vorhanden.

Gegen die Verwerfungsfäche am kleinen Bettelwurfspitz hin sind die sonst südfallenden Schichten im Speckkar gegen Südost eingesunken.

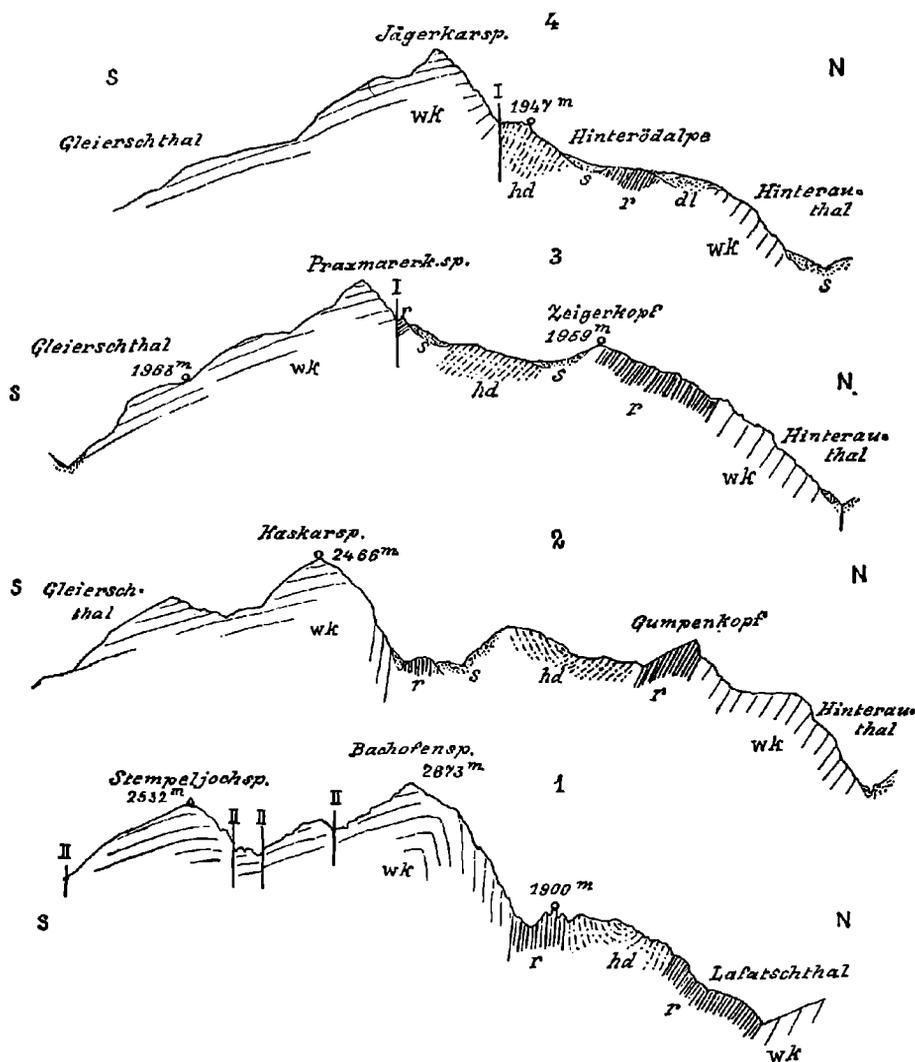
Die Gleiersch-Hallthalkette bildet nun ein ganz ausgezeichnetes Beispiel eines Faltegebirgszuges, dessen geographischer Scheitel mit dem tektonischen divergirt. Das Bettelwurfgewölbe ist jene Stelle, wo sich beide Scheitel decken, die Gleierschkammmalte jene, wo sie divergiren, indem die Faltenachse mehr ostwestlich, die Gebirgsachse mehr nordost-südwestlich streicht; die Divergenz ist also nach Westen offen.

Der ganze Wettersteinkalkzug, soweit er der Falte angehört, ist ein Gewölbe, das anfangs saiger, im Westverlauf nach Norden überkippt ist und dessen Scheitel nach Westen zu so stark sinkt, dass es bereits im Gewänd der Kaskarspitze die Schutthalden der Nordseite erreicht, während es noch am kleinen Rosskopf, einem Nordabsenker des kleinen Lafatscherspitzes, etwas unter P. 2525 *m* liegt. In den flachen Südschenkel, der sich als mächtige Platte im Südgehänge der Gebirgskette aufbaut, sind die Kare des Hall- und Gleierschthales eingelagert. Während der Gewölbescheitel sinkt, nimmt zugleich auch die Ueberkippung zu, so dass man im weiteren Verlaufe des Gewölbes gegen Westen kaum mehr mit Sicherheit sagen kann, ob man es mit den Schichten des Südflügels oder mit jenen des Nordflügels zu thun hat, der durch Ueberkippung eine jenem fast gleiche Neigung angenommen haben könnte.

Der Wettersteinkalk, der in diesem Bergzuge an den zugänglichen Orten auftritt, ist durchaus der obere, helle, versteinungsarme oder -leere Horizont desselben.

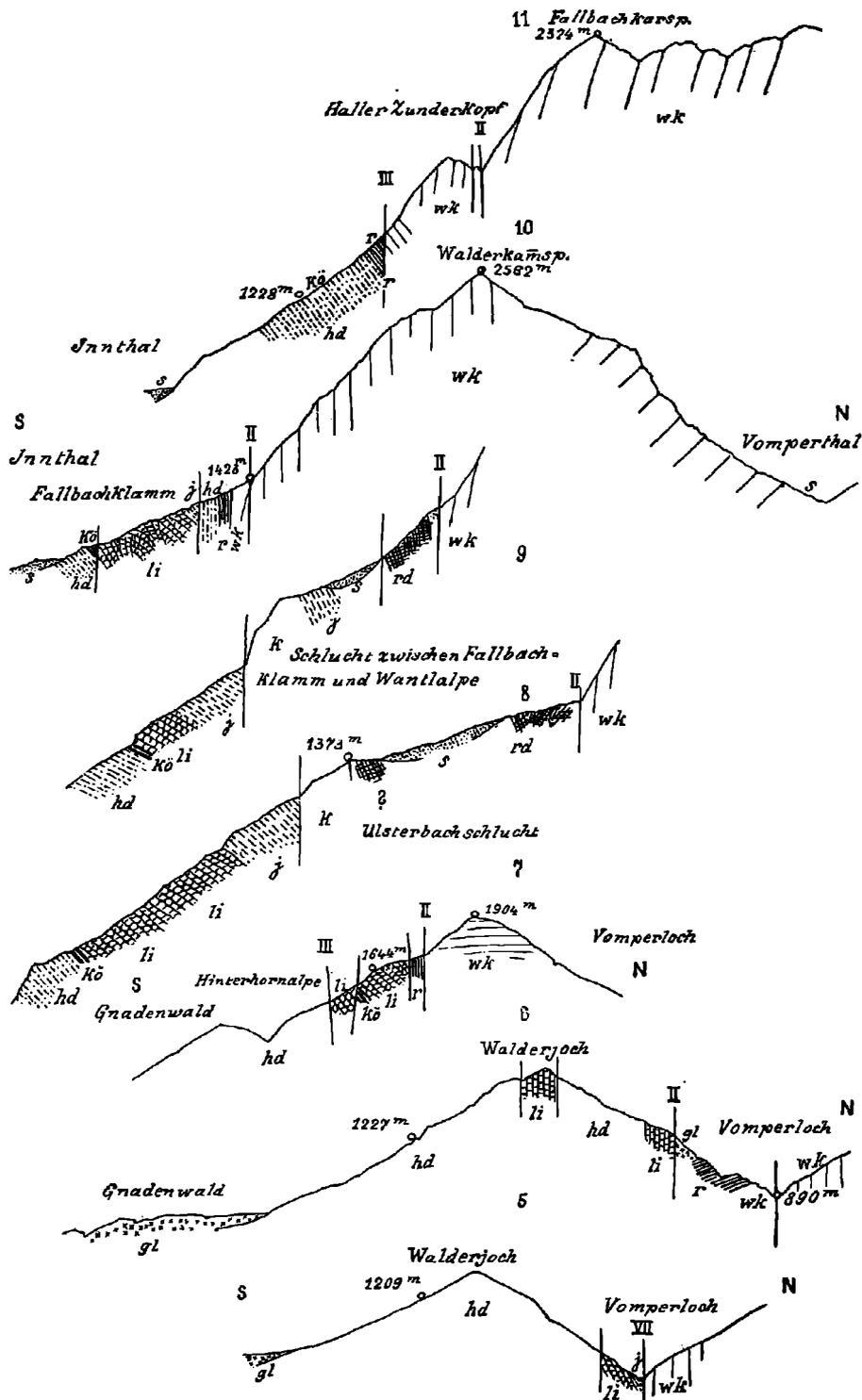
Vom Gebiet des Speckkarspitzes an entspricht dem Wettersteinkalkgewölbe eine nördlich angebaute Mulde. Im obersten Theile des Vomperlochs, am Uberschall und auch noch im Lafatscherthale wird der Nordflügel dieser Mulde von Wettersteinkalk des Hochkancel-Sunntigerkammes gebildet. In der Mulde liegen regelrecht die Raiblerschichten, welche die bekannten Fundplätze am Hallanger und Gschnierkopf enthalten, und Dolomit.

Im Westverlauf der Mulde tritt eine eigenthümliche Erosionserscheinung auf. Der Nordflügel, den bisher der Sunntigerkamm bildete, setzt sich in völlig ungebrochener Richtung, an Höhe stetig abnehmend, nach Westen fort; der Bach folgt aber nicht der in seiner ursprünglichen Wegrichtung liegenden Mulde von Raiblerschichten und Dolomit, sondern durchbricht mit fast rechtwinkliger Wendung seines Laufes den Wettersteinkalk des Muldennordflügels,



Erklärung der Abkürzungen für diese und die nachfolgenden Profilzeichnungen:

Bs = Buntsandstein. — *my* = Reichenhällerschichten (Myophorienschichten Rothpletz'.) — *mk* = Die folgenden fossilführenden Abtheilungen des Muschelkalkes. — *pk* = Kalk der Partnachschiehten. — *pm* = Partnachmergel. — *pd* = Dolomit der Partnachschiehten. — *wk* = Wettersteinkalk. — *r* = Raiblerschichten. — *rd* = Dolomit der Raiblerschichten. — *hd* = Hauptdolomit und Plattenkalk. — *K*, *Kö* = Kössenerschichten. — *li* = Lias. — *j* = Jura. — *gl* = Glaciale Ablagerungen. — *br* = Höttingerbreccie. — *s* = Postglaciale und recente Bildungen.



trotz der gerade entgegengesetzten Schichtenneigung desselben, und folgt dann dem in diesen Nordflügel eingeschnittenen Längsbruch des Hinterauthales.

Bis zum Fuss der Kaskarspitze ist die Mulde regelrecht vorhanden. Die Raiblerschichten sind von wechselnder Mächtigkeit, der Hauptdolomit nimmt stark geknickte Stellungen ein. Obwohl die Raiblerschichten abwechselnd aus Mergeln und Sandsteinen zwischen Kalkbänken bestehen, zeigen sie doch im Mittelschenkel wenig Anzeichen einer starken Zusammenpressung, wogegen schon der Umstand spricht, dass sie längs der ganzen Strecke gut erhaltene Versteinerungen führen. Im Mittelschenkel sind die Raiblerschichten aber doch auffallend geringer mächtig als im Nordschenkel.

b) Die gestörte Falte (Kaskarspitze—Hoher Gleiersch). Zugleich mit der starken Ueberkipfung und Senkung des Scheitels des Gewölbes beginnen die Raiblerschichten des Mittelschenkels zu verschwinden.

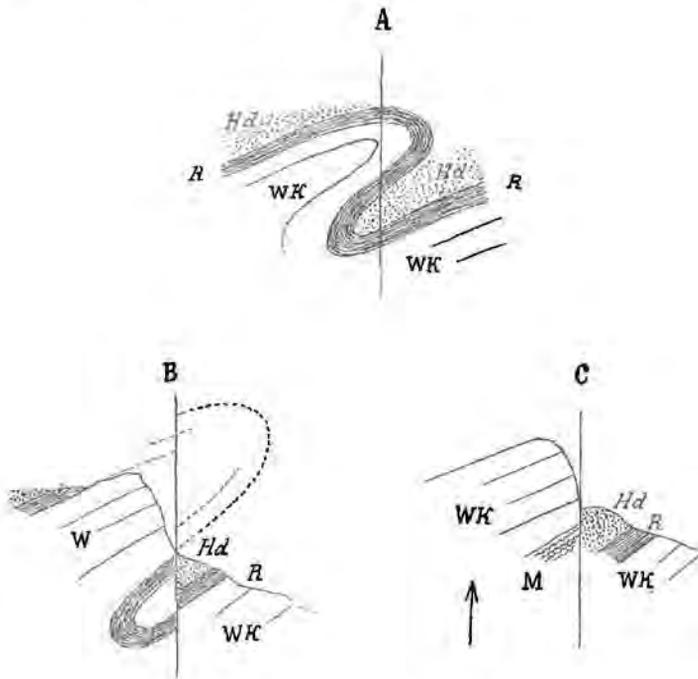
Während noch im Anschlusse an die Wand des hinteren Backofenspitzes ein prächtiger Aufschluss die Raiblerschichten in voller Entfaltung zeigt, liegen westlich davon zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit nur noch wenige kalkige Schichten, die wohl wahrscheinlich noch den Raiblerschichten zugehören, aber in ihrer völlig gestörten Lagerung nur mehr als Reste der verschwindenden Schichten zu betrachten sind. Die letzte dieser Spuren liegt unter den lothrechten Wänden der Praxmarerkarspitzen und fällt flach nach Süd. Von da ab tritt längs der Wände bis zur Mündung des Gleierschbaches ins Hinterauthal nirgends mehr eine Spur von Raiblerschichten auf. In annähernd gleichem Streichen und Fallen mit dem Wettersteinkalk liegt an allen aufgeschlossenen Stellen der Hauptdolomit im Berggehänge und zieht längs den Wänden des Gleierschkammes bis zur Mündung des Gleierschthales, wo er an die Raiblerschichten stösst, die auf dem gegen Westen in die Tiefe sinkenden Gewölbe liegen. Die Raiblerschichten im Nordflügel der Mulde verlassen westlich der Hinterödalpe diese Thalseite und setzen zum Kienleitenkopf hinüber.

Dieser thatsächlichen Lage entsprechen in Hinblick auf die ganze Entstehung der Falte zwei Deutungen:

1. Man kann annehmen, dass die stark überkippte Falte durch eine Verwerfung durchschnitten und so aneinander verschoben wurde, dass der Wettersteinkalk des aufliegenden Sattels neben den eingefalteten Hauptdolomit der Mulde zu liegen kommt. Die Lage der Verwerfungsfäche würde wahrscheinlich steil sein. Die Sprunghöhe der Verwerfung nimmt gegen Westen stark zu, so dass die auf dem Gewölbe liegenden Raiblerschichten und endlich sogar Hauptdolomit an den eingefalteten Hauptdolomit stossen.

Man könnte auch an eine Ueberschiebung denken; doch die eigenthümliche Schollung der Raiblerschichten vor ihrem Verschwinden, dann das allgemeine Untersinken des Wettersteingewölbes gegen Westen lassen eine Verwerfung natürlicher erscheinen. Zudem ist in der Fortsetzung dieser Linie in dem Hauptdolomitgebiet eine Verwerfung erkennbar, und während eine einfache Zunahme der

Sprunghöhe im Westen das Zusammenstossen der Raiblerschichten des Südschenkels des Gewölbes mit dem Hauptdolomit des Mittelschenkels erklären kann, wird dies bei Annahme einer Ueberschiebung schwer. Dieses Untertauchen des Gleierschkammes unter den Hauptdolomit erklärt wohl auch das Auftreten einer Verwerfung, besonders wenn man bedenkt, dass das nächstnördliche Wettersteinkalkgewölbe, das des Hinterauthalkammes, nicht untertaucht, sondern in gleicher Höhe weiterzieht. Der nördliche, höher gebliebene Muldentheil scheint mit dem daran schliessenden Südfügel des Hinterauthalkammes mehr Zusammenhang ge-

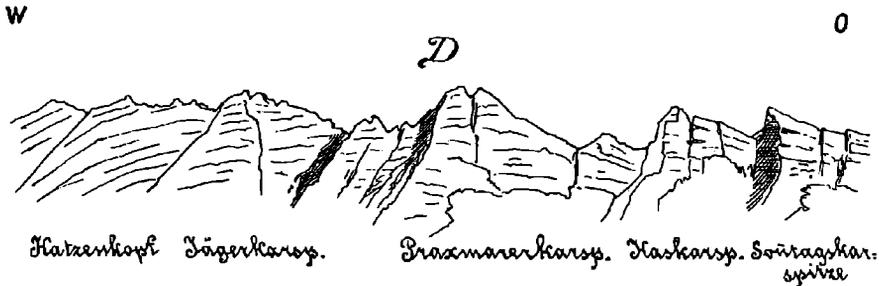


habt zu haben, wohl weil für ihn die Hauptdolomitdepression nicht mehr hinreichend stark bei der Faltung in Betracht kam. Zudem ist es wahrscheinlich, dass die schwächere Entwicklung der Raiblerschichten für das Einschneiden eines Bruches ortsbestimmend wurde. Endlich darf man nicht auf den gleichlaufenden Längsbruch des Hinterauthales vergessen.

2. Wenn also eine Verwerfung auch höchstwahrscheinlich vorliegt, so kann aber auch die Annahme einer Verwerfung, die älter als die Faltung ist, zum Ziele führen; man stelle sich in noch wenig gefaltetem Lande eine Verwerfung vor, ungefähr von der jetzigen Länge, deren nähere Ausbildung unbekannt ist. Tritt nun starke Pressung und Faltung ein, so ist es denkbar, dass im Banngebiete der Verwerfung die andrängende Wölbung der südlichen Wetter-

steinkalkmasse nur eine Hebung gegen den Hauptdolomit erfährt, während sich östlich der Verwerfung eine einseitige Faltung auszubilden vermag.

Nachtrag: In der Gleierschkamnfalte zeigt sich trotz der sonstigen theilweisen Unvollständigkeit des Sattels eine Wölbung, in der gewisse eigenthümliche Verhältnisse schärfer ausgesprochen sind als im Bettelwurfgewölbe. Schon dort wurde dargestellt, wie die ganze Gewölbebildung scheinbar stückweise zu Stande kommt, indem die höheren Schollen gegen die niedrigeren mit Verwerfungen abbrechen. Dadurch wird gewissermassen auch eine Verlängerung des eigentlichen Gewölbefirstes erzielt, da sich mehr Schollen an seiner Bildung betheiligen können. In wirklich grossartiger Weise kommt dies in der Gleierschkeite zum Ausdruck. Dieselbe bildet nämlich auch in der Ostwestrichtung eine weite, gewölbeartige Aufbiegung,



deren Enden in den Lafatscherbergen und in der Gruppe Jägerkarispitz—Hoher Gleiersch liegen; die zwischen diesen liegende Strecke wird von südostfallenden Schollen gebildet, von denen die Schichtköpfe der höchstragenden Schollentheile die Gipfel bilden, während in den Einschartungen meist eine oder zwei Spalten das Absitzen besorgen. Es ist dies ein durch Brüche zergliederter Gewölbebau.

Man könnte diese Erscheinung mit den Staffelbrüchen, die Rothpletz im Hinterauthalkamm angibt, in Analogie bringen; die nördlich angelagerte Mulde spricht in ihrem Verhalten aber nicht sehr dafür, und ausserdem scheinen diese Brüche nicht die ganze Masse des Wettersteinkalkes zu durchsetzen. Sie sind wahrscheinlicher die Folge einer theilweise geheimten und verschleppten Aufwölbung, die ebenfalls am nächsten mit der Seefelder Hauptdepression in Zusammenhang zu bringen ist.

II. Das Hallthal. (Kartelserschollen und Grabenbrüche des Hallthales.)

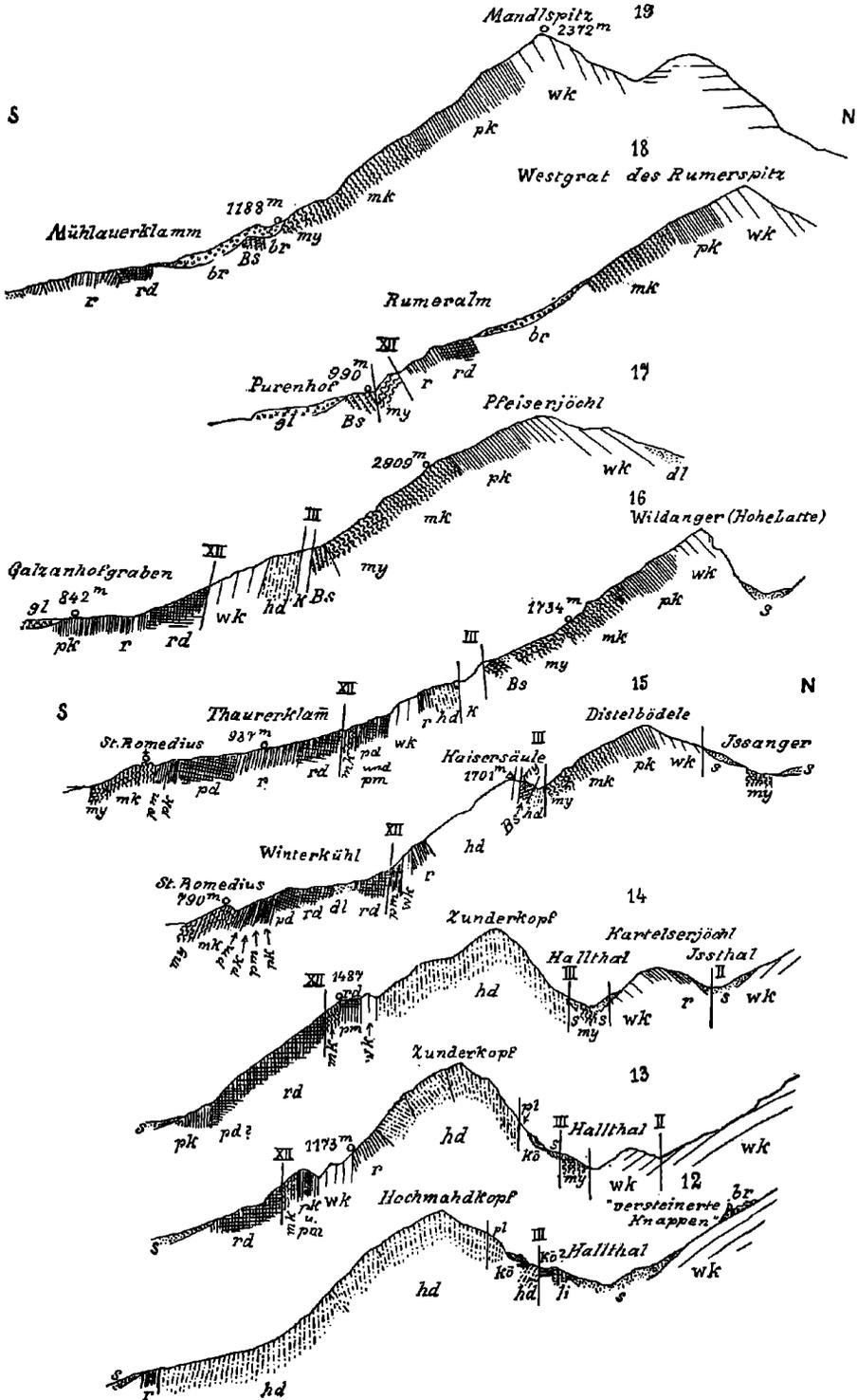
(Profil 12—16 auf pag. 340 [52].)

Das Hallthal ist in seinem inneren, weitaus grösseren Theile ein tektonisch vorgebildetes, von einer mächtigen Erosion stark ausgefressenes Thal. Sein vorderer Theil, die Hauptdolomitschlucht, ist, abgesehen von kleinen Störungen, ein Errosionsthal. Verfestigte Breccien im Eibenthal, bei den „verzauberten Knappen“ am Thörl und am Lafatscherjoch geben ein Bild einer ehemaligen gewaltigen Zuschüttung des ganzen Hallthales, der eine mächtige Auswaschung folgte. Seitdem aber haben sich schon wieder gewaltige Schuttkegel an den Wettersteinkalkflanken heruntergebaut und ist von der „hohen Wand“ ein gewaltiger Bergsturz niedergebrochen, den man an der Mündung des Issthal bewundern kann. Die Vermuthung Wöhrmann's u. A., dass als die herabgestürzte Scholle dieses Bergsturzes das Kartelserjöchl zu betrachten sei, ist wohl unmöglich, da diese Scholle viel grösser und weiter gegen Westen reichend ist, als der herausgebrochene Theil an der „hohen Wand“, für den die ausgedehnten Bergsturmassen im unteren Issthale Ersatz bieten. Im Issthal selbst ist bei einer Bohrung in 40 m Tiefe noch kein Felsgrund getroffen worden, und die ganze Thalschwelle dieses Thales besteht, soweit sichtbar, aus grobem Schutt und bergsturzartigen Trümmern.

1. Die Grabenbrüche.

Zwei gewaltige Flankenbrüche leiten dieses Thal ein und geleiten es bis zur Umbiegung nach Süden, dem Beginn der Hauptdolomitschlucht. Es sind das: erstens die Gleierschthalbrüche, die am Stempeljoch und den Gratscharten zwischen der grossen und kleinen Stempeljochspitze ins Hallthal herübersetzen, die den Wildanger vom Gewölbe des grossen Lafatschers trennen, dann das Bettelwurfgewölbe im Süden begrenzen und, nach Osten weiter ziehend, am „Wechsel“ als mächtiger Riss den Hallerzunderkopf von dem Fallbachkarspitz lostrennen. Diese gewaltige Bruchlinie läuft aber nach Osten noch bedeutend weiter; sie ist die grosse Kluft, längs der die nach Süd absinkenden Theile des Walderkammgewölbes und dessen östliche Schollen an die Lias-Juravorlagen des Walderjoches stossen. Es ist dabei nicht zu denken, dass diese und ähnliche grosse Verwerfungszüge aus einer einzigen, direct verbundenen Bruchfläche bestehen; es sind vielmehr eine grössere Menge von annähernd gleichlaufenden Brüchen, die sich aneinander stücken und so ihre locale Selbstständigkeit zu Gunsten einer weit verbreiteten Erscheinung verlieren. Auch sind sie auf grössere Strecken derart von Schutt und Vegetation bedeckt, dass im Kleinen eine falsche Verbindung leicht unterlaufen kann.

Doch hat dieser ganze Verwerfungszug eine leicht erkennbare, charakteristische Eigenschaft: er bildet nämlich die Begrenzung der südlichen Abbruchstellen der Gleierschkammmalte und des Bettel-



wurfgewölbes. Beide Gewölbe bilden eine zusammenhängende, ost-westlich verlaufende Aufwölbung, deren geologische Südgrenze eben diese Verwerfungszone ist.

Die zweite grosse Bruchzone betritt am Thörl das Hallthal. Es ist jene für die Solsteinkette so bedeutungsvolle Bruchlinie, welche die hochgehobene und wenig gestörte Frauhütt-Wildangerplatte von den darunterliegenden zerbrochenen und überschobenen, enggefaltenen Höttingerschollen trennt, wie später näher beschrieben werden wird. Diese Linie läuft meist in der Nähe des Buntsandsteins der oben erwähnten Wildangerplatte. In diesem Horizont stellt sich von der Vintlalpe (ober Rum) östlich eine Zone von Rauchwacken und dolomitischen Breccien und schwarzen Kalken ein. Am Thörl theilt sich die Verwerfung, indem sie eine ziemlich flach liegende Scholle von Rauchwacken, Breccien und schwarzen Kalken umspannt. Diese eingebrochene Scholle zeigt den Beginn grösserer Zertrümmerung und Einsenkung an; die sonst etwa 40—50° N fallenden Muschelkalkbänke des Wildanger biegen nördlich vom Thörl so um, dass sie nach Süd fallen. Doch ist diese Schwenkung durchaus nicht tiefgehend, sondern nur an den äussersten Enden entfaltet. Die Absenkung ist auf der ganzen Thalseite längs dieser Verwerfung noch bedeutender als an der Nordseite des Thales. Die Hauptdolomit- und Plattenkalkschichten des Zunderkopfes, die in einer Neigung von 50—80° längs der ganzen Bergwand tangential zu dieser verflachen, fahren bis in's Thal hinunter, wo an ihrem Fuss die Rauchwacken des Salzstockes zu Tage treten. Diese steilen Schichtplatten erscheinen häufig wellig gebogen (besonders schön die Wände ober dem Pulverthurm bei St. Magdalena) und an Verschiebungen abgesunken, die Stufen im Gehänge bilden. Die längste und bedeutendste solche Stufe, die in dem Graben zwischen dem Pulverthürmchen und St. Magdalena beginnt und mit Unterbrechungen bis an die Bergkaute, die zum Bettelwurfbründl absinkt und das Eibenthal im Süden begrenzt, reicht, trägt reichlich Reste von Kössenerschichten. Dieselben liegen beinahe rechtwinkelig eingefaltet, schön geschichtet und fossilreich auf dieser Stufe. Die Erosion hat den ohnedies nicht mächtigen Zug dieser Schichten mehrfach fast unterbrochen oder sehr geringfügig gemacht. Der beste Aufschluss liegt östlich ober St. Magdalena, oberhalb der Dolomitwandstufe, die hoch über St. Magdalena hinzieht. Dort sieht man auch auf dem Dolomituntergrund der Kössenerschichten schöne Rutschflächen. Eine noch tiefer eingesunkene Scholle stellt ein bisher unbekanntes Stück rothen Liaskalkes dar, das unter der obgenannten Dolomitstufe liegt. Reichliche, aber nur theilweise gut erhaltene *Orthoceras*-Reste sind in dem Kalke enthalten, der einen kleinen Kopf im Gehänge bildet. Undeutliche Mergel (Pichler hielt sie für Kössenerschichten; Lit. 31) liegen etwas höher. Der weitere Verlauf der Hauptverwerfung ist von St. Magdalena an im Hallthal verdeckt. Doch dürfe sie das Thal übersetzen und mit den Brüchen bei der Winkleralpe (am Haller Zunderkopfe) zusammenhängen. Dieselben trennen dort eine Scholle Raiblerschichten vom Wettersteinkalkgipfel

des Haller Zunderkopfes und vom Hauptdolomit der zur Alpe gehörigen Mahd.

Die tektonische Oeffnung des Hallthales wäre über die Winkeralpe, längs des Lias-Juralager zur Walderalpe gegangen. Die starke Biegung des Thales bei der Bettelwurfreise zeigt die Stelle an, wo das tektonische Thal in das erosionse übergeht. Es sind dies ähnliche Verhältnisse, wie im Vomperthal, wo auch der Bach an seinem unteren Ende den Hauptdolomitwall durchbricht, wennhin auch hier Querverwerfungen eine bedeutendere Rolle spielen als im Hallthal.

Diese zwei, im Vorhergehenden besprochenen, grossen Verwerfungszonen begrenzen ausser den schon beschriebenen seitlichen Einbruchschollen zwei in der Mitte liegenden eingesunkenen Theile: die Schollen des Kartelserjöchls (womit der ganze kleine Kamm zwischen Hall- und Issthal gemeint ist) und die Scholle des Salzstockes.

2. Die Kartelserschollen.

Der Wettersteinkalk - Raiblerzug des Kartelserjöchls ist nicht von ganz einheitlichem Bau. Unschwer erkennt man, dass der Kamm aus zwei Schollen im Wesentlichen besteht, von denen die östliche ihre gut ausgeprägten Schichtflächen dem Herrenhause zusenkt, während die westliche ihre bedeutend weniger deutlichen Schichtflächen dem Issthale zuwendet. Die westliche Scholle dürfte tiefer eingesunken sein, da sie im Gegensatz zur östlichen bei geringem Unterschied an Höhe noch Raiblerschichten trägt. Wo nun durch die Verschiebung der beiden Schollen eine tiefe Einsattlung entstanden ist, liegen die Raiblerschichten des Bergangerls eingesunken. In den Raiblerschichten des Kartelserjöchls liegen mehrfache dunkelgraue, bituminöse Kalke, besonders im oberen Theile des Bergangerls; aber auch sehr helle, weisse Kalke liegen auf den Raiblersandsteinen, so besonders in der Nähe des Issjöchls. Das Profil der Mitterbergerrunse, an dessen oberen Ende eben diese helle Kalkbank ansetzt, ist von v. Mojsisovics (Lit. 24) genauestens beschrieben worden. Jetzt sind von den damals hergestellten künstlichen Aufschlüssen manche verschüttet oder überwachsen, das Wesentliche jedoch ist noch sichtbar. Es fiel nur auf, dass v. Mojsisovics die Bank hellen Kalkes, die in directer Verbindung mit der grossen Wettersteinkalkwand der westlichen Kartelserscholle (ober den Herrenhäusern) steht, nicht nach ihrer Bedeutung hervorhebt.

Ueber die tektonischen Wirren an der Verwerfungszone gegen die Scholle des Salzstockes, die den zweiten, am wenigsten eingebrochenen Theil darstellt, siehe im stratigraphischen Theile (Reichenhällerschichten, Salzstock).

III. Das Walderjoch und das Gehänge des Walderkamms. (Gnadenwald - Walderjochschollen.)

(Profil 5—11 auf pag. 335 [47].)

Die Tektonik der jüngeren Schichten, die vom Gehänge des Haller Zunderkopfes über das Walderjoch in's Vomperloch ziehen, ist bisher völlig verkannt worden, obwohl im Hallthale die ganze Erscheinung mit breit auseinandergelegten Bestandtheilen förmlich wie im Entstehen begriffen zu sehen ist.

Der steil nordfallende Hauptdolomit der Zunderköpfe mit seinen darauf liegenden Kössener- (und Lias-) Schichten einerseits, die steil nach S fallenden Platten des Wettersteinkalkes des Bettelwurfgewölbes andererseits und die dort noch wohl sichtbaren, dazwischen eingebrochenen Schollen von Wettersteinkalk- und Raiblerschichten stellen auch in ihrer Ostverlängerung die Glieder des hier eng zusammengedrängten Einbruches dar. Die Fortsetzung des Hauptdolomits der Zunderköpfe ist die hier tiefer gesunkene Gnadenwald-Walderjochscholle — der Plattenkalk ist verschwunden. Die Fortsetzung des Bettelwurfgewölbes ist das Walderkammgebirge, wie schon oben geschildert wurde, die Kartelserschollen finden in dem schmalen, zwischen die genannten beiden Gebilde eingeklemmten Streifen von Raiblerschichten ihre Fortsetzung.

Von der muldenförmigen Lagerung, welche Pichler (Lit. 31, 32) annimmt, ist nichts zu sehen. Bis zur Usterbachschlucht liegen die Lias- und Juraschichten ziemlich concordant mit dem darunterliegenden Hauptdolomit mit mittlerer Neigung berglein fallend; ein Gegenflügel ist nicht vorhanden.

So einfach die unmittelbar dem Hauptdolomit auflagernden Theile gebaut sind, so verwickelt ist die Lagerung gegen die nördliche Verwerfungszone zu.

Es läuft dort parallel dem Gebirgskamme eine mächtige Störungslinie, die besonders im Hintergrunde der Fallbachschlucht gut zu sehen ist. Sie besitzt dort eine vielleicht 10 m breite, vollständig zu Mörtel zerdrückte Begleitzone, zu der besonders die äusserst schwächtigen Raiblerschichten und eine Dolomitstufe beitragen, welche letztere mit dem Hauptdolomit des Haller Zunderkopfes in Verbindung steht. Südlich von der genannten Verwerfungszone, auf dem innersten linksseitigen Gehänge der Schlucht, liegen in flacher, manchmal berglein fallender Lagerung zum Theil noch auf der erwähnten Dolomitstufe rothe und grüne Mergelschiefer, die ganz den Aptychenschiefern der Usterbachklamm gleichen. Auf diesen liegen in sehr gestörter Stellung hellgraue Kalke, die in ihrer Fortsetzung gegen Osten ober der Wantlalde und in der Asterbachklamm eine auffallende Terrainstufe bilden. Die Aptychenschiefer der Fallbachschlucht zeigen in dieser an einer Wand in fast horizontaler Lagerung eine äusserst intensive Fältelung, die einem heftigen Druck von Süd oder Nord entspricht.

Deuten schon die Verhältnisse der inneren Fallbachschlucht eine in die Höhe gepresste Scholle an, so tritt uns in der Klamm

zwischen dem Fallbach der Wantlalpe hinter den Aptychenschiefen der grossen Gnadenwald-Walderalmsholle eine bedeutende Thalstufe von hellem Kalk entgeggen, auf der wieder Aptychenschichten liegen, die stark gestört und zerknittert sind (ein Aptychenschichtfund bestätigte das jurassische Alter dieser buntfarbigen Mergel). Auf diese Schiefer folgen aufwärts im Graben Rauchwacken und Breccien, die wohl den Raiblerschichten angehören. Auch diese sind ganz durcheinander geworfen. Die oben erwähnte Stufe hellen Kalkes zeigt am schönsten in ihrem Verhältniss zu den Aptychenschiefen der Hauptdolomit-Lias-Jurascholle die Usterbachklamm (Schneeklamm). Von unten nach oben folgt zuerst die regelmässige Schichtfolge vom Hauptdolomit zum Jura. Besonders gut sind in dieser Klamm die Aptychenschiefer entwickelt, welche an dieser Stelle ziemlich häufig Aptychen führen. Von den dunkelrothen Aptychenschiefen durch eine gut sichtbare Verwerfung getrennt, ragt hier wieder jene Stufe hellgrauen Kalkes auf. Ober dieser sind hier keine Aptychenschiefer mehr deutlich zu sehen, vielmehr folgen in bunt durcheinander geworfenem Wechsel Rauchwacken, blaue Mergelthone, schwarze Mergel und Kalke, bituminöse und andere Dolomite, wahrscheinlich alles Vertreter der zertrümmerten Raiblerschichten. Gegen Osten weiter verdecken auf eine weite Strecke hin Geröllmassen und Stücke einer Wettersteinkalkbreccie alle Aufschlüsse, die erst wieder auf dem Höhenrücken der Alpe Hinterhorn beginnen. Hier liegt nun eine ausgesprochene Wiederholung der Schichtfolge vor: eine Kössener-Liasscholle liegt wenig nordfallend auf dem Hauptdolomit und besitzt geringe Horizontalerstreckung. Auf diese Scholle folgt bergauf wieder Hauptdolomit, auf dem bei der Alpe Lias mit Manganschiefer liegt. Die Kössenerschichten sind bei der Alpe selbst noch wenig bemerkbar, treten aber weiter östlich stärker auf (Kasparmahd). In der Hasenbachschlucht (östlich von der Hinterhornalpe) erscheint diese obere Scholle an einer Querverwerfung tiefer gerückt. Mächtig senken sich im Gehänge die Liasbänke über die Kössenerschichten gegen die Schlucht des Hasenbaches hinab und ziehen dann zum Gehänge des Gunglkopfes hinüber. Ober den rothen Liaskalken kommen die Fleckenmergel stark gefältelt zu Tage.

Höher im Gehänge als diese obere Liasscholle stehen zwischen Hinterhorn und Walderalm dunkle und helle Kalke an, eine Terrasse bildend. Unter dem Steilabhang dieser Terrasse liegen am oberen Ende der Hasenbachschlucht bläuliche Thone mit Rauchwackentückchen und dolomitischen Brocken, welche Thone den Salzhonen ähnlich sehen, aber in ebenso ähnlicher Ausbildung auch in den Raiblerschichten der hintersten Usterbachklamm zu finden sind. Etwas sicheres lässt sich über dieses sehr eng begrenzte Vorkommniss nicht sagen. Auf der obengenannten Terrasse zieht von der Alpe Hinterhorn bis Wald hin ein Streifen von wohl liasischen, rothen und weissen Kalkblöcken. Es ist die wahrscheinlichste Erklärung, diese Blöcke mit den darunter liegenden Kalken als eine weitere Liasscholle zu betrachten, zudem sie nördlich vom Gunglkopf bei der Walderalpe auch von Kössenerschichten unterlagert wird. Ober diesem obersten Liasstreifen folgt eine Rauchwacke, die wahrscheinlich

den Raiblerschichten zuzurechnen ist, und dann die Walderspitzscholle des Wettersteinkalkgewölbes. Die sumpfigen Wiesen um die Walderalpe herum bedecken grösstentheils leichte Moränenlager, welche den Einblick auf das Anstehende verdecken.

Am Walderjoch haben wir wieder die Verdoppelung der Schichtfolge vor uns. Wahrscheinlich in Verbindung mit dem Lias des Gunglkopfes zieht südlich des Joches ein Streifen Lias, von ganz schwächtigen Kössenerschichten unterlagert, auf dem Hauptdolomit von West nach Ost, erreicht die Kammhöhe und geht hier vollständig in die Luft aus. Nördlich von diesem Liaszug tritt nun wieder, den höchsten Kamm des Joches bildend, Dolomit auf, der dort, wo der südlichere Liaszug ausgeht, mit dem Hauptdolomit, der unter jenem Zuge liegt, in vollständige Berührung tritt. Nördlich des Kammes folgt dann der entsprechende zweite Liaszug. Wenn man von der Walderalpe gegen die aufgelassenen Mangangruben, die in den Liasmanganschiefern liegen, hinausgeht, so findet man am Wege öfter Stücke von dunklem Kalk mit den Leitfossilien der Kössenerschichten. Ihr Anstehen war nicht zu ermitteln, doch ist es wahrscheinlich, dass auch hier zwischen Lias und Hauptdolomit Spuren von Kössenerschichten liegen, da sonst das Vorkommen jener Blöcke sehr eigenthümlich wäre. Die Manganschiefer dieses nördlichen Liaszuges werden von einer grell weissen Kalkbank begleitet, die mit ihnen gleiches Streichen und Fallen theilt. Dieser Kalk scheint — die Vegetation bedeckt hier fast alles — wohl an einer Verwerfung an die Rauchwacken der Raiblerschichten der Ganalpscholle zu stossen; der Lias zieht gegen die Alpe Gan hinunter, wo sein Verlauf verdeckt ist, so dass man sein Verhalten zu den grossartigen Liasaufschlüssen in der Schlucht östlich unter der Alpe nicht sicher erkennen kann, doch ist es wahrscheinlich, dass eine die Ganalpscholle gegen die Liasscholle abschneidende Verwerfung diese Verschiebung nach sich zieht. Der Liassstreifen, der östlich von Gan zum Vomperbach hinunterstreicht, ist auf beiden Seiten von Verwerfungen begrenzt; im Norden trennt ihn eine solche längslaufende Verwerfung unmittelbar vom Wettersteinkalk, der das nördliche Ufer des Vomperbaches dort bildet, im Süden eine kleinere und undeutlichere vom Hauptdolomit. Kössenerschichten sind hier nicht mehr zu sehen, das Haufwerk bunt gefärbter, zerquetschter Mergel, das ganz am Ufer des Vomperbaches liegt, dürfte wahrscheinlich als Aptychenschiefer anzusprechen sein. Die Fortsetzung der Lias-Juraschichten ist längs der dem Bache folgenden Bruchlinie stark nach Osten verschoben.

Alle diese im Kleinen und Einzelnen besonders in der Nähe grosser Verwerfungszüge so verworrenen und unklaren Lagererscheinungen haben doch gemeinsame Züge. Man sieht eine gegen das nördliche Wettersteinkalkgewölbe abgesunkene und zugeneigte Hauptdolomitplatte mit daraufliegenden jüngeren Schichten, welche Platte von mehreren annähernd parallelen Staffelbrüchen durchzogen ist. Schon die Brüche am Haller Zunderkopf, in der Fallbachschlucht und in der Usterbachschlucht deuten eine solche Staffilverwerfung an, welche bei Hinterhorn und am Walderjoch schön ausgebildet ist. Mit den nacheinander immer tiefer gelagerten Schollen des Wetter-

steinkalkgewölbes an der Tratten, am Walderspitze und bei der Ganalpe bricht auch der anliegende Liaszug in die Tiefe. Zwischen den jungen Schichten einerseits und dem Wettersteinkalk andererseits herrschen längs der ganzen Strecke die grösstmöglichen Discordanzen der Lagerung. Die Raiblerschichten sind von Haller Zunderkopf bis zur Walderalpe immer in nächster Nähe grosser Störungslinien und dementsprechend nie schön erhalten. Bedeutende Querbrüche kommen in der Gnadenwald-Walderjochscholle, ausserdem im Hasenbachgraben und oberhalb der Ganalpe nicht vor. Dass die Verschiebung am Ausgang des Hasenbachgrabens mit dem Querbruche des Walderkammgewölbes an der Mandl- und Weiblscharte in Beziehung steht, ist unwahrscheinlich und nicht nachweisbar.

Der Hauptdolomitrücken des Ummelberges ist wohl auch nicht einheitlich aufgebaut, worauf schon die verworrene und stellenweise verschwindende Schichtung und die häufige breccienartige Constitution des Dolomites hindeutet. Im Süden der Hauptdolomitscholle, durch Verwerfungen davon getrennt, tritt bei der Pfannenschmiede noch die ältere Trias in sattelförmiger Anfbiegung zu Tage. Der auf dem Ostufer des Baches in Nordflügel des Sattels eingebrochene Wettersteinkalk ist auf dem westlichen Ufer nicht mehr sichtbar und scheint durch eine Querverwerfung abgeschnitten zu sein.

IV. Die Zunderköpfe. (Zunderkopfscholle und Thaurerscholle.)

(Profil 12—19 auf pag. 340 [52].)

Der (Thaurer und Absamer) Zunderkopf stellt die Verkopplung von zwei Schichtgruppen dar, die in langen Zügen von Ost und West kommend, in seinem Bereich aneinander lagern. Die eine dieser Schichtgruppen haben wir als Gnadenwald-Walderjochscholle kennen gelernt und sie erhebt sich, über das Hallthal herüberziehend, zu den Zunderköpfen; ihr mächtigstes Glied ist der Hauptdolomit, von Kössenschichten und Lias über-, von Raibler-Wettersteinkalk und Muschelkalk unterlagert: die Zunderkopfscholle. Die andere Schichtgruppe kommt von Westen her und enthält alle Schichten vom untersten Muschelkalk bis zu den Raiblerschichten in der Innthafacies: die Thaurerscholle.

1. Die Zunderkopfscholle.

Ihr Verhalten als Walderjoch-Gnadenwaldscholle wurde oben besprochen. War dort ihr Zug eine Aufeinanderfolge mehrerer Schichten, deren Zusammengehörigkeit trotz mannigfacher Störungen überall durchblickt, so stellt die Zunderkopfscholle, soweit sie von jenem Schichtzuge gebildet wird, uns eine steil auferichtete Schichtgruppe von Muschelkalk bis Lias dar, welche von starken Störungen und häufigen Mächtigkeitsschwankungen unterbrochen wird.

Die Hallthalflanke des Zunderkopfes ist schon oben beschrieben worden.

Wenn man die Schichtung dieses Abhanges, abgesehen von den kleinen Unregelmässigkeiten in der Nähe der Kössenerschichten betrachtet, so findet man, dass sich dieselbe bis in die Nähe der Hauptdolomitschlucht des Hallthals etwas umwendet. Es macht den Eindruck, als ob die steile Schichtstellung am Zunderkopf in die flachere des Haller Zunderkopfes übergehen würde. Die nördliche Grenze der Zunderkopfscholle ist jene mächtige Verwerfung, welche vom Hallthal übers Thörl zur Thaureralpe läuft. Ihre nähere Beziehung, soweit sie dem Hallthale angehört, wurde an jener Stelle dargelegt. Vom Thörl westwärts ist die Offenbarung dieser Verwerfung nicht mehr ganz deutlich. Es zieht nämlich zwischen Hauptdolomit und Werfenerschichten noch ein Streifen weisslicher Kalke hin, in denen schwarze Suturlinien verlaufen. Ihr Alter ist uns vollkommen dunkel geblieben; Versteinerungen sind keine zu bekommen, und mit dem blossen petrographischen Bild, das am ehesten auf Wettersteinkalk hinweist, ist nicht viel gethan. Es fehlt dieser Schicht jeder erklärende Zusammenhang. Nach unten ist sie durch Verwerfungen vom Dolomit getrennt; über ihr liegen dünnbankige, dunkle Kalke und dann der bunte Sandstein, der schon zur Wildangermasse gehört. Dieser helle Kalk hört westlich der Thaureralpe auf und der Hauptdolomit stösst dann direct an den Buntsandstein. Immer schwächer ist der an den Zunderköpfen so gewaltige Hauptdolomit gegen Westen zu geworden. Westlich der Vintlalpe verschwindet auch dieser schwächliche Streifen gänzlich.

Dieses starke Abnehmen und Verschwinden der Schichten des Zunderkopfes gegen Westen ist für diese Schichtzüge geradezu charakteristisch.

Die grosse Mächtigkeit des Hauptdolomits der Zunderköpfe ist sehr wohl durch verschiedene Störungen und Verbiegungen erklärlich. Mehrfach kann man in dem im Allgemeinen steilen Schichtgefälle flache und entgegenfallende kleine Schollen beobachten. Ueberhaupt ist das Gestein, besonders im Abhang gegen die Gaschaffreise und Weissreise, von zahlreichen Brüchen und Zertrümmerungen durchsetzt, was sich hier schön an der Zerbrechung des unterliegenden Raibler-Muschelkalkzuges zeigt. Dieser Zug beginnt am Westufer der Hallthalschlucht, beim „Hakl“, als erstes Anstehendes mit hellem Wettersteinkalk und dunklen Raiblerkalken aufzutauchen.

Im Weiterverfolgen dieser Schichten ist es recht bemerkenswerth, wie eben in der Weissreise und im Gaschaff ein ruckweises Verrücken nach Norden eintritt. Am Ostufer der Weissreise stehen zutiefst Kalke an, die am besten zu den Raiblerkalken zu stellen sind, dann folgt auf dieser Thalseite aufwärts ununterbrochen Hauptdolomit. An der anderen Thalseite dagegen stehen zu unterst Dolomite an, die wegen ihrer Verbindung im Westen zu Raiblerschichten der Thauerscholle gezogen werden müssen. Auf diese Dolomite folgt dann schön entwickelter Knollenkalk des Muschelkalkes, der in prächtig sichtbarer Weise längs des Thales herabgezerrt ist. Dies schon beweist die Verschiebung, welche längs der Weissreise statt-

gefunden hat und die weiter oben noch besser zum Ausdruck kommt. Höher als der Muschelkalk liegt ein schwächerer Aufschluss von Partnachmergeln vor, die wieder im Norden an hellen Kalk grenzen, welcher eine hervortretende Rippe bildet, hinter der, stark eingewittert, eine schmale Zone völlig zerdrückten grauen Dolomites ansteht. Nördlich grenzt dieser Dolomit an die gewaltige Wand des Wettersteinkalkes, die längs des ganzen Zunderkopfes hinzieht und über sich die die spärlichen Mäher bedingenden Spuren von Raiblerschichten trägt. Die Bachläufe schliessen sich theils dem Wandverlaufe an, theils bildet dieser noch nicht vollständig durchgearbeitete Stufen in ihrem Lauf. Mit der Wettersteinkalkwand findet das breite Thal der Weissreise sein oberes Ende. Der östliche Graben ihrer weiteren Thalfortsetzung ist dadurch bemerkenswerth, dass in ihm der Wettersteinkalk der Wand und Raiblerschichten jah an riesigen Rutschflächen gegen den Hauptdolomit abbrechen. Es ist hier die Weissreisenverschiebung vollständig blossgelegt, welche die eigenthümliche Verschiedenheit der beiden Thalseiten durch ein gegenseitiges Verrücken derselben erklärt. Ueber den Scheidekamm zwischen Gaschaffl und Weissreisen setzen alle Schichten des westlichen Ufers der Weissreisen und die darüber liegenden Schichten etwas verbogen über. Auch im Gaschaffl ist in Folge einer ähnlichen Verschiebung eine starke Verschiedenheit der Thalwände vorhanden. Die östliche Thalwand ist, wie schon gesagt, der Westseite der Weissreisen vollends ähnlich. Auf dieser Seite ist nur die Verwerfungslinie zwischen dem Muschelkalk und den der Thaurerscholle angehörigen Raiblerdolomiten viel mehr ausgebildet, ebenso sind die Partnachmergel weit besser zu sehen. An die Thalwand ist südlich der grossen Wettersteinkalkwand ein dreieckiges Stück hellgrauen Kalkes angelagert, dessen Schichtung nicht mit der der grossen Wand übereinstimmt.

Die Nordflanke der inneren Gaschafflreise zeigt deutlich eine stark ruckweise Hinaufzerrung der Schichten: neben den Raiblerschichten, die auf der ganzen Wand des Wettersteinkalkes liegen und vom Thalverlauf schief angeschnitten werden, lagert eine Scholle Wettersteinkalk, während der zu dieser Scholle gehörige Muschelkalk auf der anderen Seite des Thales entsprechend tiefer unten zu sehen ist. Ueber den Raiblerschichten streicht in langer Wandflucht der Hauptdolomit aus, an den sich bei der Scharte nördlich der Guggermauer ohne Zwischenlage von Raiblerschichten Wettersteinkalk vorlegt. Auf der anderen Thalseite kommt ober dem Muschelkalk jener mittleren Scholle wieder Dolomit hervor, der wohl zu den Raiblerschichten der Thaurerscholle gehört. An der Guggermauer, wo beide Thalfanken ihr Ende erreichen, tritt steilgestellt Muschelkalk und Partnachschichten an den Wettersteinkalk heran. Hier ist an der Zusammenstossstelle des Muschelkalkes der Zunderkopfscholle und des Raiblerdolomits der Thaurerscholle eine grossartige, gewölbte Rutschfläche mit stark entwickelter, anliegender Trümmerzone zu sehen. Die Rutschfläche bildet noch der Dolomit. Auch eine andere tektonische Selbenschwürdigkeit besitzt die Guggermauer. Es liegt nämlich annähernd horizontal auf den saigeren

Partnach- und Muschelkalkschichten wie ein Deckel eine räthselhafte Dolomitplatte von ziemlicher Ausdehnung.

Im Gebiet der Winterkühlklamm und der inneren Thaurerschluft sind die Raiblerschichten zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit wieder vorhanden und im Abhang der Kaisersäule sogar gut ausgeprägt. Mehrfach durchsetzen den Wettersteinkalk-Raiblerschichtenzug Querverwerfungen. Die Raiblerschichten verschwinden in der innersten Thaurerklamm vollständig. Ebenso ist von der Guggermauer an wenig mehr von typischem Muschelkalk zu verspüren, wenn sich auch in der Thaurerklamm unter der Wand des Wettersteinkalkes in den schwarzen Mergeln, die wir wegen ihrer petrographischen Aehnlichkeit als Partnachschiechten aufführen, knollige Bänke dunklen Kalkes finden. Gleichzeitig mit dem Ausgehen der Raiblerschichten oberhalb des Wettersteinkalkzuges tritt auch das der Partnachmergel ein, während der Wettersteinkalk noch bis zur Rumermuhr unverändert fortläuft, wo wiederum schwächliche, schwarze Mergel unter ihm liegen, vielleicht eine Fortsetzung der Partnachschiechten. Der Wettersteinkalk ist unter allen Gliedern dieses Schichtcomplexes dasjenige, welches in der ganzen Erstreckung von gleicher Mächtigkeit bleibt.

2. Die Thaurerscholle.

Die einheitliche Betrachtung dieser Scholle hat zur Voraussetzung, dass die Dolomite, welche nach dem Aufhören der Mergelsandsteinentwicklung der Raiblerschichten in der Thaurerklamm genau in deren Ostfortsetzung eingreifen, wirklich gleichzeitige Gebilde sind. Dass nicht Verwerfungen allein das Aufhören der Sandsteine und Mergel besorgen, bezeugt der Umstand, dass die concordant darunter liegenden Partnachschiechten ungestört über die Klamm hinausziehen. Zweitens muss man noch annehmen, dass der Dolomit zwischen Partnachschiechten und Raiblerschichten den Wettersteinkalk vertrete. Dann ist eine vollständige Schichtfolge da, die mit dem Dolomit der Myophorienschichten beginnt und mit einem Dolomit abschliesst, der in der Thaurerklamm ober den Raiblerschichten ansetzt und entweder zu diesen oder zum Hauptdolomit zu rechnen sein dürfte. Der ganze Schichtverband befindet sich in saigerer oder überkippter Lage.

Das höchste Glied dieser Reihe taucht, wie schon angeführt, zuerst in der Weissreise an der grossen Nordverschiebung auf und bildet dort den kleinen Scheiderücken zwischen Gaschaffl und Weissreise zum grössten Theile. Ebenso besteht fast der ganze Vorberg aus einem Dolomit, der dort fast die ganze Schichtfolge vertritt. Oestlich vom Romediuskirchlein bei Thaur treten die Partnachschiechten zu Tage, in der Nähe der Klamm die Muschelkalkbänke und an ihrem Umfang sogar noch der Dolomit des untersten Muschelkalkes. Dieser Schichtencomplex, der seine beste Erschliessung in der Thaurerklamm hat, setzt sich gegen Westen fort, wo er gleichzeitig an Mächtigkeit seiner Glieder verliert. Da er dabei aber in der Höhenlage nicht abnimmt, so treten immer tiefere Schichten her-

vor, der unterste Muschelkalk und endlich der Bundsandstein, allerdings erst knapp vor dem Verschwinden der ganzen Scholle am Purenhof. Eine nähere Besprechung dieser Grenzverhältnisse besonders in der Rumermur wird in dem Abschnitt über die mittlere Solsteinkette gegeben werden. Während noch im Galzanhofgraben prächtige Mergel und Sandsteine der Raiblerschichten aufgeschlossen sind, nimmt diese Ausbildung, gegen die Rumermur hin, sehr ab. Dafür setzen stellenweise Rauchwacken ein, deren gewaltigem Vorherrschen die Rumermur ihre Entstehung verdankt.

Wir haben gesehen, wie zwei grosse Schollen an dem Aufbau des Zunderkopfes betheiligt sind. Die mächtigere, nördliche Scholle, die auch die gipfelbildende ist und allein das ganze Hallthalgehänge zusammensetzt, ist bei Weitem die stärkere. Zahlreiche Querschübe und Brüche sind nachweisbar, zahllose undeutliche durchsetzen sie. Ihre Störungen häufen sich gegen den Südrand, wo sie an die kleinere, südliche Scholle stösst.

Was das Verhältniss der beiden Schollen zueinander anlangt, so lehrt ein Blick auf die Karte, dass wir es hier mit zwei Gebilden zu thun haben, die wie Schuppen übereinander liegen. Beide sind dabei fast saiger aufgerichtet. Eigentümliche Facieswechsel scheinen in diesem Gebiete vorzuliegen, die wohl auch zu dieser merkwürdigen Bauart beigetragen haben mögen. Im Norden begrenzen mächtige Verwerfungen die Zunderköpfe und legen ihre jungen Schichten an alte, im Süden wird wohl die grosse Innthalpalte nicht allzufern vorüberziehen.

V. Die Solsteinkette.

A. Frauhütt bis Wildanger.

Frauhütt-Wildangerscholle, Höttingerscholle, Gleierschthalmulde.

Bei der Untersuchung des Solsteins wird näher beschrieben werden, dass wir dort ein Gewölbe aus Wettersteinkalk vor uns haben, dessen Nordflügel sich längs der ganzen Solsteinkette hinzieht, während sein Südflügel westlich vom Brandjoch nicht mehr vorhanden ist. Dieser Nordflügel — ein mächtiger, steil aufgestellter Schichtenbau — ist eine der auffallendsten geologischen Eigentümlichkeiten dieses Gebirgszuges. Im hellen Gegensatz zu den geschlossenen, wenig gestörten Schichtzügen, die in der Hochregion und den Nordabsenkern vorherrschen, besteht die tiefere Innthalflanke aus bunten Schichttrümmern, deren genaueren Zusammenhang zu erkennen, gewaltige Störungen, eine tiefeingedrungene Erosion und dichte Bewachsung zur Unmöglichkeit machen. Nach dieser verschiedenen tektonischen Ausbildung wollen wir in der Einzelbeschreibung zuerst den Kamm und die nördlichen Seitenäste als deutlichst erkennbare Erscheinung beschreiben und dann die Verhältnisse des Gehänges in ihrer Beziehung zu dem östlich und westlich Angrenzenden zu schildern versuchen.

I. Die Frauhütt-Wildangerplatte.

(Profil 16—22 auf pag. 340, 352 und 353.)

Mit dem Frauhüttsattel betritt der Nordflügel des Solsteingewölbes den Kamm und behält ihn inne bis zum Niederbruch des Wildangers ins Hallthal. Alle Glieder dieses Zuges haben gewaltige Dimensionen und sind gut entwickelt. Beginnen wir mit dem Aufzählen im Süden, so sehen wir vom Thörl bis ins Höttingerthal herauf mehrfach als Tiefstliegendes den bunten Sandstein auftreten. Ueber ihm liegen fast ständig Rauchwacken, dunkle Kalke oder Dolomite, die wir zusammen als Reichenhallschichten hervorhoben. In ihrem Hangenden treten schön entwickelt die verschiedenen Kalke des höheren Muschelkalkes auf. Auch in diesem Horizont sind an der oberen Grenze Rauchwacken eingeschaltet. Darüber folgen die Partnachkalke, die in den hellen Wettersteinkalk übergehen. Damit haben wir schon den Kamm überschritten, der meist aus hellem Wettersteinkalk erbaut ist, in seinem westlichen Theil aber, besonders von der Hafelekar Spitze bis zur Sattelspitze hin aus dunklen Partnachkalcken besteht. Die Nordabzweiger hingegen führen nur oberen Wettersteinkalk und geben in ihrer wohlgeschichteten, saigeren Lage ein gutes Bild von seiner grossen Mächtigkeit.

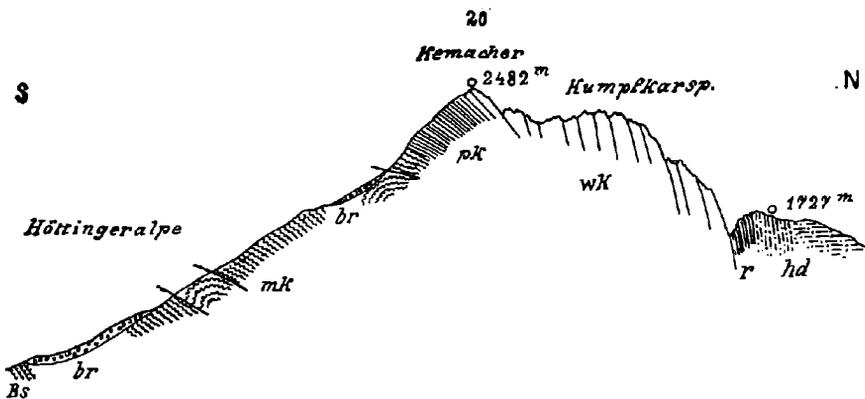
So einheitlich gewiss im Grossen der Bau dieser Triasplatte sein mag, so sind doch gerade im Abfall des Kammacher- gegen das Höttingerthal mehrere kleine Gewölbe zu sehen, die von den Muschelkalkschichten gebildet werden: ein bedeutenderes, gerade östlich der Höttingeralpe, ein anderes schon im Gipfelbereich des genannten Berges. Die Rauchwacken und mergeligen Kalke, die im oberen Muschelkalk ziemlich häufig sind, zeichnen sich ins Terrain als Einwitterungen ein. Längs der ganzen Kette, besonders zwischen Arzlerscharte und Höttingerthal, verdanken viele kleine Eckenbildungen, Terrassen und Gruben, z. B. die Seegrube, diesem Umstand ihre Entstehung. Auch die Stufen in der Nähe des Wasserschroffens sind durch Tieferwittern weicher Schichten entstanden. Die heftigen Störungen und Verbiegungen im Kleinen, welche oberhalb des Wasserschroffens dünnblättrige Kalke und Rauchwacken zeigen, stehen wohl mit dem nahen Solsteingewölbe und den Schichtverbiegungen jenes Muschelkalkzuges, der zur Nazhütte hinauszieht, in ursprünglichem Zusammenhang. Diese kleinen Unregelmässigkeiten erklären auch die ganz ungewöhnliche Mächtigkeit des Muschelkalkes im Höttingergehänge wenigstens theilweise. Auch die Schichtneigung ist im Einzelnen gar nicht regelmässig. Doch bleibt sie meist zwischen 40° und 80° Nordfallen. Andererseits macht diese Triasplatte trotz ihrer bedeutenden Längserstreckung den Eindruck grosser Widerstandsfähigkeit wegen der grossen Schichtmächtigkeit und dem Vorherrschen fester Kalke. Thatsächlich dürften auch keine Störungen vorliegen, die sie in wirklich grossem Massstab beherrschen würden. Nur längs der Arzlerreisen scheint ein Querbruch zu verlaufen, an dem der Klotz der Stumerspitze verrückt wurde. Auch am Frauhüttsattel setzt eine kleinere Querverwerfung über.

Aber auch diese Störungen verlieren im Anblick der ganzen Masse ihre Grossartigkeit, denn sie vermögen den einheitlichen Charakter nicht zu durchbrechen.

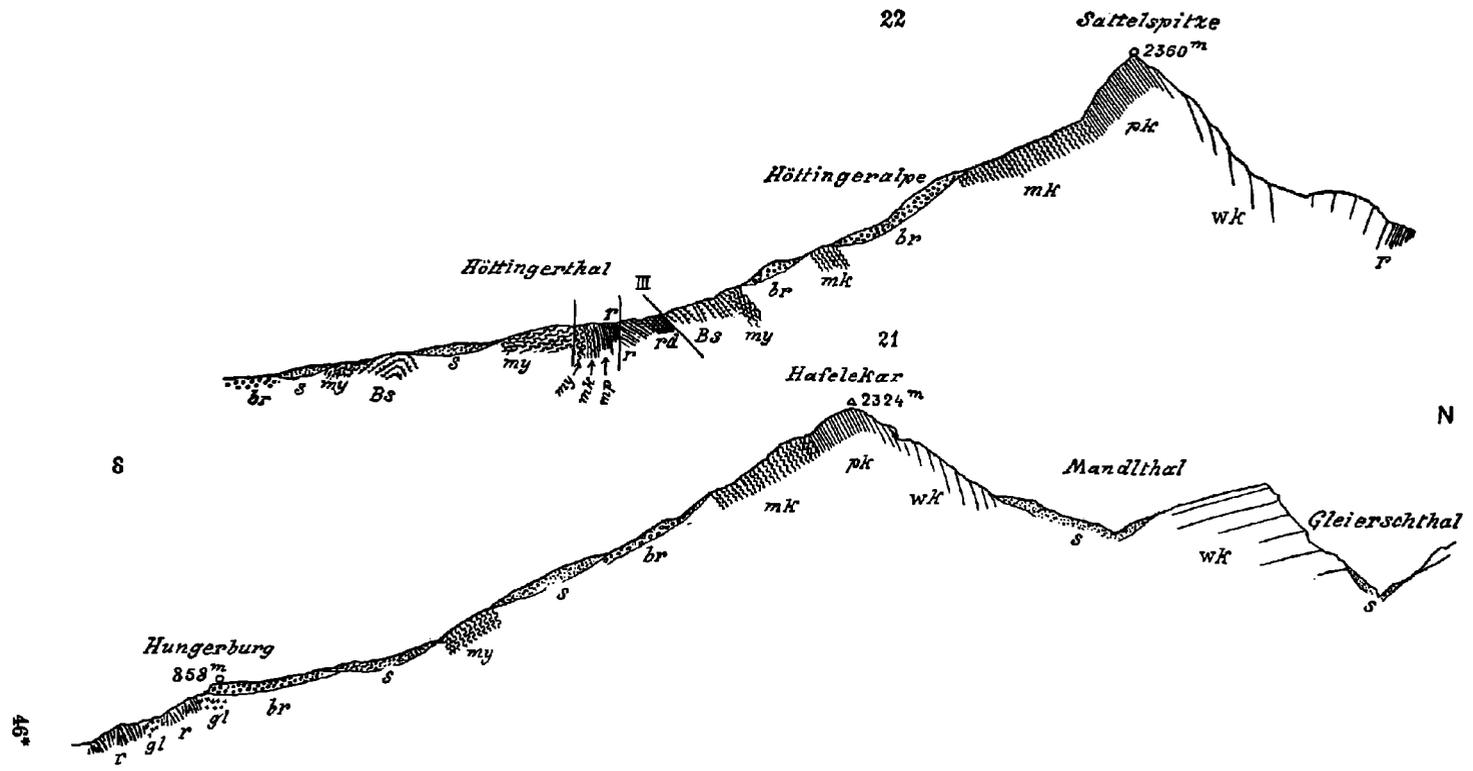
2. Die Gleirschthalmulde.

(Profil 20—21.)

Die Nordgrate der Solsteinkette, der Kumpfkark- und Hippenkopfkamm haben an ihrem nördlichen Abfall schön entwickelte, steil stehende Raiblerschichten anlagern. Schon am Kumpfkarkamm besitzen sie nicht mehr jene mächtige Entfaltung wie am Hippenkamm; in der Nähe der Angerhütte verschwinden sie. Längs des Frauhütthales scheint eine tüchtige Schichtschwankung die Verschobenheit der beiden Raibleransätze hervorgebracht zu haben. Nördlich davon steht der Hauptdolomit an, der ebenfalls bei der Angerhütte ausgeht. Beide Schichten sind hier gutentheils an Störungen abgeschnitten. Dass solche vorliegen, sieht man daran, dass neben saigeren Raiblerschichten fast horizontal eine Bank hellgrauen Kalkes liegt.



Der Hauptdolomit des Fuchsschwanzes zeigt noch eine Art Muldenstellung, die am Wiedersbergausläufer nicht mehr erkenntlich ist. Bei der Christeneckalpe beginnt ganz am Fusse jener Seitenkämme der Solsteinkette ein Zug von Wettersteinkalk als ein Theil des Nordschenkels dieser Mulde, der durch Verwerfungen vom Südflügel des Gleirschkammgewölbes getrennt ist, ähnlich wie der Wettersteinkalkzug im Nordschenkel der Hinterauthalmulde. Auch der Birkkopf auf dem rechten Bachufer dürfte dazu zu nehmen sein. Dieser ganze Wettersteinzug stösst ohne Zwischenlage sicherer Raiblerschichten an den Hauptdolomit, also wahrscheinlich durch eine Verwerfung in diese Lage gebracht. Dieser Wettersteinkalkzug der Mulde baut dann weiter östlich auch den Kamm des „niedereren Brandjoches“ auf. Dieser Höhenzug schliesst sich in bogenförmigem Verlauf dem Nordgrat der Mandlspitze an. Der weitaus grössere Theil dieses Kammes ist gut geschichtet, und zwar hat der dem Gleirschthal gleichgerichtete Theil



46*

schwach südfallende Neigungen, während das Kammstück, das an die Hauptkette anknüpft, eine flache Mulde darstellt, deren Achse zugleich die des Mandlthales ist. Die steiler nordfallenden Schichten des Hauptkammes gehen als Südschenkel der Mulde in immer weniger nordfallende Neigungen über. Im Gebiet des Ueberganges ist eine Gratscharte eingebrochen. Das Mandlthal selbst ist von weiten Schutthalden erfüllt.

Die ganze Mulde steigt gegen Osten stetig in die Höhe und läuft am Stempeljoch in der Luft aus. Die nördlichen Seitenkämme der Solsteinkette, welche den Südfügel der Mulde bilden, haben im Kumpfkargrate, soweit es den Wettersteinkalk angeht, ihre mächtigste Entfaltung. Der nächste Kamm östlich, der der Grubreienthürme, ist ihm an Mächtigkeit noch fast gleich, die weiteren Nachfolger aber nehmen rasch ab. Im Kamm, der von den Spitzen des Wildangers zum Stempeljoch zieht und so die Verbindung mit dem Gleierschkamm herstellt, ist der Südfügel der Mulde äusserst kurz und kaum mehr bemerkbar; eine Verwerfung trennt ihn von dem durch Brüche zerstückelten Südschenkel des Gleierschkammes.

3. Die Höttingerschollen.

(Profil 20, 21, 18, 19, 22.)

Eine tektonische Besprechung der unteren Gehänge der Solsteinkette muss sich auf die Aufschlüsse des Höttingerthales, der Mühlauerklamm und der Rumermuhr beschränken, weil in den dazwischen liegenden Gebieten die Abschlüsse in einer Weise spärlich und weit voneinander entfernt sind, dass man dieselben nur mehr völlig speculativ verwenden könnte, eine ziemlich werthlose Mühe! In dieser Region kann man kaum mehr thun, als die einzelnen Aufrisse beschreiben.

Bis zu jener Bergkante, welche knapp westlich vom Höttingerbild zum Achselkopf sich aufschwingt, reichen später zu beschreibende Dolomite der Reichenhällerschichten von Westen her. Sie brechen an dieser Kante ganz unvermittelt ab; im Höttingerthal treten zwar ähnliche Dolomite auf, aber sie nehmen meist eine andere Stellung ein oder sind sehr wenig mächtig. An diese Verwerfungsgrenze jener Myophoriendolomite stossen etwas oberhalb des Höttingerbildes typische Mergel und Sandsteine der Raiblerschichten. Höher hinan stehen stark zerdrückte, dunkle Kalke an. Auch Dolomit wechselt mit den Kalken, die in total zertrümmertem Zustande, von Klüften und Rutschen durchbrochen, vorliegen. Ueber all' diesen Trümmern bricht rother Sandstein hervor, der sich dann längs des Gehänges in's Höttingerthal hineinzieht. Seinem Terrainanschnitt nach muss er eine flach nordfällige Lage einnehmen. In dem Graben, der neben der Ochsenhütte herabsinkt, liegt unter dem bunten Sandstein noch ein hellgrauer Dolomit. Die erste Brandjochrinne, die unterhalb eines Wasserfalles des Höttingerthales in dasselbe einmündet, zeigt wieder die Sandsteine, darunter Dolomit, dann schwarze Mergel, Sandstein und dunkle Kalke in einer den später zu besprechenden Aufschlüssen dieses Thales ähnlichen Lage. An der Mündung der ersten Brandjochrinne sind Rauch-

wacken zu sehen, die wahrscheinlich auch den nächsten Theil des Hauptthales bilden, der ganz von Schutt und Vegetation bedeckt wird. Unter dieser ganz verdeckten Stelle kommt in einem kleinen Gewölbe fester Buntsandstein hervor, nach unten von Rauchwacken bedeckt, die schwarze Schiefer umschliessen und schwer von der tiefer vertretenden Höttingerbreccie zu trennen sind. Steigen wir wieder thalauf, so steht beim Wasserfall, wo sich auch die Mundlöcher eines alten Bergbaues öffnen, an der Ostseite des Thales ein eigenthümlich dünn-schichtiger, auf den Flächen mergeliger Dolomit an, der auf der anderen Thalseite nicht deutlich bemerkbar ist. An diesen flach süd-fallenden Dolomit schliesst sich eine ziemlich ungeschichtete, vielleicht saiger stehende Dolomitmasse an, über die der Bach stürzt. An diesen Dolomit stösst eine Zone dunklen Kalkes, dem ein Mergelstreifen benachbart ist, der täuschende Aehnlichkeit mit Partnachschiefern besitzt. Ueberdies hat der Kalkzug auf der einen Thalseite knollige Kalkplatten, die sehr an Muschelkalk erinnern. Die breite Einsenkung, die thalauf folgt, besteht grösstentheils aus Mergeln, doch gelang es uns durch Aufgraben Sandsteine, wie sie die Raiblerschichten führen, darin zu entdecken. Die höher gelegene Thalstufe besteht aus flach gelagerten, dunklen Kalken, auf denen in der Ostflanke des Thales Mergelspuren liegen. Aehnliche Lagerungsdiscordanzen wie hier, sind auch in der ersten Brandjochreise zu sehen, mit denen diese Aufschlüsse in directer Verbindung stehen. Den weiten, aufschlussarmen Raum bis zu dem nun thalauf kommenden Buntsandstein, der von der ersten Brandjochreise herüberzieht, scheint ein ziemlich heller Dolomit auszufüllen, ähnlich wie der unter der Ochsenhütte. Die besten Aufschlüsse dieses Gesteins sind am Weg von der Gramart zur unteren Höttingeralpe. Der Buntsandsteinaufschluss an der Thaltheilung ist der zweitmächtigste seiner Art in dem ganzen Gebiet. Er wird von flachen Lagen von Rauchwacken der Reichenhällerschichten überdeckt. Doch gehören diese zwei letztgenannten Schichten schon eher zur Triasplatte des Hauptkammes.

In dem Zwischenstück vom Höttingerthal zum Mühlauergraben lässt sich keine Schichte mit Sicherheit verfolgen. Sehr wahrscheinlich ist es, dass der Buntsandstein der unteren Höttingeralpe mit dem der innersten Mühlauerklamm in Verbindung steht. Es kann das aus dem Austreten der Quellen längs dieser Zone und aus der Buntsandsteinführung der Breccie folgern. Auch ist er noch bei der Umbrückleralpe und am Titschenbrunnen aufgeschlossen. An letzterem Orte liegen über ihm helle Dolomite. Von anderen durchlaufenden Schichten ist in dem Waldgebiet nichts zu sehen. Am bedeutendsten sind noch in einem Hohlweg zum Titschenbrunnen splittrige, schwarze Mergel aufgeschürft. Ebenso ist im Weiberburggraben ein zertrümmerter Dolomit vorhanden; tiefer sollen daselbst, nach Pichler's Angabe, in einem jetzt verschütteten Mergelaufschluss Raiblerversteinerungen zu finden gewesen sein. Das macht es auch wahrscheinlich, dass die Dolomite, die bis zum Inn herabreichen, diesen Schichten angehören.

In der Mühlauerklamm findet eine ganz merkwürdig häufige Wiederholung von Mergel und Sandsteinzügen mit Kalkbänken statt. Die Züge des vorderen Theils nehmen fast ausnahmslos steile Lagen

ein, im mittleren Theile sind flache Neigungen neben steilen vorhanden. Den innersten Theil nimmt die Höttingerbreccie ein, unter der verborgen der Buntsandstein liegt. Fast in allen Mergelzügen, mit Ausnahme des allerersten auf der Ostseite, lassen sich begleitende Sandsteine nachweisen, die ganz denen der Raiblerschichten gleichen. Unmittelbar hinter der vom Bach durchnagten Thalsperre eines hervortretenden Kalkzuges, wo der Weg zum Purenhof den Bach übersetzt, sind die mächtigsten Sandsteinvorkommnisse, die auch die Leitfossilien der Raiblerschichten in sich führen. Im nächsten Klammgebiete herrschen die Kalke vor, zu denen sich auch dolomitische Breccien gesellen. Von Mergeln kommen nur mehr wenige Aufschlüsse vor. Die innersten, tagliegenden Grundfelsen sind graue Kalke, denen die Breccie aufliegt. Bei den Wurmbachquellen und durch die Stollen der Innsbrucker Trinkwasserleitung auch unter der Breccie ist der Buntsandstein in grosser Ausdehnung aufgedeckt. Leider unterbricht gegen Osten hin eine dicke Brecciendecke jeden Einblick auf das Grundgebirge bis zur Bergkante hinaus, die die breite Absenkung des Rumeralgehanges vom Gebiet des Mühlauergrabens trennt. Dort tritt nun wieder als tiefstes Glied bunter Sandstein auf, der auch steil nordfällige Schichtung verräth. Er bildet einen längeren Streifen, bis er wieder östlich der Buchenalpe vom Schutt verhüllt wird. Er wurde bereits als Sohle der Thaurerscholle beschrieben. Ueber dem Buntsandstein folgen in dem Graben, der zur Rumeralpe hinaufzieht, die Glieder der Thaurerscholle, als: dunkle Kalke, die stellenweise dolomitisch werden und auch Mergel enthalten, — sie sind gewölbeartig aufgebogen und Dolomit bildet den Kern — alsdann knapp unter der Wand, auf der die Alpwiesen liegen, gut entwickelte Raiblerschichten. Diese fallen mässig steil berglein. Auch die dunklen, geschichteten Kalke der Wand dürften dazu zu nehmen sein. Ueber ihnen in Alphöhe stehen Dolomite an. Von da aufwärts bis zur Muschelkalkstufe wird alles von Schutt und Breccie verdeckt.

Die im Rumeralmgraben anstehenden Schichten lassen sich mit Ausnahme des Buntsandsteins dem Gehänge nach in die Rumermur — auf die nun näher eingegangen werden soll — hinein verfolgen.

Die Kalke, die gleich ober dem Buntsandstein im Rumeralmgraben liegen, bilden als Felseingang das erste Anstehende der Mur, wenn man dem Weg nach zu ihr emporsteigt. Auch hier sind es dunkle, von vielen weissen Adern durchzogene Kalke, die offenbar zu ihnen gehörigen Mergelspuren von drüben sind hier als mächtige, stark zerknitterte Mergellager entfaltet, die entschieden den Partnachmergelcharakter an sich tragen. Es folgt aufwärts darauf grauer, weissadriger Kalk, stark nordfallend, und dann Kalk und Mergelbänke. Der mächtigste dieser Mergelstreifen, der wie alle anderen bisherigen Züge fast saiger steht, enthält Raiblersandsteine mit *Bactryllium canaliculatum* und *Ostrea montiscaprilis*. Darüber lagert Rauchwacke, die gegen die Mitte der Mure zu mit einem Verkittungsproduct der feineren Schuttmassen ganz verwachsen erscheint. Die höher folgende Kalklage ist im unteren Theil dolomitisch, nach oben mehr durch dünnblättrigen Mergel gebankt. Dieser Kalk nimmt auf einmal eine andere Lage ein, indem er mässig steil nach Nord-

west einfällt. Dieser Kalk ist völlig auf die Ostseite der Mure beschränkt. Ober dem Kalk folgen Kalke und Rauchwacken mehrmals bis hinauf zur Wandstufe des Wettersteinkalkes, welche nach oben den Abschluss der Mur bildet. Am Südrand des Wettersteinkalkes läuft eine gut ausgebildete Verwerfung, an der ein Streifen steilsteuender, ganz zermalmtmer Mergel da und dort erhalten ist. Unter diesen steht in der mittleren Wasserrunse wohlgeschichteter Dolomit an. In der Nordostecke der Mur werden Mergel und Dolomit durch eine Verwerfung von der Rauchwacke abgeschnitten.

Die hier vom östlichen Graben geschilderten Verhältnisse finden in den westlichen Rinnsalen keine Nachbildung, zudem das ausgedehnte Schuttgebiet fast keine zusammenhängende Aufschlüsse bietet. Auf den dunklen Kalk am Eingang folgt hier zunächst eine weite, anbruchlose Zone, aus deren spärlichem Grundgestein man nur schliessen kann, dass die Partnach- und Raiblerschichten hier durchziehen. Höher oben am Beginn des mittleren Grabens steht noch ein dunkler Kalk an, auf den dann mächtige, meist stark zertrümmerte Dolomitmassen folgen. Dieselben bauen den ganzen westlichen Theil der Rumermur auf. In ihnen findet sich stellenweise Rauchwacke eingelagert, was man am besten im mittleren Graben sieht, der östlich der Rauchwackenthürme herabzieht, welche aber schon dem Rauchwackenzuge am oberen Ende des Dolomits angehören. Auch hier liegt wieder eine ausgesprochene Verwerfung vor: Während westlich die Rauchwacken in die Rinne hereinziehen, stossen sie in dieser — in der Nähe eines grösseren Wasserfalles — unter stumpfem Winkel auf jenen gut geschichteten Dolomit und die Mergel, welche den Südrand des Wettersteinkalkes umsäumen. Die Verschiebung ist von der Art, dass die Rauchwacken auch von dem Wettersteinkalk abstossen, an den auch ein darüberliegender Dolomitkeil andrängt.

Der Dolomit, welcher den ganzen übrigen westlichen Theil der Mur bildet, steht mit dem der Rumeralpe in directem Zusammenhang, während die Rauchwacken, welche im östlichen Theil so sehr vorherrschen, mit denen des Galzanhofgrabens im Verband liegen.

Ober der abschliessenden Wand des Wettersteinkalkes folgen Rauchwacke, Dolomit und dann die prächtigen Aufschlüsse des Buntsandsteines bei der Vintlalpe. Dieser Sandstein aber stellt schon das tiefste Glied der Wildangerscholle dar, während die tieferen Schichten noch zur Zunderkopfscholle gehören. Die Erforschung der Rumermur hat mit grosser Sicherheit hervortreten lassen, dass die beiden Schollen, die in reichen Schichtverhältnissen den Zunderkopf aufbauen, auch, wenngleich bedeutend verarmt, die Rumermur zusammensetzen. Die südliche Scholle geht noch weiter; sie ist durch den Rumeralpgraben noch in ziemlicher Vollständigkeit aufgeschlossen. Direct verfolgen lässt sich in der ganzen Erstreckung nur die Raiblerschichte, obwohl auch die darüber- und darunterliegenden Schichten trotz ihres Entwicklungswechsels ziemlich zusammenhängen. Auffallend ist in dem Zuge die gegen Westen gerichtete Mächtigkeitsabnahme.

Die Art der Verbindung mit den Schichten der Mühlauerklamm ist unsicher. Ist der Buntsandstein der Mühlauerklamm die Fortsetzung der bunten Sandsteine des Purenhofes — dafür spricht der Umstand,

dass längs der muthmasslichen Verschneidungslinie der Schichte mit dem Hang die Breccie unter der entsprechenden Höhe wirklich rothe Sandsteine führt — so kann man in den Schichten der Mühlauerklamm mit einiger Wahrscheinlichkeit den Südschenkel eines Gewölbes sehen, dessen Nordschenkel die Schichtreihe der Thaurerscholle darstellen würde. Gegen diese Anschauung spricht die flache Lage des Buntsandsteines, welche sich aus der Verbindung der Aufschlüsse der Mühlauerklamm und des Purenhofes ergäbe.

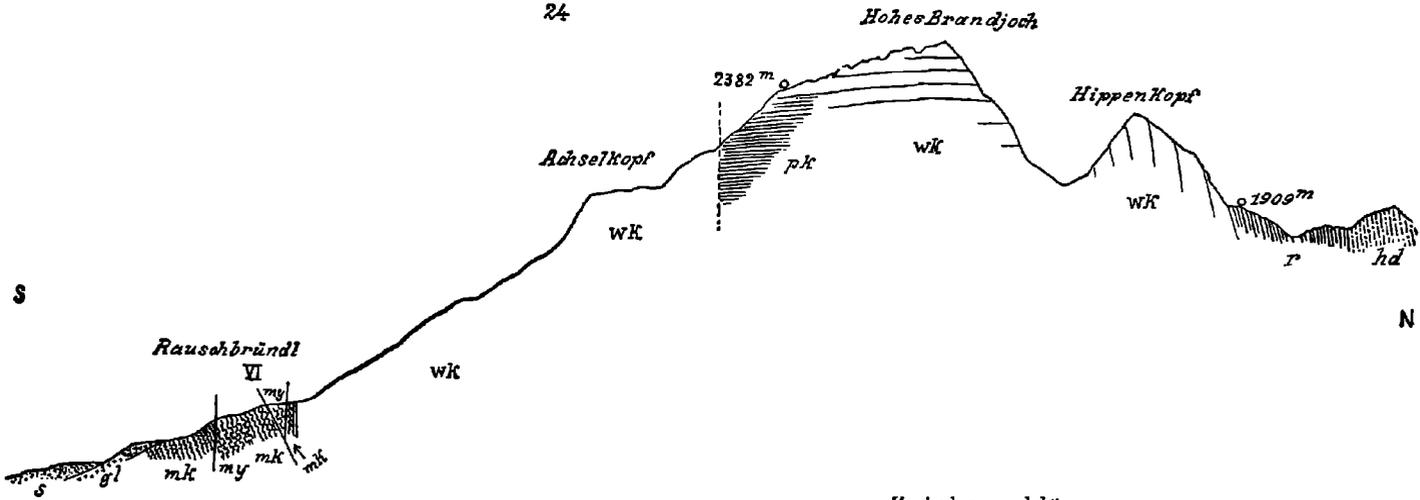
Zieht man die Buntsandsteine der Mühlauerklamm als tiefstes Glied zur oberen Triasplatte, so stehen die Raiblerschichten der Mühlauerklamm und die hinter ihnen liegenden fraglichen Gesteine mit den Schichten des Höttingerthales in der Aehnlichkeitsbeziehung, dass auch dort unter dem Buntsandstein der unteren Höttingeralpe Raiblerschichten, sowie Kalke und Dolomite unbestimmten Alters anstehen. Zudem ist auch der directe Zusammenschluss der beiden Buntsandsteinlager sehr wahrscheinlich. Das Höttingerthal bildet, mit dem unteren Buntsandstein anfangend, bis zum oberen Aufschluss desselben eine wahrscheinlich ziemlich vollständige Schichtfolge, in der nur jede Andeutung des Wettersteinkalkes fehlt. Dass der obere Buntsandstein besser zu den darüberfolgenden Schichten der Frauhütt-Wildangerplatte gezählt wird, geht wohl daraus hervor, dass er am unteren Gehänge des Achselkopfes, beim Höttingerbild, eine Lage einnimmt, als wenn er dem Brandjochgewölbe als Unterlage dienen sollte.

Wenn man die Schichten der Mühlauerklamm in dieser Weise trennt, dass der Buntsandstein zur oberen Schichtplatte gehört und die Raiblerschichten durch eine Verwerfung davon abgeschnitten sind, so gelingt es, mit Hilfe einer nicht unwahrscheinlichen Annahme, die Verhältnisse des Rumeralmgrabens, der Mühlauerklamm und des Höttingerthales in Zusammenhang zu bringen. Denkt man sich nämlich, wie es auch der Wirklichkeit entspricht, die Schichtfolge der Rumer Spitze im Gegensatz zu denen der Mühlauerklamm gehoben und nach Norden gedrängt, was sich besonders in den unteren Schichten mehr ausspricht, so ist es gut denkbar, dass die Raiblerschichten der Mühlauerklamm die höchsten Theile der Thaurerscholle vorstellen; der unterste Theil der Klamm würde in diesem Falle Partnachsichten, Muschelkalk und Buntsandstein verhüllen. Der Zusammenhang mit dem Höttingerthale wäre alsdann ein einfacher, indem dortselbst eben dieselbe Scholle mit allen ihren Gliedern aufgeschlossen erscheint.

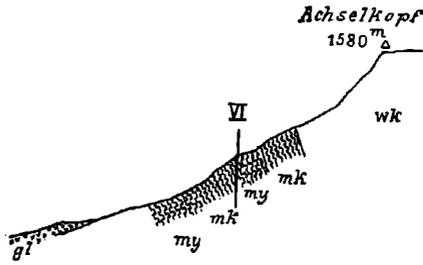
Sichere Kriterien für die eine oder andere Annahme fehlen.

Bemerkenswerth ist das Streichen der Schichtzüge in diesem Gebiet. Vom Höchenberg her streichen dieselben nordöstlich „schief aufwärts“ gegen das Höttingerthal, vom Zunderkopfe streichen die Schollen nordwestlich oder fast ostwestlich gegen das Höttingerthal hinein. Dieses bildet eine geologische Einbuchtung. Die Schichten der Zunderkopfscholle verschwinden dabei alle unter der mächtigen Frauhütt-Wildangerplatte. Im Gebiet zwischen Mühlauergraben und Höttingerthal laufen die Schichten mehr pallel zu der Triasplatte, am Achselkopf beginnt das entgegengesetzte Verhalten.

In welcher Beziehung die gewaltige Triasplatte der oberen Gehänge zu den Schichten des unteren Gehanges steht, ist nicht ganz



23



Zeichenerklärung:

- my = Reichenhallschichten (Myophorienschichten Rothpletz’).
- mk = Die höheren Abtheilungen des Muschelkalkes.
- pk = Kalk der Partnachsichten.
- wk = Wettersteinkalk.
- r = Raiblerschichten.
- hd = Hauptdolomit.
- gl = Glaciale Ablagerungen.
- s = Postglaciale und recente Bildungen.

Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 1896, 48. Bd., 2. Hft. (Ampferer u. Hammer.) 47

sicher. Zwischen beiden Theilen laufen jedenfalls mächtige Störungen hin, wenn auch Facieswechsel einen Theil der gegenseitigen Unregelmässigkeiten zu erklären vermag.

Längs der ganzen Bergkette herrscht also eine schuppenartige Gebirgsbildung, die besonders im Gebiete des Wildangers wohl ausgeprägt ist, wo wir drei Schichtplatten hintereinander sehen. Gegen Westen wird der Bau einfacher, dadurch, dass eine der Platten unter der mächtigsten, höchstgestauten, verschwindet. Von Westen her zieht das Solsteingewölbe mit seinen Vorlagen; im mittleren Stück herrscht tektonische Unsicherheit wegen mangelnder Aufschlüsse. Die Erosion hat hier einen Einblick in verhältnissmässig tiefe Theile geschaffen, vielleicht aber auch zur vollständigen Erklärung nöthige Theile zerstört.

B. Erlsattel—Frauhütt.

Solsteingewölbe, Zirlermäderschollen, Höchenbergscholle und Kranabitterscholle.

Die südlichste Bergkette des Karwendelgebirges, die Solsteinkette, steigt im Westen mit dem grossen Solstein aus der Hauptdolomitmiederung der Seefelderberge empor. Die Solsteinkette im engeren Sinn — Erlsattel—Frauhütt — welche sich aus der ganzen Längskette durch ihre bedeutende Höhe hervorhebt, verräth durch ihren ganzen Aufbau in der Zusammengeschlossenheit der Gipfel und im Abfall der Flanken ihre geologische Einheitlichkeit, ihren Bau als Gewölbe. Es ist auch das Solsteingewölbe von allen tektonischen Baustücken der ganzen Kette das bestausgebildete und deutlichst erkennbare.

Wenn man das Solsteingewölbe beschreiben will, so geht dies kaum ohne Mithineinziehung der niedrigen Vorberge, welche dasselbe unmittelbar vom Innthal trennen. Unter diesen Vorbergen hat nur der Höchenberg Anspruch auf Selbstständigkeit. Seine geologische Fortsetzung, das Klammeck und der Achselkopf, sind völlig in den Flankenbereich der Hauptkette getreten. Diese Vorberge bilden im Vereine mit dem Solsteingewölbe eine Art Falte, deren Mulde als eingebogene Scholle an den Zirlermähdern so ziemlich am besten erhalten ist. Ost- und westwärts davon ist sie undeutlicher ausgebildet.

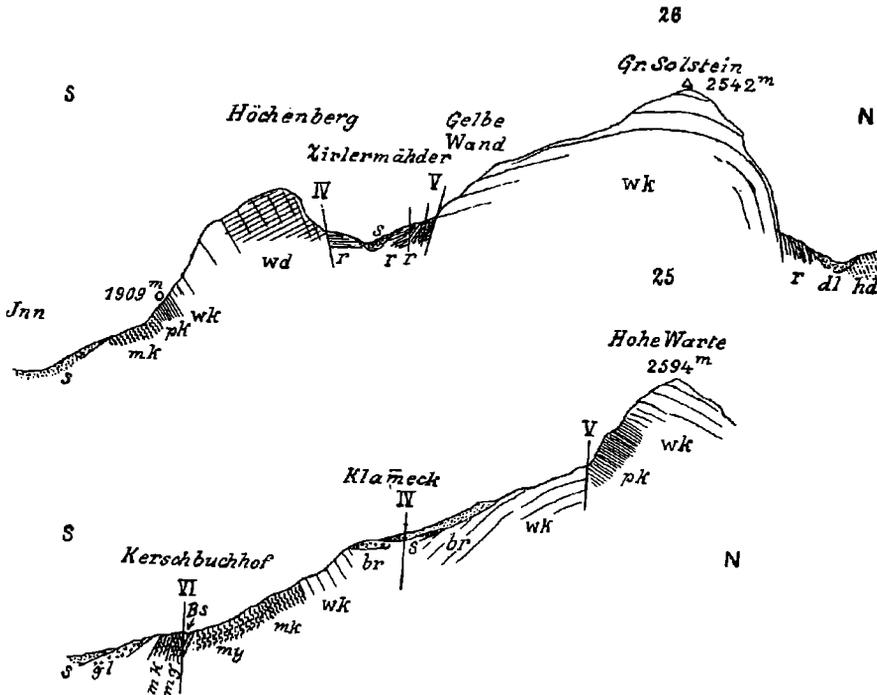
I. Das Solsteingewölbe.

(Profil 26 auf pag. 361 73.)

Das Solsteingewölbe ist wie alle grossen Wölbehauten unseres Gebietes stark einseitig, und zwar ebenfalls in der Weise, dass der Nordschenkel steil oder saiger steht, während am Südschenkel mässigere Steigungen vorherrschen. Es taucht, nämlich wie der Glierschkamm, mit breitem Rücken in einer seinem jetzigen Abhang fast gleichen Neigung unter den Raiblerschichten und dem Hauptdolomit des Erlsattels auf. Der Nordflügel, der aus steil gestellten Platten hellen Wettersteinkalkes, aus ebenso liegenden Raiblerschichten und aus Hauptdolomit besteht, ist nicht nur am Solsteingewölbe, sondern, wie wir oben gesehen haben, längs der ganzen Solsteinkette bis zum

Hallthale entwickelt, wo die Kartelserschollen den letzten eingebrochenen Rest desselben darstellen. Freilich verliert er im Osten zuerst den begleitenden Hauptdolomit und dann die Raiblerschichten, dafür sind in der Innthalflanke die tieferen Glieder bekanntlich aufgeschlossen. Während im Gebiet Erlsattel—Frauhütt der Nordflügel stark im geographischen Nordgehänge verbleibt, betritt er mit dem Frauhüttsattel den Hauptkamm, den er bis zu seinem Ende innebehält.

Im westlichen Theil des Gewölbes geht der Nordflügel mehr allmählig in die flachen Wölbetheile über, weiter östlich findet das nicht mehr statt. An den steilen Platten des Nordabfalles lagern dann



unvermittelt annähernd horizontale Lagen, welche die Gipfel bilden. Am schönsten sieht man dies im Nordgewände des kleinen Solsteins; in steile Pfeilergrate zernagt, streben die fast senkrechten Platten des Unterbaues hoch hinan; wo sie ihr Ende erreichen, nimmt plötzlich die Steilheit etwas ab — es hat sich sogar ein kleines Kar eingestaltet — und darüber ragt fast senkrecht die horizontal gebänderte Gipfelwand auf.

Auch in dem Solsteingewölbe sind echte Firstschollen ausgebildet. Sie beginnen mit dem kleinen Solstein und haben nach Süden durchaus einen weniger schroffen Abbruch als gegen Norden. Im Südgehänge der hohen Warte, im Gebiet des Gamsangerls und des Schneekars und im Brandjochgehänge bis hinüber zum Frauhüttsattel

treten im Liegenden dieser Firstscholle noch die dunklen, versteinereungsführenden Horizonte des Wettersteinkalkes, die Partnachkalke, zu Tage. Im Gehänge des Brandjoches gegen Hötting tauchen unter diesen Kalken die Muschelkalkbänke auf, die in einer gebrochenen Linie von der Nazhütte ungefähr gegen das Gewände der Sattelspitzen hinstreben, welche sie nicht erreichen, da sie in der Frauhüttrinne an einer Verwerfung tiefer geschoben werden. Der grosse Solstein besitzt auch einen deutlichen Südschenkel. Derselbe besteht aus mehreren auseinandergebrochenen Schollen, die gegen die Zirlermäher- und gegen die Kranabitterklamm abbrechen. Im Gebiete der hohen Warte zieht vom Gamsangerl ab gegen das Klammeck eine mässig südfallende Scholle hinunter, ebenso wie das Durachgehänge (zwischen Klammeck zum Achselkopf) durch eine tief hinabgreifende Scholle hellen Wettersteinkalkes gebildet wird, der oben an die im Liegenden der Firstscholle noch zu Tage tretenden Partnachkalke stösst. Diese Durachscholle zeigt nirgends eine durchgreifende Schichtung, aber nach ihrer ganzen Verwitterung zu schliessen, dürfte sie eine ziemlich steile Neigung einnehmen. Ostwärts von dieser Scholle ist wenig mehr von einer Andeutung des Südschenkels zu sehen. Der flache Theil des Achselkopfes und die oberen Theile seiner Abstürze bestehen zwar aus hellem Wettersteinkalk, aber die Lagerung ist nicht sicher erkennbar. Zudem sind in seinem oberen östlichen Gehänge dunkle Kalke aufgeschlossen. Seine Erklärung wird sich besser im Anschluss an die Zirlermäderscholle finden lassen.

2. Die Zirlermäderschollen.

(Profil 26, 25 auf pag. 361 [73].)

Die Aufschlüsse der Zirlerklamm zeigen einen völlig saigeren südlichsten Theil, der, wenn man sich die Aufschlüsse von Martinsbühel ein wenig herauf verlängert, folgende Schichtglieder aufführt: Muschelkalk, Partnachschiefer, Wettersteinkalk und Dolomit, Raiblerschichten. Fast im rechten Winkel dagegen nun stossen dann Dolomite, die wahrscheinlich schon nahe dem Hauptdolomit sind. Unter diesen erscheinen bald thalaufliegende Mergel und Sandsteine der Raiblerschichten. Dieselben fallen ganz flach gegen Westen oder Südwesten und sind mehrfach in die Höhe geschleppt. Unter diesen Schichten, die sich an den Seitenhängen der Zirlerklamm in die Höhe erheben, tauchen ganz im nördlichsten Theile der Klamm helle, dolomitische Kalke auf, die, flach südfallend, sich dem Solsteingewölbe anschliessen. Diese Kalke, die am schönsten im untersten Theile des Wörgelthales bei seiner Einmündung in die Ehnbachschlucht (Zirlerklamm) zu sehen sind, zeigen sich vom Südflügel des Solsteingewölbes, besonders auf den Zirlermähdern, durch heftige Verwerfungen, an denen Fetzen von Raiblermergeln und Sandsteinen zurückgeblieben sind, abgeschnitten. Diese Störungen scheinen gegen Westen hin sich mehr zu verlieren, während dieselben in starker Ausbildung die Zirlermäher an ihrem Nordrand übersetzen und in prächtiger Weise durch die Schlucht, welche längs der „gelben Wand“ in die hintersten Theiläste der Kranabitterklamm hinabzieht, aufgeschlossen sind. Der südfallende

Wettersteinkalk des Solsteingewölbes wird von einer mächtigen Längsverwerfung abgeschnitten, während er zugleich an einer Querverwerfung, die die Längsspalte durchsetzt, verschoben ist. Der Wettersteinkalkwand liegt eine starke Trümmerzone an, die aus meist zu Mörtel zerriebenem Material von beiden Seiten besteht. An diese Zone schliessen sich saiger stehende, mit der Verwerfung nicht ganz gleich streichende Raiblerkalke. Diese streichen soweit die Schlucht hinab, bis durch die Querspalte der Wettersteinkalk vorgeschoben erscheint. Diese saigere Stellung der Raiblerschichten bezieht sich nur auf diese unmittelbar dem Längsbruche anliegende Scholle. Im unteren Theile der Schlucht liegen Raiblersandsteine und Dolomite in ziemlich flach südfallender Lage an der Trümmerzone. Südlich der saiger stehenden Raiblerschichten folgen, ebenfalls durch eine Verwerfung getrennt, mässig südfallende Kalkbänke, wahrscheinlich auch zu den Raiblerschichten gehörig. Alle diese Raiblerablagerungen werden aber von Wettersteinkalk unterlagert, der durch die Endschluchten des „kurzen Lehner“ (des westlichen Endastes der Kranabitterklamm) aufgeschlossen ist.

Während so im Norden der Zirlermähderschollen die Verwerfungshöhe und Stärke entschieden von Westen nach Osten zunimmt, scheint auf der Südseite das entgegengesetzte Verhältniss stattzuhaben. Die deutliche Störung, welche in der Zirlerklamm den steilgestellten Höchenbergschichten-Complex von der flachen Zirlermähderscholle trennt, lässt sich bis unter die Kirchbergeralpe verfolgen. Von dort an nördlich macht es ganz den Eindruck, als ob die Raiblerschichten, wenn auch mehrfach gestört, flach auf den oberen dolomitischen Wettersteinschichten liegen würden, was ja, da das Gefälle des Wettersteinkalkes am Höchenberg überhaupt stark abgenommen hat, nur eine Fortsetzung der Verhältnisse der Zirlerklamm bedeutet. In Folge dieser viel geringeren Nordneigung des Wettersteinkalkes des Höchenberges ist die Verschiedenheit zwischen Höchenbergscholle und Zirlermähderscholle an der Südgrenze der letzteren bedeutend geringer als an deren Nordgrenze, im Verhältniss zum Solsteingewölbe. In der Flanke, welche vom Höchenberg gegen die innere Kranabitterklamm abfällt, sind die Dolomitschichten des Wettersteinkalkes zu einer flachen Mulde verbogen.

In der Ostfortsetzung des Zirlermähderschollenbruches liegt in der Weitung der inneren Kranabitterklamm bis zum „langen Lehner“ hin flachliegender Wettersteinkalk als abgetrennte Scholle. Es scheint dies die directe Fortsetzung jenes Wettersteinkalkes zu sein, der die Grundlage der Raiblerschichten der Zirlermähderschollen bildet. Der „lange Lehner“ bezeichnet aber nicht das Ende des Einbruches, sondern nur das seiner deutlichen Ausbildung.

Auch im Gehänge des Klammeckes liegt zwischen dem Südschenkel des Gewölbes der hohen Warte und der nordfallenden Muschelkalk-Wettersteinkalkscholle des Höchenberges, beziehungsweise Klammeckes, eine Zone, welche stellenweise flache Schichtung aufweist, meist aber ungeschichtet ist und von mächtigen Klüften durchsetzt wird. Als letzte Spur dieses eingebrochenen Theiles kann man vielleicht den flachen Scheitel des Achselkopfes ansehen. Eine deutliche

Schichtung ist an diesem nicht vorhanden, doch ist so die ungeschichtete Masse zwischen den Gewölbesehichten des Brandjoches und den steil nordfallenden Schichten des Achselkopfgehanges am besten erklärt.

3. Höchenbergscholle und Kranabitterscholle.

(Profil 23—26 auf pag. 359 und 361.)

Diese zwei Schollen, in denen nur saigere oder steil nordfallende Lagen der Schichten vorkommen, stehen in nahem Zusammenhang. Erstere ist jener Schichtenzug, der oberhalb der Zirlerklamm beginnt, den Martinsbühel und den ganzen Höchenberg umfasst und am Südabhang des Klammbeckes zum Achselkopf hinüberzieht. Dort ist derselbe so ziemlich abgeschnitten; die zweite Scholle beginnt am Ausgange der Kranabitterklamm, bildet den Felsuntergrund der Kerschbuchhofterrasse und zieht von dort gegen das Höttingerthal hin, wo sie ebenfalls von Verwerfungen abgeschnitten wird.

Die Höchenbergscholle. Es ist ein auffallender Zug der Tektonik des Innthales, dass weithin und häufig die unteren Triassschichten, welche an seinem Gehänge anstehen, saigere oder doch steile Stellungen einnehmen. Ein Theil dieser geologischen Nordwand des Innthales ist auch der Höchenberg. Er beginnt geologisch eigentlich mit den steilgestellten Bänken der Raiblerschichten bei Aigenhofen. Im Ostverlauf tauchen unter den Raiblerschichten zwischen Schloss Fragenstein und dem Zirler Calvarienberg ganz helle Dolomite auf, die zum Wettersteinkalk gerechnet wurden. Erst ungefähr beim Kalkofen zwischen Zirl und Martinsbühel treten die echten Wettersteinkalke auf, unter denen bei Martinsbühel der Muschelkalk und die Partnachschichten erscheinen. Wenig östlich von Martinsbühel keilen die Partnachmergel aus und ein dunkler Horizont des Wettersteinkalkes vertritt sie weiterhin. Im Gebiete des Höchenbergs geht die saigere Stellung der Zirlerklamm in ein mittleres Bergeinfallen über; diese Aenderung der Neigung tritt aber nicht allmähig, sondern ruckweise ein. Zahlreiche, aber nur unbedeutende Störungen verräth der in diesem Gebiet sehr gut ausgebildete Ammonitenhorizont. Am Einschnitt der Kranabitterklamm taucht unter dem Muschelkalk Dolomit auf, den wir zu den Reichenhallschichten rechnen. Am rechten Ufer der Kranabitterklamm ist zunächst wenig von einer directen Fortsetzung des Dolomites zu sehen, da wild durcheinander gewürgte dolomitische Kalke, die vielfach ganz breccienhaft sind, die dortigen Wände bilden. Den Muschelkalkzug scheinen diese Störungen nicht stark betroffen zu haben. Jenseits des Kerschbuchhofes aber treffen wir fast unvermittelt unter dem besprochenen Muschelkalkzug einen mächtigen Dolomitcomplex, in einem tiefen Graben knapp östlich vom Kerschbuchhof sogar noch unter demselben Rauchwacken und Buntsandsteine. Mit einer Verwerfung grenzen diese an die tiefer liegende Kranabitterscholle.

Während näher der Klamm im Klammbeckgehänge der Muschelkalk noch ganz schön entwickelt sich zeigt, wird er gegen Osten zu sehr undeutlich; besonders die so bezeichnenden Knollenbänke mit den Horn-

steinen verlieren sich fast ganz. Im Gebiet des Rauschbründls („Thaltrögl“) tritt noch eine weitere Verwicklung hinzu. In den Muschelkalkzug, der hier fast nur aus undeutlichen, dunklen Kalken und rothen Rauchwacken besteht, ist gerade im Quellgebiete des Rauschbründls ein Dolomitkeil eingeschoben, aus dem die Wasser fließen. Im Achselkopfgehänge bildet dieser Muschelkalkzug eine vorragende Felsstufe, unter der wieder die schon erwähnten Dolomite herüberziehen. Ober den Kalken liegen rothe Rauchwacken. Im Abhang des Achselkopfes gegen das Höttingerbild scheint dieser Muschelkalkstreifen in Stücke aufgelöst zu sein, die in verschiedener Lage vorkommen. Die dichte Bewaldung hindert den Ueberblick auf die weit auseinander stehenden, kleinen Aufschlüsse; den übrigen, höheren Theil des Achselkopfes setzt heller Kalk, wohl Wettersteinkalk, zusammen. Der Dolomit im Liegenden des Muschelkalkes nimmt immer an Mächtigkeit zu und zieht sich bis über den Buntsandstein der Ochsenhütte hin.

Die Kranabitterscholle. Diese Scholle besteht, soweit sichtbar, nur aus den Gesteinen des Muschelkalkes und dem Dolomit im Liegenden desselben. Ihr Beginn liegt in dem schon erwähnten Graben östlich vom Kerschbuchhof. Unterhalb der dort anstehenden Buntsandsteine sind noch dunkle Kalke aufgeschlossen, die in ihrer Ostverlängerung die Steinbrüche enthalten, in denen bezeichnende Ammoniten des oberen Muschelkalkes gefunden wurden. Tiefer als dieser Muschelkalk ist nach Pichler früher nochmals Buntsandstein zu sehen gewesen. Jetzt ist die Stelle nicht mehr offen. Der Muschelkalk, der fast saiger steht und von zahlreichen Rutschflächen durchzogen ist, grenzt im Norden an den Dolomit des oberen Muschelkalkzuges. In dem ersten Steinbruch vom Kerschbuchhof her sind in dem dunklen Kalk allmähliche Uebergänge in Dolomit bemerkbar. Gegen Westen wird der Zug von Schutt und Wald ganz überdeckt, erst in dem vom Rauschbründl herabziehenden Graben treten wieder Knollenbänke auf, die nun auch von Dolomit unterlagert werden. Ein Steinbruch zeigt, dass die saigere Stellung in eine stark nordfallende übergegangen ist. Der Muschelkalk zieht dann deutlich längs des Achselkopfhanges weiter, hört aber westlich des Höttingerbildes sehr merkwürdig urplötzlich auf, während die Dolomite zu seinen Seiten sich zusammenschliessen und vor dem Höttingerbild von einer Verwerfung schief abgeschnitten werden.

Wenn wir jetzt noch einmal die letztbesprochenen Gebilde der Solsteinkette zusammen betrachten, so sehen wir ein mächtiges Gewölbe vor uns, dessen Achse sich gegen Osten hebt und das im Süden von Längsbrüchen abgeschnitten wird. Eingebrochene Schollen liegen hier zu seinen Füßen, die sich ihrer Lage nach als eine zum Gewölbe gehörige verstümmelte Mulde deuten lassen. Diese Schollen hinwieder stossen an ihrem eigenen Südschenkel ab, der steil aufgerichtet wurde und sich ebenfalls gegen Osten aus dem Innthal erhebt. Unter diesem Zuge taucht ein ihm ähnlicher auf, dessen Verhältniss zum andern nicht sicher steht. Sehr wahrscheinlich sind diese beiden Züge durch einen Sprung so getrennt, dass derselbe knapp hinter dem unteren Muschelkalk einsetzt, wodurch Schichtwiederholung entsteht. Unklar ist der Anschluss an die Höttingerscholle.

VI. Die Seefelder Gebirgsgruppe.

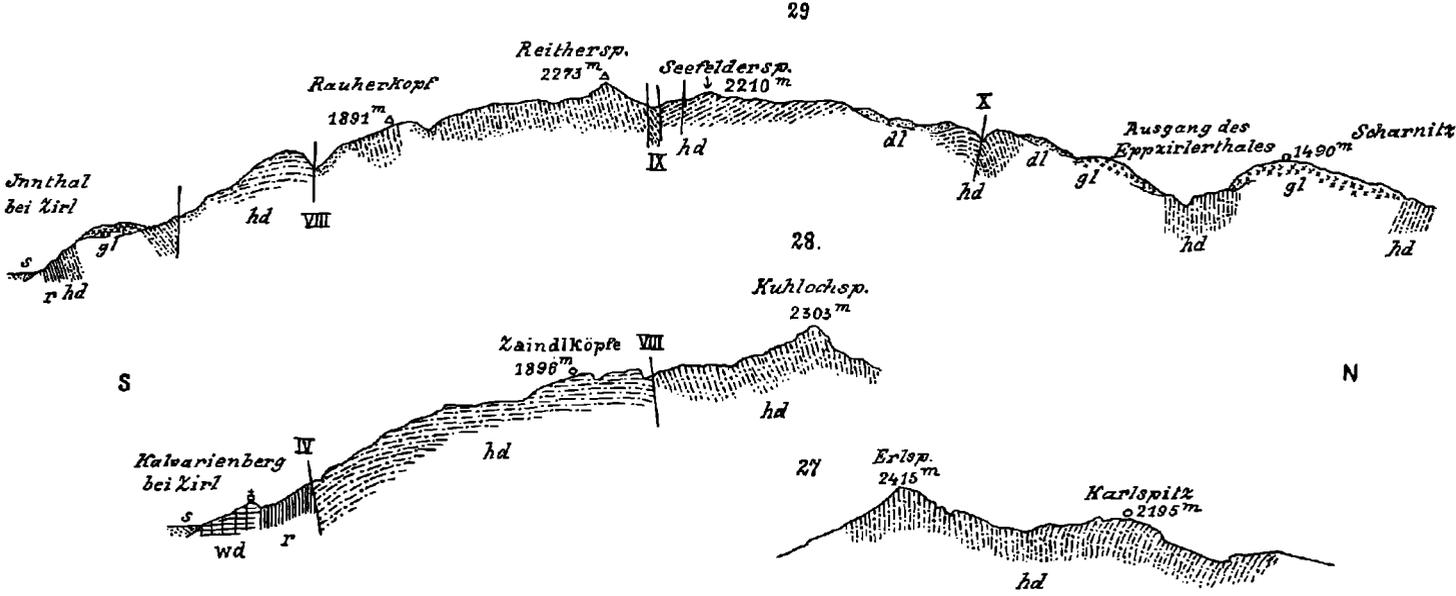
Seefelder Faltengebirge. (Zeindlkopfgewölbe, Eppzirlermulde, Oberbrunnergewölbe.)

(Profil 27—29 auf pag. 367 [79].)

Die Achsen des geologischen Aufbaues der zwei südlichen Karwendelketten senken sich nach Westen. Während in der Solsteinkette und im Gleierschkamm der Wettersteinkalk die Gipfel bildet, bestehen die durchaus niedrigeren Seefelderberge aus Hauptdolomit, unter dessen Decke die gesammte ältere Trias verschwindet. Die Lagerung dieser Decke aber zeigt, dass der im Osten herrschende Bau sich nach Westen in gleicher Weise fortsetzt. Wir haben dementsprechend hier zwei Gewölbe — die Fortsetzungen des Solsteingewölbes und des Gleierschkammgewölbes, eine Mulde in der Mitte; die Fortsetzung der Gleierschthalmulde und je eine Art Mulde im Süden wie im Norden — die Fortsetzungen der Hinterauthalmulde und der Zirlermäderschollen.

Die im Süden durch eine Verwerfung abgeschnittene Mulde des Hinterauthales tritt uns bei Scharnitz in etwas vollständigerer Form wieder entgegen. Am Fuss der Berge, südlich von genanntem Orte, haben wir den durchschnittlich 60° südfallenden Nordschenkel der Mulde, der in seinem Liegenden noch die Raiblerschichten enthält. Den Mittelschenkel der Gleierschkammfalte haben wir in den 80° nach Norden fallenden Schichten am Eingang ins Eppzirlerthal vor uns. Der in die Tiefe gesunkene Kamm des Gleierschkammgebirges macht sich als sattelförmige, flache Aufbiegung der Schichten am Karlgrat und am Nordausläufer des Seefelderjoches als einseitig ausgebildete Antiklinale bemerkbar. Während der Südflügel dauernd eine geringe Neigung der Schichten aufweist, geht die Schichtstellung im Nordflügel rasch in eine fast saigere über. Im Nordflügel dieses Gewölbes liegen die Asphaltchiefer, die zwischen Seefeld und Scharnitz abgebaut werden. Die Gleierschthalmulde behält annähernd ihre Richtung bei. Am Grat Erlspitze—Modereck sind die Muldenschenkel eng zusammengepresst: am Erlspitz und auf der Fleischbank stehen die Dolomitplatten saiger und am Moderkarlkamm fallen sie sehr steil gegen Süden. Weiter gegen Norden erst verflacht sich das Südfallen etwas. Sehr schön ist diese Mulde aber zwischen Reitherspitze und Seefelderjoch und am Harmelesgrate zu sehen, wo sie flacher ausgebreitet ist. Die beiden Flügel dieser „Eppzirlermulde“ sind sehr mächtig. Der Südflügel reicht von der Scharte zwischen Reitherspitze und Seefelderjoch, in welcher Einsenkung die Muldenachse liegt, bis zum Rauhenkopf, ungefähr 2 km. Der Nordflügel besitzt geringere Ausdehnung. Auch diese Mulde ist einseitig, der Nordflügel flacher gelegen — mittlere Neigung 45° — während der Südflügel vorherrschende Neigungen von 60 — 80° zeigt. Im Südflügel dieser Synklinale ist der reiche, südlichste Asphaltzug eingebettet, im Nordflügel der schwächere, mittlere.

Die Fortsetzung des Solsteingewölbes gegen Westen zeigt sich zugleich mit der der Zirlermäderschollen im „Zeindlkopfgewölbe“, dem Kamme der Zeindlköpfe und am Turschkopf in den ebenen oder



wenig südfallenden Schichtlagen; diese stossen fast ohne Uebergang im Norden an den Südtheil der Eppzirlermulde. Ebenso wie das Solsteingewölbe und die Zirlermäderschollen im Süden an grossen Bruchlinien abbrechen, so stossen auch diese Schichten der Zeindlköpfe und des Turschkopfes an die die Höhenbergscholle im Norden begrenzende Sprungzone.

Wenn wir im Vorstehenden von Mulden und Sätteln sprechen, so ist damit gemeint, dass an den betreffenden Stellen antiklinale oder synklinale Schichtstellung vorliegt; in dem ganzen Gebiet der Seefelder Dolomitdecke erfolgt aber der Uebergang der verschiedenen Fallrichtungen ineinander nie allmählig, sondern sprungweise, so dass wir eigentlich eine Menge von Felsstücken haben, deren Profil eine gebrochene Faltenlinie darstellt. So haben wir an der Synklinale von Eppzirl am Grat vom Reitherspitz zum Seefelderjoch von Nord nach Süd folgende Neigungen der Schichten: zuerst 55° S, unmittelbar daran stossend 45° N, dann plötzlich $60-70^{\circ}$ N. Solche ruckweise Veränderungen geben sich ebenso an allen anderen tektonischen Gebilden kund. Querbrüche sind keine nennenswerthen bemerkbar. Das Schichtstreichen ist fast durchaus ein ostwestliches. Stärkere Abweichungen von dieser Regel ergeben sich nur an den Stellen, wo die östlichen Gewölbe in die Tiefe tauchen.

Allgemeine tektonische Erscheinungen.

Das im Vorhergehenden behandelte Gebirge ist ein völlig gestörtes Stück der Erdoberfläche. Alle Gesteinsschichten mit Ausnahme der quartären Ablagerungen befinden sich in Lagen, in denen sie unmöglich abgesetzt worden sein können. Die Bewegungen, welche die Lageänderungen nach sich gezogen haben, haben dabei gewisse Stücke als Einheiten behandelt, freilich als Einheiten in sehr weitem Sinne, nämlich im Gegensatz zum ganzen Gebirge. Solche Gebirgsstücke, die in ihrem Gebiete einen mehr gleichartigen Bau aufweisen, haben meist scharf bestimmte Grenzen. Ihre Abgrenzungsursache dagegen ist sehr häufig unbekannt; man kann nicht nachweisen, warum die Falte gerade da eingebrochen ist, dort die Wölbung einseitig wurde. Und doch bestimmen diese Verhältnisse die Unterabtheilungen des Gebirges.

Die Ausbildung der Lageveränderungen hat sich zweier Mittel hauptsächlich bedient, die, so verschieden sie auch sein mögen, nebeneinander auftreten. Wir meinen Faltung und Verrückung an Gleitflächen. Brechung und Zertrümmerung erscheint im Gefolge beider Vorgänge, wenn auch bei jedem Mächtigkeit und Auftrittsart verschieden ist. Während nämlich ausgesprochene Trümmerzonen die Brüche begleiten, werden unsere Mulden und Gewölbe, die nicht als Curvenstücke, sondern als Sehnengebilde entwickelt sind, von Sprüngen durchzogen. Die Grösse der von diesen Veränderungen betroffenen Gesteinsstücke ist eine sehr verschiedene, und sie tritt besonders in

ihren beiden Extremen häufig auf, obwohl alle Zwischenstufen durchlaufen werden. Der fast überall vorhandenen, je nach der Natur des Gesteines und seiner Behandlung entweder als Zertrümmerung, oder als Fältelung, oder als Vereinigung beider auftretenden Kleinumformung steht eine Verschiebung und Faltung von Objecten gegenüber, die berggross sind. Gibt die letztere Umformung mit ihrer Grösse die mächtigen, weithin gestaltenden Formen dem Relief, so zeichnet die erstere, die bei der Gebirgsstauung vielleicht nur Aushilfsdienste geleistet hat, der feinen Wassermodellirung ihre Wege vor. Wir wollen nun in unserem Gebiete die Ausbildung der tektonischen Vorgänge und ihre Einflussnahme auf die Erosion in den Hauptzügen besprechen.

1. Faltungserscheinungen.

Eine bruchlose Faltung im Sinne Heim's hat in unserer Gegend gewiss nur in sehr kleinem Ausmass stattgefunden. Was wir an grösseren Mulden und Sätteln beobachteten, zeigte durchaus eine zerbrochene Ausführung. Man wird daraus vielleicht den Schluss ziehen wollen, dass die Bestandtheile unserer Berge ohne besonders grosse Belastung aus ihren Ablagerungsplätzen zusammengeschoben wurden. Es ist aber auch noch eine andere, entschieden wahrscheinlichere Erklärung naheliegend. Wenn auch zu Beginn der alpinen Umwälzungen weithin mächtig dicke Schichtverbände zur Versenkung kamen und dann von der Faltung ergriffen wurden, so hat sicher im Fortschreiten die Erosion immer mehr und mehr stellenweise Luft geschaffen und die bewegten Massen in ihrem Bestande und Zusammenhalt verändert. Es ist gar nicht zu verkennen, wie sehr bestimmend im entstehenden Gebirge die gleichzeitig wirkende Erosion die ganze Ausbildung durch ihre ungleiche Zerstörung und Wiederablagerung mitbedingt hat. Es ist ja nur die Mehrproduction der senkenden und stauenden Kräfte gegen die Wassergewalten, welche dem Gebirge ein Dasein gönnen.

Typische Bruchausbildung zeigen besonders die Gewölbe. Sie sind meist aus drei Schollen in der Weise zusammengesetzt, dass der höchste Gewölbetheil auf beiden Seiten gegen die Schenkel abbricht. Die äusserlichen Bestandtheile machen dann den Eindruck, als ob auf zwei eng zusammengedrückten, steilen Schollen wie ein First eine dritte, flache, oben läge. Die Stellen des Abbruches sind oft stark eingewittert und tragen kleine Kare, z. B. am Bettelwurfgewölbe. Gewölbe wie Mulden zeigen an Stellen starker Biegungen und in der Nähe von Faltenbrüchen Zertrümmerung und Drucksuturen. Im Uebrigen ist es fast durchaus wahrnehmbar, dass in grossen tektonischen Baustücken Kleinzertrümmerung seltener ist als in kleinen Schollen oder im Bruchgebiete. Gewölbe und Mulden erreichen meist Spannweiten, genügend, um ein Thal oder einen Bergkamm in sich zu fassen. Sie besitzen daher eine beträchtliche Wölbungshöhe.

Die Richtung der Faltenachsen ist eine ungenau ostwestliche, ihre Anordnung hintereinander eine nicht völlig gleichlaufende. Es weichen nämlich die zwei herrschenden Faltenläufe des Gleierschammes und

des Solsteines gegen den Eintritt des Hauptdolomites im Westen auseinander.

Wechselbeziehung von Faltung und Relief.

Der Umstand, dass die Spannweiten der Gewölbe und Mulden mit Berg- und Thalweiten zusammenfallen, ist wohl der beste Beweis gegenseitiger Abhängigkeit. In der That hat sich in unserem Gebiet die Erosion der tektonischen Vorzeichnung in den grössten Verhältnissen angeschlossen. Es sind die Hauptwölbungen als Bergkämme belassen, die Mulden bilden, wenn nicht Thäler, doch Terrassen. Dabei sind sowohl bei den Mulden, wie auch bei den Sätteln die tektonischen Achsen nicht genau mit deren Erosion zusammenfallend. Im Einzelnen sind die Bäche dann häufig vom geologisch best vorgebildeten Wege abgewichen, so z. B. die Isar im Hinterauthal, der Weissenbach im Hallthal und der Ehnbach bei Zirl, der den Wettersteinkalk bei der Alpe Solen in einer gewundenen Klamm durchbricht, die aus einer Hintereinanderfolge von Bohrlöchern besteht, während knapp westlich die weichen Raiblermergel einen bequemen Durchlass gewährt hatten.

Fast deutlicher als im Bachverlauf spiegelt sich der geologische Unterbau in der Ausbildung der Bergflanken. Schön nach ihren Klüften und Unregelmässigkeiten bearbeitete Gewölbe zeigen Solstein und Bettelwurf. Je tiefer die Erosion hineinarbeitet, desto undeutlicher wird ihre Beziehung zum Bau der Unterlage. Stärker als die Schichtneigungen beeinflussen die Verwitterungswiderstände der einzelnen Gesteine das Relief und selbst das nur in geringem Ausdruck. Solche Verhältnisse zeigt das Südgehänge der mittleren Solsteinkette.

2. Rutsch- und Brucherscheinungen.

Wo Verschiebungen in grösserem Umfange vorgegangen sind, stellen sich Rutschflächen und Zertrümmerungszonen ein. Je nach Grösse und Gewalt der Verschiebung treten diese Erscheinungen in verschiedenem Masse auf. Kleine, unbedeutende Rutschungen bringen es kaum zur Entfaltung einer Trümmerlage, während grosse Verwerfungen oft 6—8 m dicke, zu Mörtel zerriebene Anlager haben. Auch einheitliche Rutschflächen bis zu Hauswandgrösse sind stellenweise erhalten. Die gewaltigste Fläche dieser Art liegt an der Ostseite der Guggermauer. Ueberhaupt haben wir eine Verwerfung nicht als völlig erschlossen betrachtet, wo diese Anzeichen fehlen, wenn nicht gerade deutliche Lagestörungen ihre Annahme fast aufzwingen. Die Verwerfungen unseres Gebietes sind aber sehr gut damit ausgerüstet. Meist geben die auf der Gleitfläche angebrachten Zerrungen ausserdem noch einen Anhalt über die Verschiebungsrichtung. In unserem Gebiete stehen die meisten Glitsche steil, besonders die grossen und langen. Die Streifungen sind dabei häufig gegen das Erdinnere gerichtet. Abgewitterte Rutsche zeigen natürlich sehr wenig. Die Trümmerzonen sind für die Erosion treffliche Anhaltsstellen, und sie zeigen sich neben den Rutschwänden meist als Rinnen eingegraben.

Bei den Faltungserscheinungen haben wir gesehen, dass eine Reihe von Brüchen damit in ursächlichem Verbande steht, so dass man sie nicht von der Biegung losrennen kann. Diese Sprünge finden ihre Erklärung eben leicht und ungezwungen in der Faltung selbst. Ebenso können bei überschobener Faltung Rutschflächen in demselben nahen Zusammenhange mit ihr stehen.

Es kommen aber auch Verschiebungen vor, die man sich nicht nothwendig im Schlepptau von Faltungen denken muss, ja die oft sich gar nicht mit derselben vereinen lassen. Als Verwerfungen solcher Art möchten wir die Bruchlinien des Hallthales und des Walderjoches, im Südabfall der Zunderköpfe, die gewaltige Störung an der Nordgrenze der Höttinger- und Thaurerschollen, die Verwerfung der Kranabitterscholle und die Zirlermäherbruchzone angeben. Um sie mit einiger Sicherheit von den Faltungsbrüchen unterscheiden zu können, wollen wir die charakteristischen Eigenheiten derselben hervorheben. Da sich diese Sprünge nur zur Auslösung übermässiger oder ungleicher Spannung einstellen, so ist es von vornherein schon sehr wahrscheinlich, dass sie parallel den Faltenzügen am häufigsten auftreten werden; bei kuppelartigen Gewölben werden sie dagegen mehr radiär oder unregelmässig vertheilt sein. Auf den Seiten der mit der Faltungsachse parallelen Brüche wird meist ein entgegengesetztes Einfallen der Schichten statthaben. Diese Brüche, die meist leicht aus dem ganzen Schichtbau hervorspringen, erreichen selten eine grössere Tiefe und lassen sich in ihrem Verlauf ganz gut begründen. Allerdings können anfängliche Faltenbrüche durch eine spätere, erfolgreiche Weiterfaltung ihren Charakter verlieren.

Wenn wir in dieser Hinsicht die Brüche unseres Gebietes prüfen, so müssen wir die schon aufgeführten Verwerfungen als solche bezeichnen, deren Entstehen man aus den Faltungserscheinungen ihrer Umgebung wohl kaum folgern kann. Es scheinen durchaus selbstständige Versenkungsvorgänge zu sein, die allerdings von der Gebirgsfaltung stark verändert wurden. Die Annahme von Einbrüchen, die vor der Alpenfaltung sich vollzogen, hat sehr grosse Wahrscheinlichkeit für sich und löst die sonstigen Schwierigkeiten einfach und befriedigend.

Die Sprünge des Solsteingewölbes, des Bettelwurfgewölbes, der Gleierschkammfalte, sowie die Brüche der Seefelderberge sind typische Faltungssprünge. Besonders schön ist das in der Seefeldergruppe zum Ausdruck gebracht, die das Bild eines bei der Faltung zerbrochenen Gebirges macht.

Auffallend ist in unserem Gebiete, dass das Auftreten junger Schichten, sobald es einigermassen unvermittelt geschieht, immer in die Nachbarschaft präalpiner Verwerfungen verlegt ist. Diese bilden eben auch meistens Grenzen verschieden schichtreicher Schollen. Auch das wird weit verständlicher, wenn man annimmt, dass vor der Faltung das Gebiet durch Einbrüche bereits stark uneben gemacht wurde, so dass die Erosion die höheren Schollen heftig bearbeiten konnte, während die tieferen verhältnissmässig geschützt waren. Auch die weitgehendste Kleinschollung findet sich in solchen Zonen. Die Annahme von präalpinen Hebungen und Senkungen führt alle diese

verwickelten Erscheinungen einer Erklärung näher. Das gilt besonders von den Verhältnissen am Walderjoch und in der mittleren Solsteinkette.

Es scheinen längs des Innthales lange, tiefeingesunkene Schollen den Rand der Sedimentäralpen gegen die krystallinen Schiefer gebildet zu haben. Ob Mächtigkeitsschwankungen oder Facieswechsel bei der Abgrenzung der Schollen thätig waren, ist nicht sicher erkenntlich. Die Zunderkopfscholle hat vielleicht ihre Nordgrenze dem Facieswechsel des Wettersteinkalkes zu danken. Als Reste jener Schollen wären Gnadenwalderschollen, die Schollen des Zunderkopfs und die Höttinger- und Thaurerschollen anzusehen. Ihre Westfortsetzung mag die höchstliegende Muschelkalkscholle von Kranabitten gebildet haben. Diese Schollen erfuhren durch die Auffaltung eine heftige Pressung und Zertrümmerung ihrer Ränder, ja es kam zu einer schuppenartigen Aufstellung derselben im Zunderkopfgebiete, während sich nördlich davon das Land in Falten legte. Ob die Einsenkung der Zierlermäher auch mit diesen alten Einbrüchen in Verbindung steht, ist nicht sicher. Die Seefelder Depression gehört wohl auch hieher, doch ist sie gegen die Innthaleinbrüche noch geradezu gering. Wenn man in diesen Einbrüchen stellenweise die jüngsten Schichten unseres Gebietes noch erhalten sieht, so kann man wohl denken, dass eine besonders tiefe Einsenkung ihre Aufbewahrung besorgte. Jedenfalls haben solche Einbrüche etwas gegen die Erosion Conservirendes an sich.

Die alten Bruchlinien zeigen sich in ihrer Anordnung viel unabhängiger von der Faltung, und wenn Beziehungen zwischen ihnen und derselben bestehen, so äussert sich das darin, dass die Bruchlinien der Faltenbildung gleichsam als Ansatzstellen dienen. Die präalpinen Brüche scheinen fast durchwegs nur Längsbrüche zu sein, die manchmal von unbedeutenden Querbrüchen durchsetzt werden, z. B. Zirlermäher — Zunderkopf — Ganalpschollen. Was den Einfluss der Verwerfungen auf das Relief anbelangt, so ist es auffallend, dass viele, ganz bedeutende Störungen völlig eingeebnet wurden und im Reliefe sich gar nicht hervorthun. Die Verwerfungen haben auch nicht so wie die Faltungen thal- und bergbildend gewirkt. Meist schufen sie nur Stufen und Terrassen. Durch Brüche veranlagte Thalungen sind theilweise das Hallthal und vor Allem das Innthal.

Die Erforschung der tektonischen Verhältnisse unserer Gruppe hat ein wichtiges Ergebniss gebracht, nämlich die Bestätigung der Ergebnisse, welche Rothpletz von dem nördlichen Theil dieser Gruppe gewann. Auch wir können sagen, dass höchstwahrscheinlich unser Gebiet vor der Alpenfaltung wie in einem entgegengesetzten Vorspiel in Schollen zerlegt wurde, die verschieden eingesunken sind und deren Längserstreckung den späteren Längsfalten annähernd gleich war. Als die Alpenfaltung diese Gebilde ergriff, wurden die schmäleren zerdrückt und verschoben, während die breiteren zur Faltung verwendet wurden.

Die Erosion hat Alles gleichhin niedergearbeitet, stellenweise in eigenthümlicher Art, die Eiszeit umwallte das Gebiet mit Schottern und Moränen, eigene Gletscher lagen in den Hochkaren und flossen den Thälern entlang. In der Interglacialzeit bildeten sich mächtige Schutthänge und dann umflutheten neue Eismassen das Gebirge.

So gewaltig auch alle diese Vorgänge gewirkt haben, alle haben sie Spuren und Probleme hinterlassen, löswürth und lösbar. Und sind gewisse Stellen nicht mehr entzifferbar, so liegt darin eine Charakteristik der Erosion, die Alles zerstört.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	288
Specialliteratur des bearbeiteten Gebietes .	293
Historischer Ueberblick	295
Stratigraphie	302
1. Buntsandstein	302
2. Muschelkalk	303
3. Partnachschichten	310
4. Wettersteinschichten	311
5. Raiblerschichten .	314
6. Hauptdolomit (und Plattenkalk) .	320
7. Kössenerschichten	321
8. Lias	322
9. Jura . . .	324
10. Quartäre Ablagerungen	324
Tektonik	331
I. Die Gleirsch-Hallthalkette. (Bettelwurfgewölbe und Gleierschkam- falte)	331
II. Das Hallthal. (Kartelserschollen und Grabenbrüche des Hallthales)	339
III. Das Walderjoch und das Gehänge des Walderkamms. (Gnaden- wald-Walderjochschollen) . . .	343
IV. Die Zunderköpfe. (Zunderkopfscholle und Thaurerscholle)	346
V. Die Solsteinkette	350
VI. Die Seefelder Gebirgsgruppe	366
Allgemeine tektonische Erscheinungen	368
1. Faltungserscheinungen .	369
2. Rutsch- und Brucherscheinungen	370

Geologische Karte

südlichen Theiles des Karwendel-Gebirges.

Ampferer

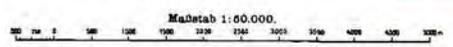
Tafel VIII.



Verlag der geologischen Reichsanstalt, Wien, III, Eisenstrasse 47

Photolithographie und Druck der k. u. k. allfälligengraphischen Anstalt.

- | | | | | | | | | | | |
|--|---|---|-----------------------------|--|--|---|---|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|
| Reichshaller Schichten (Schichten mit Naxos, Sannwald, Pichler, Myophorienschichten Rothpletz) | Dolomitische Entwicklung der Reichshaller Schichten | Gamsstern | Kalke der Partnachschichten | Dolomit (Mergel) der Partnachschichten | Dolomitische Entwicklung des Wettersteinkalkes | Raiblerschichten, Kalk und Ranschwaben | Dolomit der Raiblerschichten | | | |
| Lias und Jura | | | | Quartär | | | | | | |
| Hauptdolomit (und Plattenkalk), Asphaltchiefer | Kesselschichten | Rote, graue und weiße Kalke (Adnethal facies) | Allgäuer Beckenmergel | Aptychenschiefer | Interglaciales Meeresspiegel | Glaciale Ablag., Moränen und fluvioglaciale Bildungen | Postglaciale Bildungen, Alluvionen und Vegetation | Kalk (Dolomit) unbestimmten Alters | Streichen und Fallen der Schichten | Dislocationslinien |





Tektonisches Uebersichtskärtchen

im Maassstab 1:100,000.

----- Gebirgskämme. -.-.-.-.- Verwerfungslinien.

Ueber die chemische Zusammensetzung verschiedener Mineralwässer Ostböhmens.

Von C. v. John.

In den letzten Jahren hat Herr Sectionsgeologe Dr. J. J. Jahn an der geologischen Aufnahme Ostböhmens gearbeitet und bei dieser Gelegenheit die zahlreichen Mineralwässer, oder Wässer, die für Mineralwässer gehalten werden, dieser Gegend kennen gelernt und mich veranlasst, die wichtigsten derselben chemisch zu untersuchen.

Er hat über die hauptsächlich von ihm untersuchte Gegend eine Arbeit in unseren Verhandlungen¹⁾ erscheinen lassen und darin auch über die Bildung der Mineralwässer dieser Gegend, besonders des Wassers von Kobilitz, seine Ansichten ausgesprochen, mit denen ich mich vollkommen einverstanden erkläre und auf die ich noch zum Schlusse der vorliegenden Arbeit zu sprechen kommen werde.

Herr Dr. Jahn hat veranlasst, dass verschiedene Herren mir Mineralwässer zusandten, und zwar: Herr Fr. Hocke, Forstmeister der Domaine Chlumetz an der Cidlina, die Wässer von Michňovka und Straschov; Herr Karl Kalhous, Lehrer in Opatovitz an der Elbe, die Wässer von Bučina und Javůrka (Ostřetín); Herr Ant. Sluga, Lehrer in Kunětitz, das Wasser von Lukovna, und endlich Herr Wenzel Vodák, Bürgerschullehrer in Bohdaneč, die beiden Wässer von Bohdaneč. Ich erlaube mir hier, den genannten Herren für die freundliche Zusendung der angeführten Wässer meinen besten Dank auszusprechen.

Die chemische Analyse wurde im Allgemeinen nach den von Bunsen angegebenen Methoden durchgeführt. Da von vielen der eingesendeten Wässer angenommen wurde, dass sie einen Jodgehalt besitzen, so wurde besonders auf die Prüfung und Bestimmung des Jodgehaltes ein besonderer Werth gelegt. Trotz mehrmaliger Prüfung konnte jedoch nur in dem Wasser von Lukovna Jod nachgewiesen werden. Die Prüfung auf Jod und Bestimmung desselben wurde durch

¹⁾ Dr. J. J. Jahn: Bericht über die Aufnahmsarbeiten im Gebiete zwischen Pardubitz, Elbeteinitz, Neu-Bydžow und Königgrätz in Ostböhmen. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 159.

Freimachen desselben mit Schwefelsäure und salpétrigsaurem Kali und Aufnehmen des freigewordenen Jodes durch Schütteln mit Schwefelkohlenstoff durchgeführt. Der das Jod enthaltende Schwefelkohlenstoff wurde mit unterschwefeligsurem Natron in der bekannten Weise titriert. Die Bestimmung des Jodes in dem Wasser von Lukovna wurde dreimal vorgenommen und ergab fast vollständig übereinstimmende Resultate.

Bei der Berechnung der Analysen wurde so vorgegangen, dass zuerst die Salpetersäure, Schwefelsäure und Chlor an Alkalien gebunden wurden, dann, im Falle noch Alkalien überschüssig waren, dieselben ebenso wie Kalk und Magnesia an Kohlensäure gebunden berechnet wurden. War jedoch noch Schwefelsäure zu binden, indem die Alkalien zur Sättigung derselben nicht hinreichten, so wurde die Schwefelsäure an Magnesia, eventuell noch an Kalk gebunden berechnet. Die noch übrig bleibenden Mengen von Basen, meist nur Kalk, Magnesia und Eisen, in einigen Fällen jedoch auch Natron, wurden dann als Carbonate, resp. Bicarbonate in Rechnung gestellt.

Ich gehe nun zur Anführung der einzelnen Wässer und deren chemischer Zusammensetzung über.

Lukovna.

Diese Quelle tritt aus den Mergeln der Priesener Schichten hervor, welche Mergel viele in Schwefelkies verwandelte Fossilien enthalten. Der Ursprung dieser Quelle liegt in der Nähe des Tephritberges Kunétitz, nördlich von Sezemitz bei Pardubitz.

Das Wasser von Lukovna ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

In 10 Liter des Wassers sind enthalten Gramme:

Kieselsäure	0·1140
Thonerde	0·0040
Eisenoxyd .	0·0180
Kalk	3·6560
Magnesia	3·0772
Kali	1·5063
Natron	19·1020
Schwefelsäure	29·1470
Chlor	3·0810
Jod	0·0132
Salpetersäure	Spur
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0032
Trockenrückstand bei 180° C.	62·4100

Zu Salzen gruppiert, erhält man in 10 Liter Wasser Gramme:

A. Die Carbonate als einfachkohlen-saure Salze
gerechnet:

Schwefelsaures Kali .	2·7783
Schwefelsaures Natron .	38·5412
Schwefelsaure Magnesia	8·5937
Chlornatrium	5·0794
Jodnatrium . . .	0·0156
Kohlensaurer Kalk .	6·5286
Kohlensaure Magnesia .	0·4465
Kohlensaures Eisenoxydul	0·0261
Kieselsäure	0·1140
Thonerde	0·0040
Summe der fixen Bestandtheile . .	62·1274
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0032

B. Die Carbonate als doppeltkohlen-saure Salze
gerechnet:

Schwefelsaures Kali	2·7783
Schwefelsaures Natron	38·5412
Schwefelsaure Magnesia	8·5937
Chlornatrium	5·0794
Jodnatrium	0·0156
Doppeltkohlensaurer Kalk	9·4012
Doppeltkohlensaure Magnesia .	0·6804
Doppeltkohlensaures Eisenoxydul	0·0360
Kieselsäure	0·1140
Thonerde	0·0040
Summe der fixen Bestandtheile . .	65·2438
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0032

Von dem Wasser von Lukovna liegt mir eine ältere Analyse von Dr. v. Payr als Manuscript vor, welche derselbe im chemischen Laboratorium der Universität Prag unter Aufsicht des Prof. Dr. Fr. Rochleder im Jahre 1859 durchführte.

In dieser Analyse wurde von einer Bestimmung des Kalis abgesehen und ergab dieselbe folgende Resultate:

In 10.000 Gewichtstheilen sind enthalten Gramme:

Kieselsäure .	0·130
Eisenoxydul	0·069
Kalk .	1·536
Magnesia	0·903
Natron	18·683

Schwefelsäure .	10·886
Chlor	10·900
Jod	0·105
Trockenrückstand	43·780

Gruppirt zu Salzen, und zwar die Carbonate als einfach kohlen-
saure Salze gerechnet, sind in 10.000 Gewichtstheilen enthalten Gramme:

Schwefelsaures Natron	19·322
Chlornatrium	17·961
Jodnatrium . . .	0·124
Kohlensaures Natron	1·205
Kohlensaure Kalkerde	2·743
Kohlensaure Magnesia	1·896
Kohlensaures Eisenoxydul .	0·111
Kieselsäure . . .	0·130
Organische Substanz	0·072
	43·564

Bei Vergleichung der beiden Analysen ist sofort ein grosser Unterschied in der chemischen Zusammensetzung bemerkbar. Die Summe der Bestandtheile hat ungemein zugenommen, ebenso besonders der Gehalt an Schwefelsäure, dagegen hat der Chlorgehalt sich bedeutend verringert, der Jodgehalt dürfte in der alten Analyse nicht richtig gefunden worden sein, da er nach einer Methode (Bestimmung des Silbers in dem zugleich gefällten Chlor- und Jodsilber) bestimmt wurde, bei der leicht ausserordentlich grosse Fehler gemacht werden, besonders dann, wenn, was bei Mineralwässern doch meist der Fall ist, die Menge von Chlor sehr gross, die von Jod jedoch eine sehr kleine ist.

Die Bildung der Quelle ist höchst wahrscheinlich eine locale und erscheint daher eine Aenderung der chemischen Zusammensetzung im Laufe der Jahre nicht nur möglich, sondern sogar wahrscheinlich.

Besonders auffallend ist der Gehalt an schwefelsaurer Magnesia, der in der alten Payr'schen Analyse Null beträgt, während er in der von mir durchgeführten Analyse auf 8·5937 Gramm in 10 Liter gestiegen ist.

Das Wasser ist nach seiner jetzigen chemischen Zusammensetzung als ein an fixen Bestandtheilen sehr reiches zu bezeichnen. Von seinen Bestandtheilen ist besonders der hohe Gehalt an schwefelsaurem Natron und schwefelsaurer Magnesia hervorzuheben. Es kann als ein j o d -
h ä l t i g e s B i t t e r w a s s e r bezeichnet werden.

Michňovka.

Diese Quelle entspringt aus den Thonen der Priesener Schichten bei dem neuen Forsthaus am östlichen Ende des Dorfes Michňovka, südwestlich von der Eisenbahnstation Dobřenic-Syrovátka.

Das Wasser vom Forsthaus Michňovka ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

In 10 Liter des Wassers sind enthalten Gramme:

Kieselsäure	0·0800
Thonerde	0·0093
Eisenoxyd .	0·0200
Kalk .	6·6200
Magnesia	5·0170
Kali	0·4970
Natron .	13·6896
Schwefelsäure	30·3696
Chlor .	1·3798
Salpetersäure	0·0203
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist .	0·0039
Trockenrückstand bei 180° C	60·6400

Zu Salzen gruppirt, enthält man in 10 Liter Wasser Gramme:

A. Die Carbonate als einfachkohlensäure Salze gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·9211
Schwefelsaures Natron .	28·5695
Schwefelsaure Magnesia	15·0510
Schwefelsaurer Kalk	6·4879
Salpetersaures Natron .	0·0296
Chlornatrium . . .	2·2748
Kohlensaurer Kalk	7·0508
Kohlensaures Eisenoxydul	0·0290
Kieselsäure	0·0800
Thonerde	0·0093
Summe der fixen Bestandtheile .	60·5030
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0039

B. Die Carbonate als doppeltkohlensäure Salze gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·9211
Schwefelsaures Natron	28·5695
Schwefelsaure Magnesia	15·0510
Schwefelsaurer Kalk	6·4879
Salpetersaures Natron	0·0296
Chlornatrium	2·2748
Doppeltkohlensaurer Kalk . . .	10·1531
Doppeltkohlensaures Eisenoxydul	0·0400
Kieselsäure	0·0800
Thonerde	0·0093
Summe der Bestandtheile	63·6163
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0039

Das Wasser von Michňovka ist ein an fixen Bestandtheilen reiches Wasser und ist ebenfalls sowie das Mineralwasser von Lukovna als ein Bitterwasser mit grossem Glaubersalzgehalt zu bezeichnen.

Javůrka (Ostřetin).

Diese Quelle entspringt aus den Mergeln der Priesener Schichten, südöstlich von Holic, zwischen Holic und Ostřetin. An der Stelle, wo das Wasser entspringt, befindet sich ein Bad. Das Wasser wird in Flaschen versendet. An der Quelle selbst setzt sich, entsprechend dem verhältnissmässig hohen Kalkgehalt, Kalktuff ab.

Das Wasser von Javůrka (Ostřetin) ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

In 10 Liter des Wassers sind enthalten Gramme:

Kieselsäure.	0·0402
Thonerde	0·0023
Eisenoxyd	0·0140
Kalk .	2·1200
Magnesia	0·4423
Kali	0·0966
Natron .	0·4510
Schwefelsäure.	1·7852
Chlor .	0·0746
Salpetersäure.	0·0962
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0003
Trockenrückstand bei 180° C..	6·6439

Zu Salzen gruppirt, erhält man in 10 Liter Wasser Gramme:

A. Die Carbonate als einfachkohlensaure Salze gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·1788
Schwefelsaures Natron	0·7840
Salpetersaures Natron	0·1401
Chlornatrium .	0·1230
Schwefelsaure Magnesia	1·3269
Schwefelsaurer Kalk	0·7829
Kohlensaurer Kalk . .	3·2100
Kohlensaures Eisenoxydul	0·0203
Kieselsäure	0·0402
Thonerde	0·0023
<hr/>	
Summe der fixen Bestandtheile	6·6085
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0003

B. Die Carbonate als doppelkohlensaure Salze
gerechnet:

Schwefelsaures Kali .	0·1788
Schwefelsaures Natron	0·7840
Salpetersaures Natron	0·1401
Chlornatrium . .	0·1230
Schwefelsaure Magnesia	1·3269
Schwefelsaurer Kalk . . .	0·7829
Doppelkohlensaurer Kalk . . .	4·6224
Doppelkohlensaures Eisenoxydul	0·0280
Kieselsäure	0·0402
Thonerde	0·0023
	<hr/>
Summe der Bestandtheile	8·0286
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0003

Dieses Wasser enthält nicht unbedeutende Mengen von schwefelsauren Alkalien, besonders Natron und ziemlich viel schwefelsaure Magnesia, so dass es als ein schwaches Bitterwasser bezeichnet werden kann.

Bučina.

Auch dieses Wasser entspringt aus den Thonen der Priesener Schichten, und zwar in dem Forstbestand „Bučina“ im Vysokaer Forstrevier, süd-südöstlich von Königgrätz. Es wird von den Leuten der Umgebung diesem Wasser purgirende Wirkung zugeschrieben. Wie die folgende Analyse zeigt, ist jedoch die chemische Zusammensetzung keine dem entsprechende.

Das Wasser von Bučina ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

In 10 Liter des Wassers sind enthalten Gramme:

Kieselsäure.	0·0640
Thonerde	0·0040
Eisenoxyd	0·0090
Kalk .	0·9400
Magnesia	0·1110
Kali	0·1222
Natron .	0·4277
Schwefelsäure.	0·1298
Chlor .	0·0519
Salpetersäure	Spur
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0038
Trockenrückstand bei 180° C.	3·1002

Zu Salzen gruppirt, erhält man in 10 Liter Wasser Gramme:

A. Die Carbonate als einfachkohlen-saure Salze
gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·2622
Schwefelsaures Natron	0·0458
Chlornatrium .	0·0856
Kohlensaures Natron	0·6194
Kohlensaurer Kalk .	1·6785
Kohlensaure Magnesia . .	0·2331
Kohlensaures Eisenoxydul	0·0130
Kieselsäure	0·0640
Thonerde	0·0040
Summe der fixen Bestandtheile .	3·0056
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0038

B. Die Carbonate als doppeltkohlen-saure Salze
gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·2622
Schwefelsaures Natron	0·0458
Chlornatrium .	0·0856
Doppeltkohlensaures Natron	0·8765
Doppeltkohlensaurer Kalk	2·4170
Doppeltkohlensaure Magnesia .	0·3552
Doppeltkohlensaures Eisenoxydul	0·0179
Kieselsäure	0·0640
Thonerde	0·0040
Summe der Bestandtheile	4·1282
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0038

Das Wasser von Bučina ist durch seinen verhältnissmässig grossen Alkali-, speciell Natrongehalt ausgezeichnet und kann daher wohl als ein schwach alkalisches Mineralwasser bezeichnet werden. Der Gehalt an freier Kohlensäure, von dessen Bestimmung abgesehen werden musste, ist jedenfalls ein geringer.

Straschov.

Dieses Wasser entspringt bei dem Jägerhause süd-südöstlich vom Dorfe Straschov, nord-nordwestlich von Přebouč. Es befindet sich dort ein Torfmoor, der als Untergrund Thon der Priesener Schichten hat. Diese Quelle enthält daher auch ziemlich viel organische Substanzen und färbt sich beim Abdampfen lichtgelbbraun. Diese Quelle wird von den Leuten der Umgebung für jodhaltig gehalten. Deshalb wurde mehrmals in der genauesten Weise auf Jod geprüft, aber nie eine Spur desselben gefunden.

Das Wasser von Strachov ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

In 10 Liter des Wassers sind enthalten Gramme:

Kieselsäure.	0·0900
Thonerde	0·0400
Eisenoxyd	0·0140
Kalk	0·7980
Magnesia	0·1664
Kali	0·4082
Natron .	0·5603
Schwefelsäure	0·3487
Chlor . .	0·3719
Salpetersäure.	0·5215
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0082
Trockenrückstand bei 180° C.	3·9840

Zu Salzen gruppirt, erhält man in 10 Liter Wasser Gramme:

A. Die Carbonate als einfachkohlensaure Salze gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·7584
Chlornatrium .	0·6131
Salpetersaures Natron	0·7592
Kohlensaurer Kalk	1·4250
Kohlensaure Magnesia . .	0·3494
Kohlensaures Eisenoxydul	0·0203
Kieselsäure	0·0900
Thonerde	0·0400
Summe der fixen Bestandtheile .	4·0554
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0082

B. Die Carbonate als doppeltkohlensaure Salze gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·7584
Chlornatrium .	0·6131
Salpetersaures Natron .	0·7592
Doppeltkohlensaurer Kalk .	2·0520
Doppeltkohlensaure Magnesia . .	0·5324
Doppeltkohlensaures Eisenoxydul	0·0280
Kieselsäure	0·0900
Thonerde	0·0400
Summe der Bestandtheile	4·8731
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0082

Das Wasser von Straschov ist nach der vorliegenden Analyse ein Wasser, das nicht ganz die Zusammensetzung gewöhnlicher Quellwässer hat, da es etwas mehr schwefelsaure und Chlor-Alkalien enthält, als dies bei denselben der Fall ist. Es ist überdies ziemlich reich an organischen Substanzen und Salpetersäure.

Bohdaneč, Kapelle.

Diese Quelle tritt aus den Thonen der Priesener Schichten hervor, und zwar bei der Kapelle, die an der Strasse von Bohdaneč nach Pardubitz, östlich von der Stadt Bohdaneč, liegt.

Das Wasser von der Bohdanečer Kapelle ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

In 10 Liter des Wassers sind enthalten Gramme:

Kieselsäure	0·0145
Thonerde	0·0020
Eisenoxyd	0·0070
Kalk	0·7200
Magnesia	0·0216
Kali	0·0859
Natron .	0·1380
Schwefelsäure	0·0721
Chlor .	0·0445
Salpetersäure	0·0582
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0010
Trockenrückstand bei 180° C.	1·8080

Zu Salzen gruppirt, erhält man in 10 Liter Wasser Gramme:

A. Die Carbonate als einfachkohlensaure Salze gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·1568
Salpetersaures Natron	0·0847
Chlornatrium . .	0·6734
Kohlensaures Natron	0·1241
Kohlensaurer Kalk .	1·2857
Kohlensaure Magnesia . .	0·0454
Kohlensaures Eisenoxydul	0·0102
Kieselsäure	0·0145
Thonerde	0·0020
Summe der fixen Bestandtheile	1·7968
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist.	0·0010

B. Die Carbonate als doppeltkohlensaure Salze
gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·1568
Salpetersaures Natron	0·0847
Chlornatrium	0·0734
Doppeltkohlensaures Natron	0·1757
Doppeltkohlensaurer Kalk	1·8514
Doppeltkohlensaure Magnesia	0·0692
Doppeltkohlensaures Eisenoxydul	0·0141
Kieselsäure	0·0145
Thonerde	0·0020
Summe der Bestandtheile	2·4418
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0010

Das Wasser von der Bohdanečer Kapelle enthält, wie vorliegende Analyse zeigt, verhältnissmässig wenig fixe Bestandtheile, ist aber doch seiner Zusammensetzung nach kein ganz gewöhnliches Trinkwasser, da die Mengen von Alkalien, speciell von schwefelsaurem Kali und kohlen-saurem Natron etwas grösser sind, als gewöhnlich; trotzdem wird man das Wasser kaum als Mineralwasser bezeichnen können.

Bohdaneč, St. Georg.

Das Wasser tritt aus Wiesengründen, die auf Thonen der Prie-sener Schichten aufsitzen, hervor, und zwar am Fusse des St. Georg-hügels, südlich von der Stadt Bohdaneč. Es soll von schwach purgi-render Wirkung sein, obschon der Gehalt an schwefelsaurer Magnesia ein sehr kleiner ist.

Das Wasser von Bohdaneč, St. Georg ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

In 10 Liter des Wassers sind enthalten Gramme:

Kieselsäure	0·1000
Thonerde	0·0050
Eisenoxyd	0·0090
Kalk	1·2540
Magnesia	0·1441
Kali	0·0927
Natron	0·1964
Schwefelsäure	0·3213
Chlor	0·0086
Salpetersäure	0·3240
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0002
Trockenrückstand bei 180° C.	3·4720

Zu Salzen gruppirt, erhält man in 10 Liter Wasser Gramme:

A. Die Carbonate als einfachkohlen-saure Salze gerechnet:

Schwefelsaures Kali .	0·1716
Schwefelsaures Natron	0·0937
Schwefelsaure Magnesia	0·2844
Salpetersaures Natron	0·4714
Chlornatrium .	0·0144
Kohlensaurer Kalk	2·2393
Kohlensaure Magnesia .	0·1035
Kohlensaures Eisenoxydul	0 0130
Kieselsäure	0·1000
Thonerde	0·0050
	<hr/>
Summe der fixen Bestandtheile	3·4963
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0002

B. Die Carbonate als doppeltkohlen-saure Salze gerechnet:

Schwefelsaures Kali	0·1716
Schwefelsaures Natron	0·0937
Schwefelsaure Magnesia	0·2844
Salpetersaures Natron	0·4714
Chlornatrium . . .	0·0144
Doppeltkohlensaurer Kalk	3·2246
Doppeltkohlensaure Magnesia .	0·1577
Doppeltkohlensaures Eisenoxydul	0·0179
Kieselsäure	0·1000
Thonerde	0·0050
	<hr/>
Summe der Bestandtheile .	4·5407
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu ihrer Oxydation nothwendig ist	0·0002

Das bei dem Wasser von der Bohdanečer Kapelle Gesagte gilt auch für diese Quelle, die Beimengungen an schwefelsauren Alkalien und hier auch an Bittersalz sind jedoch bedeutend grösser, so dass das Wasser schon eher als ein Mineralwasser bezeichnet werden kann, als das von der Kapelle.

Fasst man die Resultate dieser Untersuchungen zusammen, so sieht man, dass keines der vorliegenden Wässer die Zusammensetzung normaler Quellwässer hat. Bei allen ist besonders der Gehalt an Schwefelsäure ein nicht normaler, ebenso ist der Gehalt an Alkalien überall ein mehr weniger weit über das Normale hinausgehender. Besonders in den Wässern von Michňovka und Lukovna tritt dies

deutlich hervor und stempelt diese Wässer zu echten Mineralwässern mit hohem Gehalt an Sulphaten.

Die von Herrn Dr. J. J. Jahn gegebene Erklärung der Bildung dieser Wässer durch Einwirkung gewöhnlicher Wässer auf die Schwefelkies führenden Priesener Plänerthone und Mergel erscheint mir vollständig plausibel. Der Process der Bildung dieser Wässer ist also ein localer und erklärt sich daraus auch die grosse Veränderung, die z. B. in der Zusammensetzung des Wassers von Lukovna seit dem Jahre 1859 bis jetzt erfolgt ist.

Die auffallenden Regenwässer treten als Quellen zu Tage, die die Schichten der Kreideformation durchsickern mussten und dabei sich an Sulphaten, Chloriden und in einem Falle auch Jodiden angereichert haben und so je nach der Menge der aufgenommenen Bestandtheile als mehr weniger an diesen Bestandtheilen reiche Mineralwässer zu Tage treten. In vielen Fällen enthalten diese Wässer ziemlich viel organische Substanzen und Salpetersäure, die daher rühren, dass auf den Thonen des Pläners sich Torfmoore gebildet haben, so dass die aus den Thonen austretenden Quellen leicht organische Substanzen (besonders Humussäuren) und Salpetersäure aufnehmen können.

Anhangsweise sei hier des Wassers aus der Fasanerie bei Hodešovic erwähnt, das von Herrn Ad. Beneš an der k. k. Hochschule für Bodencultur im Jahre 1891 untersucht wurde. Dieses Wasser entspringt auch aus den Thonen der Priesener Schichten. Herr Dr. Jahn gab mir folgende Bestimmungen an:

Das Wasser von Hodešovic enthält in 10 Liter Gramme:

Kieselsäure	0.1480
Schwefelsäure	2.5000
Chlor	0.0164
Salpetersäure	0.0882
Kalk . .	2.4900
Magnesia	1.2410

Zehn Liter dieses Wassers brauchten zur Oxydation der vorhandenen organischen Substanzen 0.14657 Gramm Sauerstoff.

Leider fehlt eine Bestimmung des Trockenrückstandes und der Alkalien. Trotzdem dürfte man schliessen können, dass auch dieses Wasser nach dem verhältnissmässig hohen Schwefelsäuregehalt sich an die hier untersuchten Wässer anschliesst. Auffallend ist der enorm hohe Gehalt an organischen Substanzen.

Zum Schluss sei hier eine Tabelle gegeben, die die chemische Beschaffenheit der hier untersuchten Wässer, sowie diejenige des Wassers von Koblitz, welches von Prof. Dr. J. Lerch¹⁾ im Jahre 1882 untersucht wurde, übersichtlich zusammenfasst, wobei die Carbonate als einfachkohlen-saure Verbindungen gerechnet erscheinen:

¹⁾ K. Ninger in Neu-Bydžov, Benedictiner-Stiftes Koblitzer Bitterwasser. Kolin 1882.

In 10 Liter sind enthalten Gramme:

	Lukovna	Michovka	Javřicka (Ostřetín)	Hučina	Straschov	Hohdaneč Kapelle	Hohdaneč St. Georg	Kobilitz
Schwefelsaures Kali	2·7783	0·9211	0·1788	0·2622	0·7584	0·1568	0·1716	2·155
Schwefelsaures Natron . . .	38·5412	28·5695	0·7810	0·0458	—	—	0·0937	75·300
Salpetersaures Natron . . .	Spur	0·0296	0·1401	Spur	0·7592	0·0847	0·4714	—
Chlornatrium	5·0794	2·2748	0·1·30	0·0856	0·6131	0·0734	0·0144	4·326
Jodnatrium . .	0·0156	—	—	—	—	—	—	—
Schwefelsaurer Kalk	—	6·4879	0·7829	—	—	—	—	8·012
Schwefelsaure Magnesia	8·5937	15·0510	1·3269	—	—	—	0·2844	44·436
Kohlensaures Natron . . .	—	—	—	0·6194	—	0·1241	—	2·503
Kohlensaurer Kalk	6·5386	7·0508	3·2100	1·6785	1·4250	1·2857	2·2393	5·009
Kohlensaure Magnesia	0·4465	—	—	0·2331	0·3494	0·0454	0·1035	0·151
Kohlensaures Eisenoxydul	0·0261	0·0290	0·0203	0·0130	0·0203	0·0102	0·0130	0·124 0·017 ¹⁾
Kieselsäure	0·1140	0·0800	0·0402	0·0640	0·0900	0·0145	0·1000	0·800
Thonerde . . .	0·0040	0·0093	0·0023	0·0040	0·0400	0·0020	0·0050	0·035 ²⁾
Summe der fixen Bestand- theile	62·1274	60·5030	6·6085	3·0056	4·0554	1·7968	3·4963	142·868

¹⁾ Kohlensaures Manganoxydul.
²⁾ Basisch phosphorsaure Thonerde.

Beiträge zur Parallelisirung der Miocänbildungen des piemontesischen Tertiärs mit denen des Wiener Beckens.

(Nach Studien ausgeführt im Frühjahr 1898.)

Von Franz Schaffer.

Mit 2 Profilen im Texte.

Ueber zwanzig Jahre sind es her, dass Herr Director Th. Fuchs zum letztenmale die classischen, so oft citirten, aber leider so wenig studirten Tertiärbildungen Ober-Italiens, insbesondere die Umgebung von Bologna und das Becken von Piemont besuchte, um sich „auf dem Wege eigener Erfahrung ein Urtheil über jene Localitäten zu bilden, welche bei Vergleichung der jüngeren Tertiärbildungen stets als Normalpunkt angesehen werden“¹⁾.

In seiner unten citirten Arbeit betonte er damals mit vollem Rechte die traurige Thatsache, dass dieses durch die Entwicklung der vollständigen Schichtfolge in vielen Profilen und durch seinen Fossilreichthum so ausgezeichnete Gebiet in stratigraphischer Hinsicht noch fast unerforscht war, ein Umstand, der jeden Versuch einer Gleichstellung mit den tertiären Ablagerungen anderer Länder sehr erschwerte. Aber gleichwohl hatten sich schon damals verschiedene Forscher diese Aufgabe gestellt und sie auch durchgeführt. Zwanzig Jahre sind seitdem vergangen, zwanzig Jahre emsiger Arbeit und erfreulichen Fortschrittes. Viele Resultate der Forschung früherer Jahre müssen denen der neuen Untersuchungen weichen und mit ihnen die daraus abgeleiteten Folgerungen. So ergeht es nun auch der bisher geltenden Parallelisirung des piemontesischen Neogens mit dem anderer Gebiete, die einst auf Grund des damaligen Standes der Kenntnisse der in Betracht kommenden Verhältnisse durchgeführt, natürlich nur einen interimistischen Werth besass, aber doch von vielen Fachgelehrten in ihren Werken angeführt wurde und schliesslich als ausgemachte Thatsache galt.

Die derzeit viel umstrittene Frage der Stellung der Neogenbildungen von Piemont und deren Nomenclatur bewog mich, diesem für Wiener Geologen wohl etwas fernliegenden Gebiete meine

¹⁾ Th. Fuchs: Studien über die Gliederung der jüngeren Tertiärbildungen Ober-Italiens. LXXVII. Bd. d. Sitzungsab. d. kais. Akad. d. Wiss., I. Abth. 1878

Aufmerksamkeit zuzuwenden und mich seinem genaueren Studium zu widmen.

Meine Absicht war es, den durch die Arbeiten in den österreichischen Tertiärbildungen gewonnenen Maasstab auf die fremden Verhältnisse anzulegen und so geleitet von den Gedanken der Altmeister der Wiener Schule, insbesondere meiner hochverehrten Lehrer, der Herren Prof. E. Suess und Dir. Th. Fuchs, nach Kräften mein Scherflein zu dem grossen Werke einer eingehenderen Parallelisirung beizutragen.

Der Schwierigkeiten, die sich einem solchen Beginnen entgegenstellen, war ich mir wohl bewusst; ich hatte aber doch mit mehreren unvorhergesehenen Hindernissen zu kämpfen, die ich erst an Ort und Stelle über der Arbeit erkennen konnte.

Wenn es mir aber doch gelungen ist, ihrer einigermaßen Herr zu werden, so ist es Dank der Liebenswürdigkeit und Zuvorkommenheit, mit der alle italienischen Fachgenossen, mit denen ich in Berührung kam, mich in Rath und That unterstützten. Ich erachte es daher als eine angenehme Pflicht, ihnen an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank zum Ausdrucke zu bringen. Es sind dies die Herren Dir. C. Parona, Prof. F. Sacco und F. Virgilio und Herr E. Forma in Turin, Dr. G. de Alessandri in Mailand, Monsignore Can. G. Raiteri, Director des Seminars in Casale Monferrato und Cav. Luigi Rovasenda in Sciolze.

Zu ganz besonderem Danke bin ich Herrn Director Th. Fuchs verpflichtet, der mir bei der Bearbeitung des umfangreichen Materiales in liebenswürdigster Weise seinen werthvollen Beistand ange-deihen liess.

Wer das piemontesische Tertiär nur aus der Literatur und nicht vom Augenschein kennt, der hat sicher eine ganz falsche Vorstellung von dem Grade seiner Erforschung und Vielen dürfte es ergehen wie mir, der ich mich durch die Kenntnissnahme einer grossen Anzahl der dabei in Betracht kommenden Werke auf den Besuch dieser classischen Localitäten vorbereitete. Ueber 600 Schriften haben nach dem von F. Sacco im Jahre 1889 gegebenen Literaturverzeichnisse¹⁾ zur Kenntniss des in Frage stehenden Gebietes beigetragen, und seitdem ist ihre Zahl beträchtlich gewachsen. Wer die geologischen Spezialkarten, die grossentheils im Maassstabe 1:25.000 erschienen sind, kennt, der wird nicht anstehen, das Tertiärbecken von Piemont für einen der besterforschtesten Landstriche Europas anzusehen.

Auch ich war der Meinung, in dem zu untersuchenden Gebiete hinreichend aufgeklärte stratigraphische Verhältnisse und eine gut bekannte Fauna zu finden und an der Hand der vorliegenden Faunenlisten ein paar typische Profile begeben zu können, um mir darüber Gewissheit zu verschaffen, ob sich die für unser heimisches Tertiärbecken mit so grossem Scharfsinne aufgestellte, aber immer noch

¹⁾ F. Sacco: Il bacino terziario del Piemonte. Milano 1889.

bestrittene Schichtfolge auf Grund einer genauen Vergleichung der Fauna auch hier feststellen lasse. Insbesondere war es meine Absicht, mich mit der vielfach ventilirten Frage zu beschäftigen, ob man hier die directe Ueberlagerung einer älteren mediterranen Fauna durch eine jüngere nachweisen könne.

Aber ich hatte da mit Voraussetzungen gerechnet, die zu meinem Bedauern durchaus nicht zutrafen. So gibt es nur von wenigen Localitäten ausführlichere Faunenlisten, und ich war gezwungen, sie mir durch Ausbeutung einzelner Fundstätten und aus den Sammlungen selbst zusammenzustellen.

Weiters macht sich der Mangel einer vollständigen, geordneten Beschreibung der tertiären Mollusken unangenehm bemerkbar. Das umfangreiche, von L. Bellardi begonnene und von F. Sacco fortgesetzte Werk: „I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria“ umfasst jetzt erst die Gastropoden; die Bivalven harren noch der Bearbeitung.

Diese Umstände waren es hauptsächlich, die meine Untersuchungen ganz ausserordentlich erschwerten und mich nöthigten, fast die ganze, mir zur Verfügung stehende Zeit auf diese Vorarbeiten zu verwenden. Denn ich erkannte, dass die jetzt für das nördliche Montferrat geltende Schichtfolge, nicht auf faunistischer Grundlage beruhend, eine grosse Unsicherheit bei der Vergleichung mit unseren mediterranen Stufen aufweist, und ich sah mich daher gezwungen, die Abgrenzung der aufeinanderfolgenden Faunen selbst vorzunehmen.

Diese bis jetzt bestehende Schichtgliederung des unteren Neogens wird freilich durch die Ansicht, dass man es nur mit Faciesbildungen derselben chronologischen Stufe zu thun habe, gerechtfertigt. Es ist auch sehr verlockend, ein 1000 m mächtiges Conglomerat, ein paar hundert Meter eines einförmigen Kalkmergels als Etagen auszuscheiden, und zudem sind solche petrographische Merkmale viel augenfälliger.

Die Folge davon ist, dass jetzt mit der Kenntniss der Fauna und der Bedeutung facieller Unterschiede die Unhaltbarkeit der gegenwärtig geltenden Systematik immer mehr zu Tage tritt, und eine hitzige Controverse in der Frage der Nomenclatur entbrannt ist. Aber ausserdem tragen noch verschiedene Umstände mit die Schuld an der Unsicherheit der Etagenbezeichnung.

Vor Allem ist es die beispielloos mannigfaltige facielle Ausbildung, die verwirrend wirkt, und die oft ungeheuer mächtigen Einschaltungen von systematisch ganz unwesentlichen Schichtgliedern. Der Mangel an Arbeitskräften lässt zudem das ganze Gebiet des piemontesischen Tertiärs stark vernachlässigt erscheinen, denn die Localitäten, die mit der erforderlichen Gründlichkeit untersucht und bekannt gemacht wurden, sind sehr wenige.

Prof. F. Sacco hat sich eine überwältigende Lebensaufgabe in der Erforschung dieses tausende von Quadratkilometer umfassenden Tertiärbeckens gestellt, und wenn man bedenkt, dass er jetzt so ziemlich der einzige ist, der sich ganz mit dessen Studium beschäftigt, so wird man seine insbesondere bei kartographischen Werken angewandte Methode begreifen. Es liegt ihm hauptsächlich daran, die

allgemeinen stratigraphischen Umriss nach dem gegenwärtigen Stande der Forschung zu skizziren, und so die Uebersicht über das so ausgedehnte und complicirte Gebiet zu erleichtern. Jeder der an der Hand dieser Karten durch das Schichtenlabyrinth des Montferrats gewandert ist, wird ihren Werth anerkennen, da bei ihnen die Vortheile des für die Orientirung nothwendigen kleinen Maasstabes nicht durch die Wiedergabe von verwirrenden Details geschmälert werden.

Ich kann nicht umhin, an dieser Stelle auf eine Frage zu sprechen zu kommen, die von principieller Wichtigkeit ist. Es ist dies die Nomenclatur des ober-italienischen Neogens, in welcher jetzt grossentheils die von C. Mayer um das Jahr 1860 eingeführten Namen geläufig sind. Der genannte Forscher beschränkte damals einige der bestehenden Etagenbezeichnungen auf engere Schichtgruppen und unterschied auf Grund seiner hauptsächlich in Ligurien gemachten Studien weitere Schichtglieder, für die er theils fremden Gebieten entlehnte, theils neu geschaffene Bezeichnungen verwendete.

Eine Anzahl der bedeutendsten Geologen des Landes konnte sich aber seiner in Bezug auf die stratigraphische Gliederung ausgesprochenen Meinung nicht anschliessen, und erst in neuerer Zeit hat sich z. B. E. Fallot auf das Entschiedenste gegen die Identificirung des Aquitaniano mit dem Aquitanien des Girondebeckens ausgesprochen ¹⁾.

Es würde zu weit führen, die lehrreiche Geschichte dieser stratigraphischen Nomenclatur zu geben, deren fortwährender Wechsel mit die Schuld an der gegenwärtig in Schwebe befindlichen Controverse tragen, ich will nur zeigen, dass die jetzt geltende systematische Schichtgliederung und deren Nomenclatur weit entfernt sind, den thatsächlichen Verhältnissen zu entsprechen und wohl in kurzer Zeit wieder einer zweckmässigeren werden weichen müssen.

Für das ältere Neogen gilt jetzt ziemlich allgemein die Schichtfolge: Aquitaniano, Langhiano, Elveziano, Tortoniano und Messiniano.

Ueber die verticale Ausdehnung und den stratigraphischen Werth dieser Etagen rücksichtlich aequivalenter auswärtiger Bildungen sind die Acten noch keineswegs abgeschlossen, und die bedeutendsten Kenner dieses Gebietes stehen sich in ihren Meinungen schroff gegenüber. Für gewöhnlich wird die Parallelisirung mit den Ablagerungen des Wiener Beckens folgendermassen durchgeführt ²⁾:

Aquitaniano	=	Horner Schichten,
Langhiano		Schlier,
Elveziano		Schichten von Grund,
Tortoniano		Tegel von Baden, Leithakalk- und Sandbildungen,
Messiniano		Sarmatische Stufe.

¹⁾ E. Fallot: Sur la classification du néogène inférieur. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. tom. XXI, pag. LXXVII.

²⁾ C. Depéret: Note sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bul. Soc. géol. Franc. III. sér., tom. XX, pag. OXLV.
— Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. géol. France. III. sér., tom. XXI, pag. 170.

So verlockend es auch ist, dieser so einfachen Gleichstellung das Wort zu reden, ist doch darüber eine lebhaftere Controverse entbrannt, die nicht früher beigelegt werden kann, bevor nicht auf Grund einer genauen Erforschung der in Frage stehenden Verhältnisse weitere Aufschlüsse über die grossentheils noch dunkle Schichtgliederung und deren locale Aequivalente gegeben werden. Es ist hier nicht der Ort und auch gar nicht meine Absicht, die verschiedenen Phasen dieser von den hervorragendsten Forschern geführten Controverse näher zu berühren; ich will nur an der Hand eines Beispiels die Unhaltbarkeit der gegenwärtig geltenden stratigraphischen Gliederung darzuthun versuchen.

Wenn man von Serralungo-Crea (basso Montferrato), das selbst auf einem ansehnlichen, von Kalksandsteinbänken des Elveziano (*Pietra da cantoni*) gebildeten Hügel steht, gegen Süden wandert, so trifft man an der Basis steil stehender, überaus mächtiger Mergel- und Sandsteinlagen des Langhiano auf ein grobes Conglomerat, das die steile Anhöhe des Santuario di Crea zusammensetzt und eine individuenreiche Pectenfauna liefert; *Pecten rotundatus* Lam., *Pecten Northamptoni* Micht. und *P. Haueri* Micht. können zu Dutzenden darin gesammelt werden. Nach den Lagerungsverhältnissen und den charakteristischen Fossilien wird diese Ablagerung dem Aquitaniano oder dem untersten Langhiano zugezählt¹⁾.

Ungefähr 1 km östlich von dieser Localität befinden sich die reichen Petrefactenlager von Rosignano, die in der dem Vorkommniss von Serralungo gleichen, aber viel fossilreicheren *pietra da cantoni*, eine ungemein mannigfaltige Fauna von Fischeäugern, Fischen — besonders Selachiern — Mollusken, Echinodermen, Bryozoen und Rhizopoden geliefert haben²⁾ und als dem „Elveziano“ zugehörig bezeichnet werden. Ich führe daraus an:

Pecten Holgeri Gein.
 „ *solarium* Lam.³⁾
 „ *revolutus* Micht.
Burdigalensis Lam.
Northamptoni Micht.
Haueri Micht.
rotundatus Lam.
Gray Micht.

Während diese für die ältere Mediterranstufe so bezeichnenden Pectenarten in grosser Individuenzahl auftreten, fehlen jüngere Formen vollständig. Es kann also einerseits über die Altersgleichheit der beiden

¹⁾ F. Sacco: Il bacino terziario del Piemonte. Milano 1889, pag. 299.

²⁾ G. de Alessandri: La pietra da Cantoni di Rosignano e di Vignale. Mem. di Mus. civ. di stor. nat. Milano. Tom. VI, fasc. I.

F. Sacco, l. c. pag. 391 ff.

³⁾ Ich bemerke, dass ich der Angabe de Alessandri's folge, der l. c. *P. solarium* Lam. mit dem von M. Hörnes (Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, pag. 408, tav. 60, 61) als *P. solarium* Lam. bezeichneten Stücke identificirt, das aber als *P. gigas* Schloth. wohl zu unterscheiden ist. Ich selbst kenne die Exemplare von Rosignano nicht.

so äusserst charakteristischen Vorkommnisse von Rosignano und Ser-ralungo kein Zweifel sein, andererseits finden wir in dem Aquitaniano vom Santuario di Crea die gleiche Pectenfauna wieder.

Wenden wir uns westwärts, so bietet uns das ungeheuer mächtige, fossilarme Conglomerat der Superga im weiteren Sinne eine ganz eigenartige Ausbildung des Aquitaniano, als das es nach den spärlichen Fossilresten bezeichnet wird. Darüber folgt das Langhiano, das, wie es sich jetzt immer mehr herausstellt, nur eine untergeordnete facielle Bildung darstellt, und über diesem die berühmten Serpentinande der Superga (Elveziano), die den ganzen weltbekannten Fossilreichthum bergen. Leider machte man in dem so abwechslungsreichen Complexe von Sand-, Mergel- und Conglomeratbänken keine weitere Unterscheidung, ja vernachlässigte in früherer Zeit die Angabe der Localitäten, als welche immer „colli Torinesi“ — ein sehr allgemeiner Begriff — angeführt ist, und erschwerte dadurch die Klarstellung der faunistischen Schichtgruppen ganz beträchtlich. Wie sich nun bei einer genaueren Vergleichung der Faunen der einzelnen Fundstätten ergibt, führt das Elveziano inferiore noch die Fauna unserer ersten Mediterranstufe. Insbesondere ist es der durch sein massenhaftes Auftreten interessante *Pecten praescabriusculus* Font., auf den C. Depéret so grosses Gewicht legt¹⁾. Besonders bei Sziolze ist die Ueberlagerung des Langhiano durch die Schichten mit *P. praescabriusculus* auf das Deutlichste zu erkennen. Diese Verhältnisse sind auch der Grund, warum E. Fallot²⁾ das Langhiano in ein tieferes Niveau stellt als den Schlier von Oberösterreich und Bayern.

Es freut mich, dass Herr Professor Sacco, dem ich meine diesbezüglichen Beobachtungen mittheilte, meiner Ansicht beipflichtete, dass eine wichtige faunistische Demarkationslinie beiläufig in die Mitte des Elveziano falle. Um noch ein Beispiel anzuführen, erwähne ich den Calcare di Acqui, der nach Mayer und Sacco dem Aquitaniano zugezählt wird³⁾. G. Trabucco, der ihn zum Gegenstande einer ausführlichen Abhandlung⁴⁾ machte, vereint das Aquitaniano, Langhiano und einen Theil des Elveziano, indem er sich auf palaeontologische Gründe stützt, unter dem Begriffe Langhiano und bezeichnet daher den Kalkstein von Acqui als langhisches. Von seiner reichen Fauna erwähne ich nach den Angaben des genannten Forschers:

Pecten Holgeri Gein.
solarium Lam.
Burdigalensis Lam.

¹⁾ C. Depéret: Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. géol. France. III. sér., tom. XXI, pag. 170.

²⁾ E. Fallot: Sur la classification du néogène inférieur. Bull. Soc. géol. France. III. sér., tom. XXI, pag. LXVII.

³⁾ Ch. Mayer: Zur Geologie des mittleren Ligurien etc. Vierteljahrsschrift der zürcherischen nat.-forsch. Ges. 1878, Bd. XXIII.

F. Sacco: Il bacino terziario del Piemonte. Milano 1889, pag. 286.

⁴⁾ G. Trabucco: Sulla vera posizione del calcare di Acqui. Firenze 1891.
— Se si debba sostituire il termine di Burdigaliano a quello di Langhiano nella serie miocenica. Proc. verb. soc. Tosc. Sc. Nat. Adun., 13. genn. 1895.

Pecten Haueri Micht.
Malvinae Dub.
revolutus Micht.

De Stefani¹⁾, der Langhiano, Elveziano und Tortoniano nur für die Tiefsee-, Strand- und Corallenfacies desselben Meeres erklärt hat, weist besonders darauf hin, dass sich unterhalb des Langhiano, im Aquitaniano, dieselbe Fauna, wie in dem unmittelbar darüberliegenden Elveziano, findet. Ich glaube, nach meinen Beobachtungen betonen zu müssen, dass diese Anschauung für das Elveziano inferiore volle Geltung hat, wie es der Ansicht Trabucco's entspricht.

Nach der von C. Mayer in seiner Classification der Tertiärgebilde (1884) gegebenen Eintheilung entspricht aber das unterste Helvetian unseren Grunder Schichten²⁾, während doch das Elveziano inferiore ausschliesslich die Fauna unserer Horner Schichten führt.

Da ich bei der Besprechung der einzelnen Localitäten noch auf diese so wichtige Frage zurückkomme, glaube ich an diesem Beispiele den strittigen Stand der jetzigen Schichtgliederung des unteren Neogens im Becken von Piemont genug dargethan zu haben, und wenn man dies erwägt, versteht man, wie gut die deutschen Forscher thaten, als sie sich gegen die allgemeine Einführung der daselbst gebräuchlichen Nomenclatur so ablehnend verhielten, was ihnen von verschiedenen Seiten als Unduldsamkeit vorgeworfen wurde³⁾.

Dass diese strittigen Fragen in Stratigraphie und Nomenclatur meinen Untersuchungen grosse Schwierigkeiten bereiteten, ist leicht erklärlich, da ich die conträren Meinungen der verschiedenen Forscher aus der Literatur genügend kannte und mich deshalb genöthigt sah, die für meine Zwecke nothwendigen Vorarbeiten selbst vorzunehmen, um ohne Vorurtheil meine Aufgabe verfolgen zu können. Ich musste mich also zuerst darauf beschränken, einige reiche Fundstätten zum Zwecke der Aufstellung genauer Faunenlisten auszubeuten, wobei ich meine besondere Aufmerksamkeit auf die Unterscheidung einer älteren und einer jüngeren Fauna richtete. Die verhältnissmässig kurze Zeit, die ich bisher auf diese Untersuchungen verwenden konnte, muss ich als Milderungsgrund bei der Beurtheilung unvermeidlicher Irrthümer anführen. Aber einen sicheren Erfolg habe ich bis jetzt aufzuweisen, nämlich die Erkenntniss, dass das besuchte Gebiet in seiner enormen und reichen Entwicklung der vollständigen Schichtreihe des Tertiärs und in Folge des Reichthumes

¹⁾ C. de Stefani: Les terrains tertiaires supérieurs du basin de la Méditerranée. Liège, Cormanne 1893.

— Sulla posizione del Langhiano nelle Langhe. Proc. verb. Tosc. Sc. Nat. Adun. 5 maggio 1895.

²⁾ Munier-Chalmas et de Lapparent: Note sur la Nomenclatur des terrains sédimentaires. Bull. Soc. géol. France. 3. sér., tom. XXI, pag. 438, 1893.

C. W. von Gümbel: Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete. I. Theil. Sitzb. der math.-phys. Cl. der k. bayer. Akad. d. Wiss. 1887, Heft II.

³⁾ Ch. Mayer: Zur Geologie des mittleren Ligurien etc. Vierteljahrsschrift der zürcherischen nat.-forsch. Ges. 1878, Bd. XXIII.

an faciiellen Unterschieden noch berufen sein wird, viele wichtige bionomische und oceanographische Fragen zu lösen, die mit dem Fortschritte der Forschung immer mehr an Bedeutung und Interesse gewinnen.

Um in dem so ausgedehnten Gebiete gleich anfangs eine zweckmässige Auswahl zu treffen, beschränkte ich meine Untersuchungen auf den nördlichen Theil des Montferrats zwischen Turin und Casale, ohne den Südflügel der Synklinale des Beckens vorderhand in Betracht zu ziehen. Ein kurzer Besuch nur galt der erwähnten Localität Acqui.

Was den Namen Montferrat betrifft, so gehen die Meinungen darüber weit auseinander, indem ihn manche von *mons ferax*, andere von *mons ferratus* abgeleitet wissen wollen. Ohne Rücksicht auf ethymologische Gründe kann ich mich nur für das „Hufeisengebirge“ erwärmen, denn mit dem „fruchtbaren Bergland“ sieht es heutzutage wenigstens traurig aus. Wer die wirthschaftlichen Zustände dieser Provinzen kennen gelernt hat, denen Industrie ganz, Ackerbau und Viehzucht beinahe fehlen, deren sonnige, baumlose Höhenrücken mit Weinbergen bedeckt sind, die in guten Jahren einen Ueberfluss von Wein liefern, (der dann in Folge Mangels eines ausgedehnten Absatzgebietes keinen Werth hat, deren Bevölkerung in mageren Jahren aber oft von Noth und Theuerung heimgesucht wird — der wird über die Herkunft des Namens nicht lange im Zweifel sein. Zudem entspricht die Bezeichnung Hufeisengebirge in ganz treffender Weise der Anlage des ganzen Berglandes, das mit der Superga aus der oberen Po-Ebene sich jäh erhebend, zuerst in leicht NO-geschwungenem Bogen bis gegen Bassignana zieht, um dann in grossem Halbkreise südwärts wendend, in die OW-Richtung zurückzukehren und sich an die Vorberge des Apennin anzuschliessen. Die von F. Sacco im Maasstabe 1:100.000 publicirte Karte des Beckens von Piemont lässt deutlich den muldenförmigen Bau erkennen, dessen Nordrand eine äusserst complicirte Reihe von selbstständigen tektonischen Elementen bildet.

Mein erster Besuch galt dem nordöstlichen Ende des Hügellandes, das bei Casale Montferrato hart an den Po. herantritt und dann gegen Osten plötzlich unter die jungen Bildungen der Ebene hinabsinkt.

Hier dehnt sich südlich von der alten Hauptstadt des ehemaligen Herzogthumes Montferrat ein weites, welliges Hügelland aus, das mit seinem spärlichen Baumwuchse und den eintönigen Rebengehängen in früher Jahreszeit einen äusserst öden Anblick gewährt. Wenn man von der Höhe dieser Hügelszüge gegen W und S blickt, so schweift das Auge weit über ein abwechslungsreiches und scharf ausgeprägtes Relief, das mit seiner geringen absoluten Höhe, die 500 m nicht übersteigt, in gar keinem Verhältnisse steht. Scharfe Rücken, Zinnen und Spitzen, wie man sie an unseren alpinen Kalkbergen zu finden gewohnt ist, enge Schluchten, steile Hänge und senkrechte Abstürze wechseln in reicher Folge ab und verleihen der Landschaft einen ganz pittoresken Charakter. Die kahlen Vor-

berge, die unvermittelt aus den Alluvien des Po auftauchen, und der ferne Zug der Alpen, die sich mit ihren schneeigen Hochgipfeln wie eine Mauer gegen 4000 m über die Ebene erheben, tragen noch dazu bei, die Täuschung zu vervollständigen.

Aus den vielfachen Störungen, denen dieses Gebiet unterworfen war, lässt sich doch ein antiklinaler Bau erkennen. Die Schichten fallen gegen N ziemlich steil unter die Ebene ein, gegen S ist ihre Neigung nur gering, und sie werden hier von jüngeren Bildungen überlagert.

Ein grauer, fester Mergel mit Bänken eines weissen Kalksteines von glattem Bruche, den die italienischen Forscher als *argille scagliose* bezeichnen ¹⁾, bildet die Höhen südlich von Casale. Stellenweise sind Bänke blätterigen Kalkes von verschiedener Färbung, Sandstein und plastische Mergel von jüngerem Habitus in wechselnder Mächtigkeit eingelagert. Dass alle diese Bildungen sedimentären Ursprunges sind, steht in Folge der Lagerungsverhältnisse und der eingeschlossenen Fossilreste ausser Zweifel. Neben Fucoiden, die sich auf den Schichtflächen in grosser Anzahl finden, erkennt man im Dünnschliffe zahlreiche kleine Foraminiferen, und nach verlässlichen Angaben sollen Fischreste, nach F. Sacco auch Nummuliten darin gefunden worden sein. Ein genaueres Studium dieser Fossilreste wäre deshalb von besonderem Interesse, weil es geeignet wäre, weitere Aufschlüsse über die Stellung und Natur dieser Ablagerungen zu geben, die als *argille scagliose* gelten und dem *Liguriano* zugezählt werden. Meiner Meinung nach wären sie eher als *marne frammentarie* oder zum Theil als *alberese* zu bezeichnen, da unter dem Namen der *argille scagliose* in dem nördlichen Apennin eine von vielen Fachgelehrten als ein Zersetzungsproduct des Serpentinis angesprochene Bildung gilt. Auf die vielen diesbezüglichen von einander weit abweichenden Ansichten näher einzugehen, liegt ausserhalb des Rahmens meiner Arbeit.

Vom ökonomischen Standpunkte sind diese Kalke und Mergel des *Liguriano* von besonderer Bedeutung für die ganze Umgebung von Casale. In zahlreichen Schächten werden sie in grossem Maassstabe abgebaut und zur Kalk- und Cementbereitung verwendet. Ein beträchtlicher Theil der Bevölkerung des armen Landes ist auf diese Erwerbsquelle angewiesen. Da meistens Sandsteinbänke und zersetzte Mergelschichten an die Oberfläche treten, müssen die brauchbaren Kalklagen bergmännisch angefahren werden. Mitten in den Weinbergen sieht man oft eine kleine Hütte, ein Schutzdach, das das Eindringen des Regenwassers in den Schacht verhindern soll und darunter eine hölzerne Winde mit einem Eimer zur Förderung der Arbeiter und des Materiales — das ist meistens die ganze technische Anlage einer solchen Grube. Und in der feuchten, dunklen Tiefe arbeiten die „*cavatori*“ in steter Gefahr, von den mangelhaft oder gar nicht gestützten Hangendschichten verschüttet zu werden. Denn um die todte Arbeit zu ersparen, wird aus jedem Schachte so viel als möglich gefördert. Eine der von mir besuchten

¹⁾ F. Sacco: *Il bacino terziario del Piemonte*: Milano 1889, pag. 79.

Gruben besass eine Tiefe von ungefähr 15 m und eine glockenförmige Gestalt. Der Boden war durch eindringende Tagwässer fusstief aufgeweicht.

Wer einen der steilen Wege, die den Verkehr zwischen den einzelnen Landhäusern vermitteln, zur Zeit der Dürre und dann wieder nach einem längeren Regen beschreitet, dem wird die auffallende Veränderung des Bodens nicht entgehen. Wer wird den blendend hellen, von Rissen durchsetzten Grund, der überall zu Tage tritt, und der unter dem Tritte zerstäubt, in dem fusstiefen, schmutzig grauen Moraste wiedererkennen? Allenthalben sind tiefe Geleise ausgefahren, und mühsam schleppen die drei hintereinander gespannten Maulthiere den Karren durch den zähen Boden. Dann legt man Stamm an Stamm quer über die Strassen, um an den schwierigsten Stellen den Verkehr zu ermöglichen, und grosse Bündel Schilfrohes werden in den haltlosen Grund eingebettet, um ihm Festigkeit zu geben — und dies in einer Gegend, wo weit und breit keine grössere Baumpflanzung zu erblicken ist, und man Schilf anbauen muss, um es als Stütze der Weinreben zu verwenden. Bei andauerndem Regen geräth der Boden an steilen Stellen ins Gleiten, und überall zeigen sich kleine Bergschlipfe, die nur zu oft die Weinberge verheeren. Die Rinnsale der kurzen, periodischen Wildbäche sind tief eingerissene, kleine Schluchten, die den Verkehr ausserordentlich erschweren. Man kann sagen, dass das Relief dieser Hügelläuge durch jeden Regen verändert wird.

Gegen S überlagern graue, plastische Mergel diese älteren Ablagerungen. Fossilreste sind daraus nicht bekannt, und sie werden dem Aquitaniano zugezählt. Ich kann mich über ihre Stellung nicht weiter aussprechen.

Auf diesen Mergeln liegen nun bei St. Giorgio, Rosignano, Treville, Ozzano und weiter südlich bei Vignale die Tiefsee- und Strandbildungen der ersten Mediterranstufe. Diese Vorkommnisse wurden in letzterer Zeit von G. de Alessandri¹⁾ einer leider nur palaeontologischen Untersuchung unterzogen, und ergaben eine ungemein reiche Fauna, die nach meiner Ansicht der des Elveziano inferiore der Umgebung von Turin identisch ist. Dass de Alessandri sie schlechtweg als dem Elveziano zugehörig bezeichnet, habe ich schon in Vorhergehendem hervorgehoben. Von technischem und ökonomischem Standpunkte besitzt die Gegend grosse Bedeutung in Folge der ausgedehnten Gewinnung eines ausgezeichneten Baumaterials — der sogenannten „pietra da cantoni“. Es ist dies ein feinkörniger, durch Sand mehr oder weniger verunreinigter Globigerinenkalk, der in frischem Zustande äusserst leicht zu bearbeiten ist, ja geschnitten werden kann, Luft und Sonne ausgesetzt aber einen hohen Grad von Festigkeit erlangt und daher als Bruch-, Bau- und Ornamentstein eine ausgedehnte Verwendung findet. In dieser Gegend kann man das seltsame Schauspiel geniessen, dass Zimmerleute mit der Axt steinerne Häuser bauen und die Steinblöcke wie

¹⁾ G. de Alessandri: La pietra da cantoni di Rosignano e di Vignale. Mem. Mus. civ. stor. nat. Milano, tom. VI, fasc. I.

Holz behauen. Ein ganz ähnliches Vorkommniß ist der „untere Globigerinenkalk“ von Malta, die „pietra Leccese“ von Lecce in Apulien und die „pietra cantone“ und die „pietra forte“ verschiedener sardinischer Localitäten (San Guglielmo, San Michele, Monte Urpino, Sassari etc.), auf die ich bei der Besprechung der Fauna noch zurückkommen will.

Was die durch die geologische Natur der Gegend bedingten orographischen Verhältnisse betrifft, so kann die de Alessandri's Arbeit beigelegte geologische Kartenskizze keine gute Vorstellung davon verschaffen. Der Mangel jeder Schraffirung oder hypsometrischer Linien macht sich unangenehm geltend und die eingezeichneten trigonometrischen Höhenquoten sind nur ein schwacher Behelf, das prägnante Relief zur Darstellung zu bringen. Auch hier ist die Oberflächengestalt eine ungemein abwechslungsreiche, und besonders auffallend zeigt sie den Einfluss der geologischen Verhältnisse. Denn da die jüngeren Kalk- und Sandsteinbildungen der Denudation besser Widerstand leisten konnten, als der sie unterteufende Mergel, treten sie im Relief scharf hervor und bilden eine ringförmige, nur an wenigen Stellen unterbrochene Zone, die die Localitäten St. Giorgio, Torre Veglio, La Colma, Rosignano, Cellamonte, Trville und Ozzano umfasst und einen durchschnittlichen Durchmesser von 4 km hat. In ihr liegen die höchsten Erhebungen dieser Gegend, die meistens Ortschaften, Schlösser und Landhäuser tragen. In senkrechten, 20—30 m hohen Abstürzen fallen diese kleinen Plateaus gegen die Mitte zu ab und zeigen hier in prächtigen Aufschlüssen den Wechsel von Lithothamnienkalk und Kalksandstein. Gegen aussen dachen sie entsprechend dem Fallen der Schichten allmähig ab. Der Mangel jeder ausgedehnten Bodenbedeckung durch Vegetation erleichtert den Einblick in die stratigraphischen Verhältnisse ungemein. Besonders die frühe Jahreszeit ist diesbezüglichen Untersuchungen günstig, wann die Weinberge noch kahl sind, und kein knurriger Wächterhund den Zutritt verwehrt.

Das Fallen der in ihrer Mächtigkeit sehr schwankenden Ablagerungen — bei Rosignano beträgt sie etwa 60 m — ist wie schon erwähnt überall gegen die Aussenseite der kreisförmigen Zone gerichtet und beträgt im O und S 15—20°. Bei Trville und Ozzano machen sich grössere Störungen bemerkbar, und die Schichten fallen circa 45—60° gegen NW und N ein. Diese steile Aufrichtung mag wohl mit den weiter unten zu besprechenden complicirten Lagerungsverhältnissen in dem Profile von Serralungo-Crea in Verbindung stehen, das etwa 7 km weiter westlich gelegen ist. Die kleinen Denudationsreste, die das Castel und den Friedhof von St. Giorgio tragen, zeigen nur untergeordnete Störungen und sind wie auch das Vorkommniß von Ozzano von geringer faunistischer Bedeutung. Der ganze Complex macht den Eindruck, als ob es sich hier um eine Strandbildung handle, die sich rings um eine Insel anlagerte. Nach dem Rückzuge des Meeres wurde das leichter zerstörbare Material, wo es nicht die widerstandsfähigen Kalkbänke schützten, denudirt, und die Strandbildungen ragen jetzt wie ein ringförmiges Riff — *sit venia verbo* — über die Umgebung empor.

Die Schichtfolge ist im Ganzen eine einheitliche, obgleich sie nicht in vollständiger Entwicklung zu Tage liegt. So herrscht im O die Sand- und Nulliporenkalkfacies vor, gegen S treten der Kalksandstein und die typische „pietra da cantoni“ in den Vordergrund, und gegen W und N gewinnen die Mergel der Basis die Oberhand. Bei St. Giorgio überwiegen wieder die phytogenen Kalke. Es folgen von oben nach unten:

1. Grauer Mergel,
2. zersetzter Sandstein,
3. grober Sandstein,
4. Lithothamnienkalk,
5. lichtgelber Globigerinenkalkstein (pietra da cantoni),
6. grauer, sandreicher Globigerinenkalkstein,
7. Lithothamnienkalk,
8. grauer Tegel,
9. gelber Sandstein (wenig mächtig),
10. grauer Tegel.

Wir sehen hier einen reichen Wechsel von Strand- und Tiefseebildungen. Ich betone das Wort Tiefseebildungen, weil, wie ich zeigen werde, die reine „pietra da cantoni“ die grösste Aehnlichkeit mit dem „lower globigerina limestone“ von Malta besitzt, den John Murray, der beste Kenner recenter Tiefsee-Ablagerungen, unter allen ihm bekannten Sedimentgesteinen allein als solche gelten lässt¹⁾. Wir können uns daraus einen Begriff von den Schwankungen der Strandlinie machen, die in dieser kurzen Spanne Zeit vor sich gegangen sind.

Es mögen wohl damals steile Küstenstriche sich jäh aus den Fluthen dieses Archipels erhoben haben, Landpflanzen wurden in die Sedimente der Tiefe eingebettet, in denen die zarten Gehäuse der Tiefseeforaminiferen, besonders Globigerinen und Pulvinulinen in ungeheurer Menge auftreten. Der Formenreichtum, der aus den verschiedenen Faciesbildungen bekannten benthonektonischen Fauna ist ein ausserordentlicher. Leider wurde bei dessen Bearbeitung auf facielle Unterschiede keine Rücksicht genommen, wodurch das so reiche Material einen grossen Theil seines Werthes verlor. Denn die hier in Wechsellagerung auftretenden, so heterogenen Ablagerungen wären gewiss geeignet, manche Aufklärungen über noch dunkle bionomische und stratigraphische Fragen zu geben.

In den stillen Buchten mögen hier Schaaren von Knochenfischen — hauptsächlich Gadoiden — sichere Schlupfwinkel gefunden, Herden gefrässiger Haie mögen hier ihr Unwesen getrieben haben, gewiss sehr zum Schaden der Fischeäuger, Sirenen und Robben, deren Reste häufig gefunden werden. Auf den Kalk- und Sandbänken der Küste sassen grosse Pecten und Austern, und Stachelhäuter, Crustaceen und Panzerechsen bevölkerten die küstennahen Meerestheile in Menge.

¹⁾ Ueber die Lebensweise fossiler Meeresthiere, von Prof. Dr. Johannes Walther. Zeitschrift der deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1897, Heft 2.

Es muss ein arten- und individuenreiches Leben damals hier geherrscht haben. Ich möchte bei dieser Gelegenheit nur auf das locale Vorherrschen der Globigerinenschalen hinweisen, das sich hier besonders bemerkbar macht.

Auch in den jetzigen Meeren bilden sich stellenweise ausgedehnte Anhäufungen von Diatomeen, Radiolarien oder Foraminiferen — besonders Globigerinen —, wie sie öfter von Tiefsee-Expeditionen nachgewiesen wurden. Sie werden nach der Meinung hervorragender Kenner der oceanographischen Verhältnisse nicht auf bionomische Ursachen, sondern auf mechanische Anhäufung durch Meeresströmungen zurückgeführt.

Es ist bezeichnend für den Reichthum dieser Localitäten, dass es mir gelang, treffliche Reste von Gadoiden und einer *Trionyx* daselbst zu erbeuten, die alle bisher von dieser Fundstätte nicht beschrieben sind, obgleich diese als eine der reichsten schon oft und eingehend ausgebeutet wurde.

Was die Parallelisirung dieser Neogenbildungen mit anderen Vorkommnissen betrifft, so ist vor Allem die Uebereinstimmung der typischen „*pietra da cantoni*“ mit dem mehrfach erwähnten „*lower globigerina limestone*“ von Malta und Gozzo zu erwähnen¹⁾. Auch dieser ist eine entschiedene Tiefseebildung von hohem Kalkgehalte (63—95%), von gelblicher oder röthlicher Farbe und besitzt die gleiche ökonomische Bedeutung für die beiden Inseln. Auch er wird von Nulliporenkalken (*coralline limestone*) begleitet und von einem blauen Mergel, der von Th. Fuchs²⁾ als Schlier angesprochen wird, überlagert.

Sein Alter dürfte nach den aus ihm bekannten Fossilresten auch mit dem des Kalksteines von Rosignano übereinstimmen. Th. Fuchs erwähnt den *Pecten Haueri*, Spratt fand in ihm den *P. Burdigalensis*, und auch die Lagerungsverhältnisse lassen auf ein unseren Horner Schichten entsprechendes Alter schliessen. Murray führt das Vorkommen von Resten von Walthieren und anderen Meersäugern, von Haien in grosser Zahl, von Teleostiern, Schildkröten und Crustaceen an. Besonders die sogenannten „*nodule beds*“, Zwischenlagen von braunen, auf organischen Ursprung zurückzuführenden Phosphatknollen, bergen zu Tausenden die Zähne von Selachiern.

In welcher Häufigkeit sich diese auch in den recenten Tiefseeablagerungen finden, dafür gibt eine Stelle des Challengerwerkes einen guten Beleg. Es wurden bei einem Zuge mit dem Schleppnetze mehr als 1500 Haifiszähne aus der Tiefe des pacifischen Oceans heraufbefördert³⁾.

¹⁾ On the geology of Malta and Gozzo by Th. A. B. Spratt, 1854.

Th. Fuchs: Das Alter der Tertiärbildungen von Malta. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., 70. Bd., 1874.

John Murray: The Maltese Islands with their special reference to their geological structure. The Scottish geographical Magazine, Vol. VI, pag. 449 (Literatur).

²⁾ Th. Fuchs: Ueber den sogenannten „Badner Tegel“ auf Malta. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., 73. Bd., 1876.

³⁾ Narr. Chall. Exp. vol. i. pag. 809.

Auch bei Rosignano sind diese widerstandsfähigen Fossilreste in ungeheurer Menge zu finden, und unter der von hier beschriebenen reichen Fischfauna herrschen Selachier bei Weitem vor. Von Säugethieren führt de Alessandri an:

Pristiphosa occitanica Ger.
Metaxytherium sp.
Balaenoptera sp.
Tursiops miocaenus Port.
Schizodelphis sp.

Ein drittes Vorkommnis dieser Art ist die „pietra Leccese¹⁾“, die auch eine ähnliche Rolle spielt, wie der Globigerinenkalk von Malta. Auch in ihr ist das Vorherrschen der Gattung *Globigerina* gegenüber den anderen Rhizopoden zu bemerken, und ebenso auffällig ist die fast durchwegs aus Selachiern bestehende, individuen- und artenreiche Fischfauna, und das Auftreten mariner Säuger, von denen folgende Genera erwähnt werden:

Felsinotherium,
Halitherium,
Priscodelphinus,
Campsodelphis,
Schizodelphis,
Physodon,
Phocodon.

Auf Sardinien bietet die „pietra forte“ und „pietra cantone“ von San Michele, San Guglielmo, Sassari, Monte Urpino, Cagliari und Monreale del Bonaria ein weiteres Beispiel. Die reiche Fauna dieser ökonomisch wichtigen und wissenschaftlich interessanten Localitäten hat hervorragende Bearbeiter²⁾ gefunden, nach deren Beschreibung über das gleiche Alter und die gleiche facielle Ausbildung auch dieser Ablagerungen kein Zweifel ist.

Auch in den sardinischen Vorkommnissen finden sich die meerbewohnenden Säugethiere und die grosse Zahl der Selachier wieder.

Diese so auffallende petrographische und faunistische Uebereinstimmung dieser vier neogenen Tiefseebildungen, die nach der

¹⁾ G. Capellini: Della pietra Leccese e di alcuni suoi fossili. Mem. dell' Acc. Sc. dell' Ist. Bologna. Ser. II, Vol. IX, 1878, pag. 227.

O. G. Costa: Ricerche dirette a stabilire l'età geologica della calcarea tenera a grana fina di Lecce, detta volgarmente Leccese. Giornale Scient. „Il Giambatista Vico.“ Napoli 1857.

C. de Giorgi: Cenni di stratigrafia e idrografia provinciale. Boll. del Comizio agrario di Lecc. Lecce 1871.

— Note geologiche sulla provincia di Lecce. Lecce 1876.

G. di Lorenzo: La fauna bentho-nektonica della Pietra Leccese. Rend. d. R. Accad. dei Lincei. Vol. II, ser. 3. Roma 1893.

²⁾ Literatur bei de Alessandri: La pietra da cantoni di Rosignano e di Vignale. Mem. mus. civ. stor. nat. Milano. Tom VI, fasc. I, pag. 9.

von J. Murray über den älteren Kalkstein von Malta ausgesprochenen Ansicht in einer Tiefe von 300–1000 Faden abgelagert sein dürften, wäre wohl geeignet, das besondere Augenmerk der Fachgelehrten auf sich zu lenken.

Da, wie schon erwähnt, die Beschreibung der Fauna von Rosignano ohne Rücksicht auf facielle Unterschiede vorgenommen wurde, bemühte ich mich, in der kurzen Zeit deren Sichtung in stratigraphischer Hinsicht durchzuführen. Was ich dabei erkennen konnte, ist etwa Folgendes:

Die beiden faunistisch gleichen Lithothamnienkalkbänke kommen in Wechsellagerung mit Sandbänken vor, die allmählig in die kalkreiche „pietra da cantoni“ übergehen. Die darunter liegenden Tegel und die Sandsteinbänke sind bei Treville, der darüberlagernde Mergel bei Vignale reich entwickelt.

Die von de Alessandri gegebene Faunenliste enthält die für die erste Mediterranstufe charakteristischen Formen:

Pecten Holgeri Gein.
Gray Lam.
*solarium Lam.*¹⁾
rotundatus Micht.
Burdigulensis Lam.
Haueri Micht.
Northamptoni Micht.

Diese benthonische Fauna findet sich ausschliesslich in den Sandstein- und Nulliporenkalkbänken und es entspricht ihr Alter dem der Horner Schichten des Wiener, der Hidalmácer Schichten des siebenbürgischen Beckens. Die darunter liegenden Tegel beherbergen eine reiche Fauna von Rhizopoden und Pteropoden. Ich fand darin:

- (2) *Pecten (Amussium) denudatus* Reuss.
 (1) *Cassidaria echinophora* Lam.
Tellina sp.
Lucina sinuosa Don.
Solenomya Doderleini May.
Balantium pedemontanum May.
 Zahlreiche Foraminiferen.

Es scheint diese Ablagerung hier eine ähnliche Stellung inne zu haben, wie der Foraminiferentegel von Ketösmezö in Siebenbürgen, als eine Tiefseebildung der älteren Mediterranstufe.

Der jüngere Mergel, der bei Vignale und, wie ich bemerkt zu haben glaube, auch in dem Thale nordöstlich von La Colma (bei Rosignano) auftritt, hat eine umfangreiche Fauna geliefert, deren Verzeichniss ich nach einer mir von Dr. F. Vaschetti in Vignale freundlichst gemachten Mittheilung gebe. Ich erlaube mir, ihm hiefür an dieser Stelle meinen geziemenden Dank zum Ausdrucke zu bringen.

¹⁾ Siehe Anmerkung pag. 393 [5].

Fossilien aus dem Mergel von Vignale.

- Pristiphoca occitanica* Ger.
Diodon Italicus De-Al.
Chrysophrys cincta Ag.
Oxyrhina hastalis Ag.
 " *Desorii* Ag.
 " *crassa* Ag.
Odontaspis cuspidata Ag.
Hemipristis Serra Ag.
Sargus Oweni Sism.
Carcharodon megalodon Ag.
 " *auriculatus* Ag.
Cirsotrema crassicostatum Desh. var.
Teredo sp.
Strombus sp.
Conus sp.
Ficula sp.
Turbo rugosus Linn.
Pecten Burdigalensis Lam. var.
 " *Bonifaciensis* Loc.
Terebratula Rovasendiana Seg.
Echinolampas plugiosomus Ag.

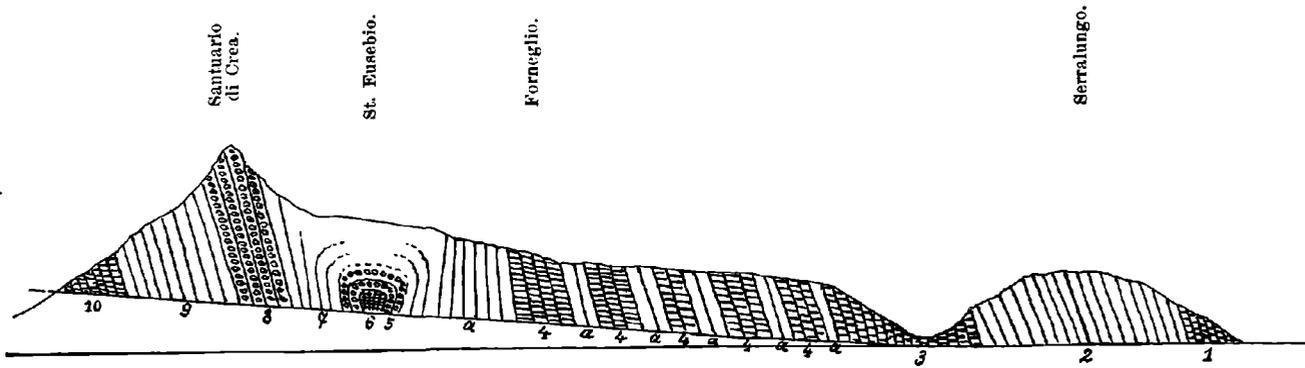
Auf Grund dieser Fauna und der einfachen Lagerungsverhältnisse glaube ich, diese Mergel in den Horizont unseres oberösterreichischen Schliers stellen zu können. De Alessandri hält sie für der tortonischen Stufe angehörig, was unserem Badner Tegel entsprechen würde.

Sind also diese Vorkommnisse „von pietra da cantoni“ von hohem wissenschaftlichen Interesse, so haben sie doch auch vom volkwirtschaftlichen Standpunkte für einen grossen Theil der Bevölkerung ihre Bedeutung. Ihre Gewinnung erfolgt theils durch Tagbau, wie bei Rosignano selbst, theils in horizontalen Gallerien, wie bei Casa del Bric, oder in Schächten, ähnlich dem Abbau des Kalkmergels von Casale. Der Stein wird in circa $\frac{1}{2}$ m lange, prismatische Stücke zerlegt und an der Sonne getrocknet.

Einen wesentlich anderen Habitus zeigen die äquivalenten Bildungen im Profile von Serralungo-Crea, circa 7 km westlich von Rosignano. Die kurze Zeit, die ich auf die Untersuchung dieser Gegend verwenden konnte, machte es mir leider unmöglich, genauere Einsicht in deren geologischen Bau zu nehmen, und wenn ich es doch versuche, Weniges darüber zu berichten, so ist es nur, um die interessanten tektonischen Verhältnisse, die in diesem Profile zu Tage treten, kurz darzulegen.

Der schematische Durchschnitt, den ich durch den in Frage stehenden Höhenzug gebe, ist an der nach Moncalvo führenden Strasse aufgeschlossen.

NNO.



Profilskizze von Serralungo-Crea.

Erklärung:

1. Mergel.
2. Kalksandstein (Pietra da cantoni).
3. Mergel.
4. Mergel mit Sandsteinbänken (a).
5. Conglomerat.
6. Mergel.
7. Sandstein.
8. Conglomerat.
9. Sandstein und Conglomerat.
10. Mergel.

Nördlich von Serralungo liegt als oberstes Glied ein grauer Mergel, der mir nur sehr schlecht erhaltene makroskopische Fossilreste lieferte und über dessen Stellung ich mich nicht weiter aussprechen kann. Er steht in steilgestellten Bänken an der nach Mombello führenden Strasse an. Darunter liegt in ziemlicher Mächtigkeit ein sandiger Kalkstein, der an die „pietra da cantoni“ von Rosignano erinnert, aber nicht so rein und fest ist wie diese und daher auch nur minderwerthiges Material liefert. Sein Fallen ist 50—60° NNO. Doch sind östlich und westlich von dem Orte weitere tektonische Störungen zu bemerken. Stellenweise finden sich darin abgerollte Nulliporenkalkbrocken. Orographisch tritt dieses härtere Gestein stark hervor. Es bildet den langen Höhenzug, der die Ortschaft Serralungo trägt und sich gegen O und W weiter fortsetzt. Ich glaube, auf die petrographische Beschaffenheit hin und auf Grund einiger spärlicher fossiler Reste — der Fossilreichtum von Rosignano fehlt hier vollständig — dieses Vorkommniss mit denen der eben besprochenen Localitäten gleichstellen zu können. Es folgen dann gegen S ebenso steil nach N fallende plastische blaue Mergel in ungeheurer Mächtigkeit. Sie bilden den Untergrund des Thales südlich von Serralungo und haben eine reiche Fauna geliefert. Leider erschwert das Fehlen einer ausführlichen palaeontologischen Beschreibung der Bivalven des piemontesischen Tertiärs deren Bestimmung ungemein.

Ich bestimmte daraus:

- Trochus turritus* Bon.
Siliquaria anguina Linn.
Dentalium Badense Partsch.
Teredo Norvegica Spengler.
Venerupis decussata Phil.
Venus clathrata Duj.
Lucina cf. *Dujardini* Desh.
 sinuosa Don. (riesige Exemplare)
 " *Mojsvari* R. Hoern.
Solenomya Doderleini May.
Leda clavata Calc.
Nucula Mayeri Hoern.
Limopsis anomala Eichw.
Lima miocenica Micht.
Limatulella langhiana Sacco.
Pecten denudatus Reuss.
 " *duodecimlamellatus* Bronn.
Ostrea cochlear Poli.
Terebratula sp.
Balantium sp.

Ausserdem finden sich Einzelkorallen, Rhizopoden und Spongienadeln in Menge. Diese dünnbankigen Mergel wechseln, wenn man auf der südwärts gegen Ponzano führenden Strasse fortschreitet, mit Sandbänken, die allmählig überhand nehmen. Oberhalb des Dorfes

Forneglio (Furnaglio) ist die Schichtstellung lothrecht und geht dann in ein steiles SSW-Fallen über. Der Neigungswinkel beträgt etwa 70°. Bei der Capelle S. Eusebio nehmen fast ausschliesslich Sandsteinbänke an dem Aufbaue der Schichten Antheil, und knapp oberhalb erblickt man an einer senkrechten Wand gut aufgeschlossen eine enggefaltete Antiklinale, wie man sie sonst in so jungen Ablagerungen zu sehen nicht gewohnt ist. Ich musste mich erst durch den Fund von Fossilresten von dem neogenen Alter dieser Bildungen überzeugen, so unerwartet und fremdartig war der Anblick dieser so stark gestörten Schichten für mich, der ich meine Studien in dem nur durch nachträgliches Absinken gestörten Tertiärbildungen des Wiener Beckens machte.

Den Kern der Antiklinale bildet ein homogener, grauer Mergel, der ausser Foraminiferen Exemplare von *Lucina sinuosa* Don., *Lima-tuliella langhiana* Sacco und anderer kleiner, stark verdrückter Bivalven enthält. Darüber folgen Conglomerate, die weiter in Sandstein übergehen. Der Südschenkel der Falte steht senkrecht und lehnt sich, in den folgenden Schichten allmähig steil nach NNO fallend, auf Sandstein- und Conglomeratbänke, die sich jäh bis 440 m — etwa 200 m über die Thalsole — erheben und die Wallfahrtskirche der Madonna di Crea tragen. In etwa 60° Neigung stehen die wohl 50 m mächtigen Conglomeratbänke wie eine schiefgestellte Platte da, zum grössten Theil durch die Denudation von der leicht zerstörbaren Mergel- und Sandsteinhülle befreit.

Das Conglomerat ähnelt ganz dem der Superga bei Turin und besteht wie auch die Sande aus groben Serpentin- und Quarzitgeröllen. Es führt eine individuenreiche, aber artenarme Fauna von grossen strandliebenden Pecten und Austern, die stellenweise in grosser Zahl auf den Bänken aufsitzen. Besonders häufig finden sich:

- Pecten rotundatus* Lam.
Northamptoni Micht.
 „ *Haueri* Micht.
Ostrea cochlear Poli.
digitalina Eichw.,

die diese Bildung als eine typische Strandbildung der älteren Mediterraneanstufe charakterisiren. Tektonisch darunterliegend, folgen Sandsteine und Mergel, deren Einfallen immer geneigter wird, und die auf Bildungen des älteren Tertiärs auflagern.

Die Gesamtmächtigkeit aller in dem Profile aufgeschlossenen, insgesamt der älteren Mediterraneanstufe angehörigen Schichten mag circa 2000 m betragen; doch glaube ich, dass stellenweise eine Wiederholung durch Ueberschiebung eingetreten ist.

Es wäre gewagt, auf Grund meiner nur oberflächlichen Untersuchungen eine eingehende Erklärung der tektonischen Verhältnisse — die ganz ausserhalb der mir gestellten Aufgabe liegt — versuchen zu wollen. Ich muss das dazu Berufeneren überlassen. Insbesondere

wird es sich darum handeln, festzustellen, ob die beiden Conglomeratbänke eine stratigraphische Einheit bilden, oder ob eine Wechselagerung verschiedener Faciesbildungen stattgefunden hat. Mir lag es nur daran, die so mannigfaltige facielle Entwicklung dieser einen stratigraphischen Horizont repräsentirenden Schichtfolge auseinander zu setzen und die auffälligen tektonischen Erscheinungen hervorzuheben.

Gegen O setzt sich der durch die Conglomerat- und Sandsteinbänke gebildete Höhenzug in gradlinigem Streichen bis gegen Castellazzo fort.

Weiter gegen S folgen Bildungen des Palaeogen in ungeheurer Mächtigkeit, grossentheils steil aufgerichtet und in verschiedenster faciemer Ausbildung. Fossilreste sind nur äusserst spärlich vorhanden. Oberhalb der kleinen Ortschaft Sopra Ripa zieht sich ein orographisch stark hervortretender Bergrücken in beiläufig O—W-Streichen hin, der von einem mächtigen Conglomerat von Quarzit-, Serpentin- und Kalkgeröllen gebildet wird. Die Grösse der einzelnen Blöcke ist sehr verschieden. Doch sah ich manche von mehr als ein Cubikmeter Inhalt.

Gegen Moncalvo fortschreitend, gelangt man in stets jüngere Schichten, die eine vollständige Mulde¹⁾ bilden, in deren Centrum Moncalvo selbst auf einem von pliocänen Sanden aufgebauten Hügel liegt. Das im Thale des Rio Crosio gut zu verfolgende Profil durch einen grossen Theil der Randbildung, besitzt weder stratigraphisch noch faunistisch eine grössere Bedeutung. Nur eine Stelle unterhalb des Ortes Sotto Ripa verdient Beachtung, an der ein graublauer, fester Mergel an der linken Thalseite in den Weinbergen ansteht und eine reiche Fauna führt, die der des Mergels von Serralungo identisch ist. Auch hier fand ich zahlreiche Pteropoden, die grosse *Lucina sinuosa*, die vielen Amussien, die Dentalien und *Limatulella langhiana* und von Foraminiferen überwiegen die Gattungen *Globigerina*, *Pulvinulina* und *Nodosaria*. Auch hier liegt über diesen Mergeln Sandstein und die „pietra da cantoni“, doch in ähnlich sandreicher und fossilärmer Ausbildung, wie am Hügel von Serralungo. Erst die Pliocänbildungen in unmittelbarer Nähe von Moncalvo sind fossilführend und haben die bekannte reiche Fauna von Asti geliefert.

Eine der am häufigsten genannten und am häufigsten missverstandenen Localitäten des oberitalienischen Tertiärs ist die Superga bei Turin. Ihren Ruf verdankt sie ganz unrechtmässiger Weise der berühmten „Fauna der Superga“, mit der sie aber gar nichts zu thun hat. Denn die Superga *sensu stricto* ist ein collossaler, aufgewölbter Conglomerathaufen mit untergeordneten Steinmergelbänken und hat bis jetzt nur äusserst schlecht erhaltene Reste von Fossilien, besonders

¹⁾ F. Sacco. Il seno terziario di Moncalvo. Atti R. Accad. delle Scienze di Torino, vol. XXIV.

Bruchstücke von Pecten und Austern, die meistens nicht zu bestimmen sind, und Korallenstöcke geliefert. Bis vor Kurzem galten diese dem Aquitaniano zugezählten Ablagerungen für fossiler und erst in neuester Zeit ist dank der eifrigen Untersuchungen des Herrn E. Forma eine armselige Fauna aus diesem für die Erhaltung fossiler Reste sehr ungünstigen Materiale bekannt geworden, deren Verzeichniss ich mir nach der Sammlung des Turiner Museums zusammenstellte.

Cassidaria echinophora Lam.
Trochus turritus Bon.
Tugurium postratensum Sacco.
Fusus sp.
Ostrea sp.
Pecten denudatus Reuss.
 " ^{sp.}
Lucina sinuosa Don.
Pentacrinus sp.

Die im N und S zu beiden Seiten der Antiklinale auflagernden Mergel des Langhiano führen eine individuenreiche aber artenarme Fauna, in der kleine Bivalven und Pteropoden vorherrschen. Foraminiferen sind darin häufig und auf den Schichtflächen finden sich Pflanzenreste oft in grosser Menge. Ich gebe in Folgendem eine Liste der daraus bekannten Versteinerungen, die mir Herr E. Forma nach den Sammlungen des Turiner Museums in liebenswürdigster Weise übermittelte.

Verzeichniss der Fossilien aus den Mergeln des Langhiano der Colli Torinesi.

Dentalium Badense Partsch var.
Natica sp.
Trochus turritus Bon.
Fusus semirugosus Bell.?
Ancillaria Sismondana d'Orb.
Pleurotoma cf. *rotata* Brocc.
 " ^{sp.}
Cassidaria (*Galeodea*) cf. *cingulifera*
 Hoern. et Auing.
Ostrea neglecta Micht.
Propeamussium anconitanum Foresti.
Lucina cf. *columbella* I. (grosse Exemplare)
Limatulella lunghiana Sacc.
Lucina sinuosa Don.
Venus sp.
Solenomya Doderleini May.
 " *gigantea* May.
Aturia Aturi Bast.

Clio pedemontana May.
 „ *sulcosa* Bon.
Vaginella depressa Daud.
Calandrellii Micht.

Die Grenze der Conglomerate und Sande des Aquitaniano gegen die Mergel des Langhiano ist keine scharfe, sondern wird durch den Wechsel von Mergel- und Sandbänken vermittelt, wie sie auch an der oberen Grenze des Langhiano gegen das Elveziano auftreten. Auch dieses begleitet die beiden Flanken der Antiklinale, ist aber nur im Süden fossilreich und hat hier die bekannte reiche Fauna der Superga geliefert. Der Monte dei Cappuccini, schlechtweg „il monte“ genannt, die Val Salice (Rio della Batteria), beide noch zum Stadtgebiete von Turin gehörig, und die Aufschlüsse bei der Villa Termofurà sind reiche Fundstätten einer unseren Grunder Schichten entsprechenden Fauna. Nach F. Sacco gehören diese Localitäten dem „Elveziano medio“ an.

Die Mächtigkeit dieser am Aufbaue der westlichen Antiklinale von Turin-Rivalba theilnehmenden Schichten ist im Vergleiche zu den Ablagerungen des Wiener Tertiärbeckens eine ganz ungeheuerere. F. Sacco schätzt das Aquitaniano des nördlichen Montferrats auf circa 2000 m, das Elveziano stellenweise auf ebensoviel. Gegenüber dieser Zahl verschwinden die dazwischen liegenden Mergel des Langhiano mit ihrer im W 100—150, bei Sciolze 40—50, bei Albugnano nur mehr wenige Meter betragenden Mächtigkeit vollständig. Oestlich von letzterem Orte fehlen sie ganz. Zudem treten mehrere, oft ebenso mächtige, ganz ähnliche Mergelbänke im Elveziano inferiore auf, wie es bei Pino der Fall ist. Auch führt das „Langhiano“, wie oben gezeigt, kein Fossil, das als charakteristisches Leitfossil gelten könnte, sondern nur die auf weite, verticale Erstreckung hin gleichbleibenden Formen der Ablagerungen grösserer Tiefen. Dieser im Allgemeinen doch ziemlich beständige Horizont leicht spaltbarer, lichter Steinmergel war wohl sehr geeignet, eine feste Marke in dem in Folge faciemer Ausbildungen so schwierig zu gliedernden Schichtsysteme abzugeben, und hat in dieser Richtung auch wesentliche Dienste geleistet. Aber als stratigraphischer Begriff hat das Langhiano des nördlichen Montferrats nur geringe Bedeutung.

Gross ist die Zahl der Forscher, die sich mit dem Baue der Colli Torinesi eingehender beschäftigt haben. Die Namen der bedeutendsten italienischen Fachgelehrten sind an sie geknüpft. Ich erwähne nur Brocchi, Collegno, Sismonda, Bellardi, Gastaldi, Portis, Mazzuoli, Sacco und Baretti. Aber in vollendeter Weise wurden sie von F. Virgilio zum Gegenstande einer ausführlichen und von den weitesten Gesichtspunkten geleiteten Darstellung gemacht¹⁾.

Der Verfasser bespricht die Herkunft dieser ungeheueren Conglomerat- und Sandmassen und die Bildung der Antiklinale der

¹⁾ F. Virgilio: La Collina di Torino in rapporto alle Alpi, all' Apennino ed alla pianura del Po. Torino 1895. (Literatur!)

Superga im weiteren Sinne auf Grund der von E. Reyer aufgestellten Theorien¹⁾. Nach ihm stammen die Geschiebe und Gerölle zum grössten Theile aus den Alpen östlich bis zum Lago Maggiore, der Rest aus dem Apennin. Die in den ersten beiden Faltungsperioden, im Perm und in der Kreide, aufgewölbte, alpine Kette bildete das Hinterland für eine grosse Anzahl wohl kürzerer Flussläufe, die bei dem gewiss bedeutenden Gefälle eine grosse Menge von Detritus an ihren Mündungen als gewaltige Schuttkegel mit dem Maximum des Neigungswinkels ablagerten. Diese rasche Sedimentbildung, sowie die dadurch bewirkte starke Trübung des Meerbusens mögen die Ursache der so auffälligen Verarmung der Fauna gewesen sein, die wohl stellenweise ganz erlosch. Nach meiner Meinung kann aber diese Fossilarmuth auch eine nur relative sein, indem bei der gewiss rasch vor sich gehenden Sedimentation die Fossilreste der Masse des Sediments gegenüber sehr zurücktraten; zu ruhigeren Zeiten aber stellte sich mit den äusseren Existenzbedingungen auch das organische Leben wieder ein, und in den den Conglomeraten eingeschalteten Sand- und Mergelbänken finden wir die Reste einer wenn auch armseligen Fauna.

Die Grösse der Blöcke kann 3 *m* im Durchmesser betragen; das Material besteht vorwiegend aus Serpentin, dann aus Diorit, Granit, Porphy, Gabbro, Calcare alberese etc. Spuren von Glacialschrammen konnten bis jetzt mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden. Da gegen Osten das Conglomerat in mächtige Sande und bei Sziole in Mergel mit Sandbänken wechselnd übergeht, scheinen sich die Geschiebekegel von W hër aus den Meer Alpen, den Lepontinischen und den Graischen Alpen gegen die Mitte des Beckens vorgeschoben zu haben, während in grösserer Entfernung von den Flussmündungen nur leichtere Sedimente zur Ablagerung gelangten.

Durch die fortdauernde Zufuhr neuen Materiales wurde endlich der durch die Grösse der einzelnen Elemente und die Beschaffenheit des Bindemittels bedingte Neigungswinkel des Deltakegels überschritten, und die Massen begannen gegen die Tiefe des Beckens zu gleiten. Als nun vollends in der dritten und bedeutendsten Faltungsperiode der Westalpen, zur Miocänzeit (v. Mojsisovics und Diener²⁾), die gebirgsbildenden Kräfte das Gleichgewicht dieser Ablagerungen störten, geriethen diese in gleitende Bewegung, mengten sich in der Mitte der Bucht mit den vom Apennin stammenden Geröllen, und wurden unter dem Drucke der nachsitzenden Massen zu einer Antiklinale aufgewölbt, die dem Verlaufe des Höhenzuges Turin—Rivalba entsprach. Durch diese gewaltige Massenbewegung wurden die Fossilreste grösstentheils zerstört. Die Aufwölbung dürfte schon zum Beginne des Oligocäns begonnen haben und setzte sich bis in das Pliocän fort, dessen Ablagerungen eine wenn auch geringe Störung aufweisen. Diese während fortschreitender Aufrichtung des Meeresbodens stattfindende Sediment-

¹⁾ C. Diener: Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.

²⁾ E. Reyer: Deformation und Gebirgsbildung. Leipzig 1892.

bildung erklärt die fast zwischen allen Etagen bestehende, mehr oder weniger ausgesprochene Discordanz der Schichten.

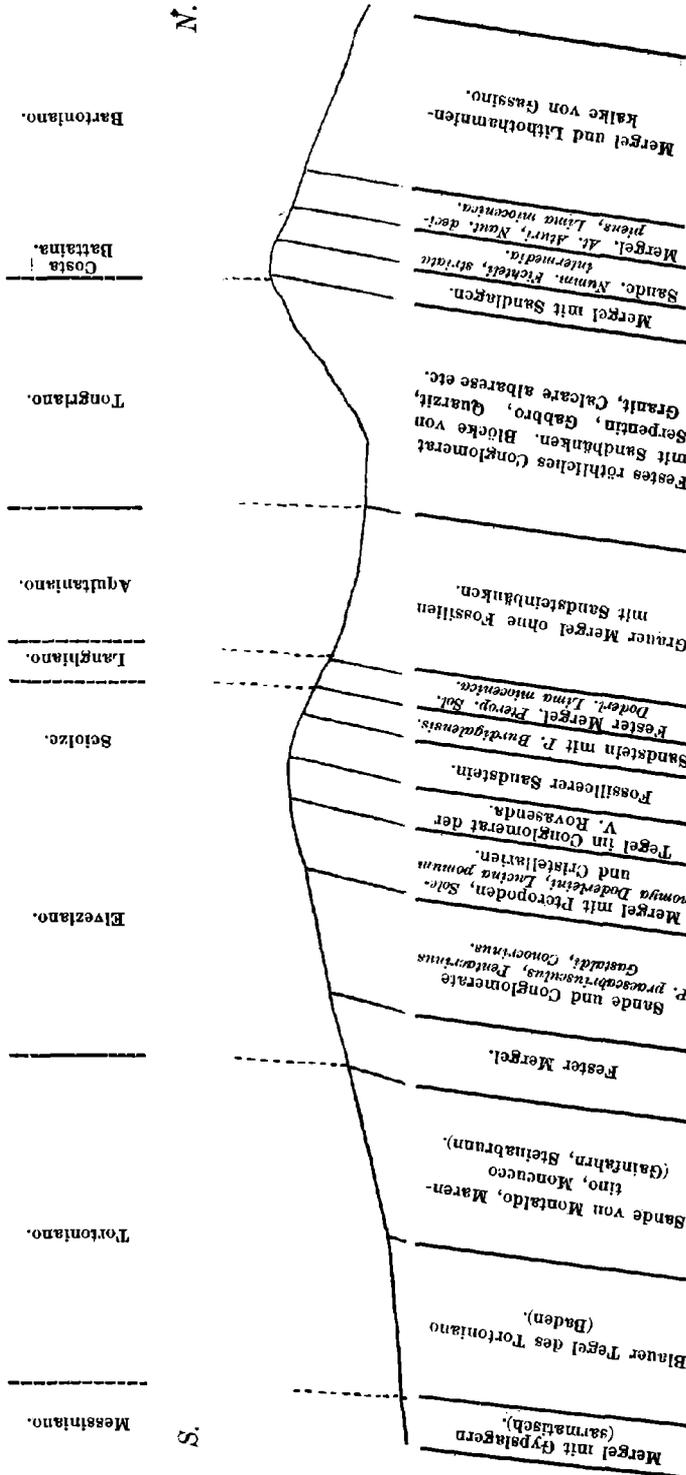
Mögen auch diese tektonischen Vorgänge hauptsächlich in der älteren Miocänzeit Platz gegriffen haben, wie uns die bedeutend reichere und mannigfaltigere Fauna des Elveziano verräth, so traten doch auch später Zeiten gewaltiger Bewegungen ein, als deren Zeugen ausgedehnte Block- und Conglomeratanhäufungen stellenweise eingeschaltet sind.

Ich habe mit Absicht eine längere, grösstentheils auf F. Virgilio's Darstellung fussende Beschreibung dieser so bemerkenswerthen stratigraphischen Verhältnisse gegeben, um den Charakter dieser ungeheueren Conglomeratanhäufungen zu kennzeichnen und die merkwürdige faunistische Sonderstellung gegenüber den äquivalenten Bildungen des östlichen Montferrats zu erklären. Da in Folge dieser Umstände jedes durch diesen Theil der Colli Torinesi gegebene Profil nur localen Werth hat, ohne aber zu einer Vergleichung zweckdienlich zu sein, verlasse ich die Gegend von Turin und wende mich ostwärts zu dem berühmten und wohl einzig dastehenden Profile von Gassino.

Es dürften nicht viele Profile, wenn überhaupt eines, die Schichtfolge des marinen Tertiärs in solcher Ausdehnung und Vollständigkeit geben, wie das von Gassino über Sciolze gegen S gelegene. Denn vom Eocän bis in das jüngste Pliocän folgt die ganze Serie von Ablagerungen übereinander in grossentheils reicher Entwicklung. Aber auch hier ist der Mangel einer genauen Kenntniss der den einzelnen Etagen eigenthümlichen Fauna bei einer eingehenderen Untersuchung sehr hindernd. Die ungemein reichhaltige und prächtige Tertiärsammlung des Cav. Luigi Rovasenda in Sciolze enthält die Fossilreste aller in diesem Profile auftretenden Horizonte, ist aber leider nur zum geringen Theile bearbeitet, und würde gewiss geeignet sein, noch äusserst interessante Aufschlüsse in stratigraphischer und palaeontologischer Hinsicht zu geben. Ich muss mich daher darauf beschränken, die durch Augenschein gewonnene Erfahrung und die mir in liebenswürdigster Weise von Cav. Rovasenda gemachten Mittheilungen bei der folgenden Schilderung zu verwerthen.

Da wie in dem ganzen Höhenzuge Turin—Rivalba auch hier der Nordflügel der Antiklinale sehr steil gegen die Ebene einfällt, und nur die älteren Miocänschichten noch zu Tage treten, die zudem nur äusserst spärliche Fossilreste liefern, so beschränke ich mich ganz auf den Südschenkel.

Ein schematisches Profil in NW—SO-Richtung über die Costa Battaina und das Schloss des Cav. Rovasenda gelegt, zeigt infolge der vielen guten Aufschlüsse und des steilen, mit dem geologischen Alter abnehmenden Neigungswinkels der Schichten folgende Einzelheiten:



Schematisches Profil von Gassino.

Den Kern der Antiklinale bildet der berühmte Lithothamnienkalk von Gassino, der in sieben verschiedenen mächtigen Bänken mit einem blauen, plastischen Mergel wechsellagert und einer der umstrittensten Punkte in der ganzen Tertiärliteratur des piemontesischen Beckens ist. Während nämlich einige Forscher geneigt sind, ihn dem Bartoniano zuzuzählen¹⁾, wird von anderer Seite seine Zugehörigkeit zum Tongriano vertheidigt²⁾.

Es liegt ausserhalb des Rahmens meiner Arbeit, mich mit dieser Altersfrage zu beschäftigen, ich will nur auf den auffallend jungen Habitus der zwischenlagernden Mergel und ihrer Fauna hinweisen. Di Rovasenda führt u. a. daraus an:

Aturia Aturi Bast.

Nautilus decipiens Micht.

Lima miocenica Sism.

Pecchiola Gastaldi Micht.

„ *Meneghini (Chama arietina Brocc.)*

Pecten Philippi Stopp.

Th. Fuchs³⁾, der dieser Localität auch einen Besuch abstattete, stellte den Calcare von Gassino auf Grund einiger in den Mergelbänken gefundener Fossilien (*Cassidaria echinophora*, *Xenophora sp.* und *Pholadomya cf. Puschii*) dem Alter nach dem Kalksteine von Acqui und Schio gleich. Damals waren aber die Aufschlüsse noch nicht so ausgedehnt, und die Sammlung des Cav. Rovasenda in

¹⁾ F. Sacco: Il bacino terziario del Piemonte. Milano 1889.

— Le Ligurien. Bull. Soc. géol. France, III. sér., tom. XVII, 1889.

— L'Age des formations ophiolitiques récentes. Bull. Soc. Belge de géol. de paléont. etc., tom. V, 1891.

— Escursione geologica eseguita il 21 Settembre 1893 attraverso i colli terziarii di Torino. Boll. Soc. geol. It., vol. XII, fasc. 3.

— Le trias dans l'Apennin de l'Émilie. Bull. Soc. Belge de géol., de paléont. etc., tom. VI, pag. 199, 1892.

— L'Apennino dell' Emilia. Boll. Soc. geol. It., vol. XI, pag. 519, 1892.

A. Portis: Sulla vera posizione del calcare di Gassino nella collina di Torino. Boll. Com. Geol. d'It., vol. XVII, 1886.

A. Tellini: Le Nummulitidee terziarie dell' alta Italia Occidentale. Boll. Soc. geol. It., vol. VII, 1888.

L. di Rovasenda: I fossili di Gassino. Boll. Soc. geol. It., vol. XI, 1892.

²⁾ G. Trabucco: Sulla vera posizione dei terreni terziarii del Piemonte. Proc. verb. Soc. Tosc. di scienze nat. Adun. 5 febbraio 1893.

— Sulla vera posizione dei terreni terziarii del bacino Piemontese. Parte prima. Atti Soc. Tosc. di scienze nat., Vol. XIII, Memorie. Pisa 1894.

— Sulla vera età del calcare di Gassino. Boll. Soc. geol. It. Vol. XIII, fasc. 2, 1894.

C. Mayer: Classification des terrains tertiaires conforme à l'équivalence des Périhélies et des Etages. Zurich 1884.

G. Seguenza: Intorno ai brachiopodi miocenici delle provincie Piemontesi. Ann. degli Aspiranti Natural. di Napoli, ser. III, Vol. VI, 1866.

³⁾ Th. Fuchs: Studien über die Gliederung der jüngeren Tertiärbildungen Ober-Italiens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. 1878, LXXVII. Bd., I. Abth.

Sciolze keineswegs so reichhaltig, wie heute nach 20 Jahren eifrigen Sammelns, und wer die mit so plastischen Mergeln wechselnden Nulliporenkalkbänke sieht, wird sicher geneigt sein, ein weit jüngeres Alter für sie in Anspruch zu nehmen. Doch ist besonders in letzter Zeit eine so reiche Fauna hauptsächlich von Nummuliten, Mollusken und Fischen aus diesen Schichten bekannt geworden, dass über ihr höheres Alter kein Zweifel mehr sein kann. Da Trabucco und di Rovasenda in den oben genannten Schriften eine genaue Zusammenstellung dieser fossilen Fauna gegeben haben, so kann ich mich darauf beschränken, auf die reiche Flora dieser Localität hinzuweisen, deren Reste — leider noch unbearbeitet — eine der Hauptzierden der Sammlung des Cav. Rovasenda sind.

Ueber diesen Calcare di Gassino folgt eine sehr mächtige Mergelschichte, die dieselben, früher erwähnten jungen Formen geliefert hat, und ihrerseits von einer Sandbank mit *Nummulites Fichteli* Micht., *N. Tschihatscheffi* D'Arch. et Haime, *N. intermedia* D'Arch., *N. striata* var. *pedemontana* Tell. u. a. überlagert wird. Auf eine nur wenig mächtige Mergel- und Sandbank folgt in enormer Entwicklung das Tongriano, als steil aufgerichtete Conglomerat- und Sandbänke. Erstere besitzen eine röthliche Färbung und bestehen aus Serpentin, Quarzit, Granit, Gabbro, Calcare albarese etc. Das nächste Glied sind ausgedehnte fossilleere Mergel mit eingeschalteten Sandsteinbänken, die dem Aquitaniano zugezählt werden. Das Langhiano, in gleicher Ausbildung wie bei Turin, bildet hier eine nur etwa 40 m breite Zone und enthält dieselben Fossilreste wie im W (siehe pag. 409) in grosser Zahl. Im Hangenden dieser Mergel tritt ein lichter Sandstein von ein paar Meter Mächtigkeit auf. Ich fand in ihm *Pecten Burdigalensis* Lam. Ausserdem wird *P. Beudanti* Bast. und *P. Josslingii* Sow. erwähnt. Darüber folgt eine starke Bank fossil-leeren, feinkörnigen Sandsteines, auf der dann die merkwürdige Ablagerung mit der „Fauna der Villa Rovasenda“ liegt, deren Verzeichniss Th. Fuchs ausführlich gegeben hat¹⁾. Da aber in neuerer Zeit durch weitere Erdarbeiten der Aufschluss vergrössert wurde, und von diesem so auffälligen Vorkommnisse noch keine eingehendere Darstellung existirt, so halte ich es nicht für überflüssig, einiges Weniges darüber zu berichten.

Die fossilführende Schichte ist eine ungefähr 1 m mächtige Conglomeratbank von faustgrossen Geröllen, unter denen Serpentin vorherrscht. Der Garten der Villa Rovasenda ist auf einer kleinen, plateauartigen Erhebung gelegen, die sich in Folge der grösseren Widerstandsfähigkeit dieser Schichte gegenüber den Mergel- und Sandbildungen der Umgebung im Relief stark ausprägt. An einer Bergwand im Hofe der Beszung ist ein kleines Profil aufgeschlossen, das diese Conglomerate auf einem ein paar Meter mächtigen, ausserordentlich harten, fossilleeren Sandstein auflagernd zeigt. Im Hangenden tritt ein grauer Mergel mit spärlichen Fossilresten auf, der

¹⁾ Th. Fuchs: Studien über die Gliederung der jüngeren Tertiärbildungen Ober-Italiens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. 1878, LXXVII. Bd., I. Abth., pag. 49.

den Uebergang zu einer später noch zu besprechenden, mächtigen Lage von typischem Pteropodenmergel bildet.

Die horizontale Ausdehnung der in Frage stehenden Ablagerung ist nur eine sehr beschränkte und soll über den Ort Sciolze nicht hinausreichen. Ihre reiche Fauna findet sich aber nicht in dem Conglomerate selbst, sondern in darin häufig auftretenden Mergellinsen, die die Fossilien in einer ganz erstaunlichen Menge enthalten. Welcher Formenreichtum hier herrscht, lässt sich am besten daraus entnehmen, wenn ich bemerke, dass schon vor 20 Jahren Th. Fuchs einen Cephalopoden, 210 Gastropoden, 70 Bivalven, 3 Brachiopoden, 5 Bryozoen, 23 Anthozoen und 130 Foraminiferen daraus anführte. Die grosse Anzahl von Arten, die in unserem Badener Tegel heimisch sind, einerseits, andererseits das Auftreten mehrerer, für die ältere Mediterranstufe charakteristischer Formen, sowie die Lagerungsverhältnisse gestatten es, in dieser Ablagerung eine Tiefseebildung der ersten Mediterranstufe zu erblicken. Das numerische Vorherrschen der Pleurotomen, sowohl der Art, als auch dem Individium nach, bestimmt mich, sie direct als deren Pleurotomenfacies zu bezeichnen.

Das grobe Sediment spricht dafür, dass seine Bildung in der Nähe der Mündung eines kurzen Flusslaufes stattfand; die Fauna weist auf eine schon bedeutendere Tiefe hin. Um diese beiden Forderungen zu verbinden, müssen wir das Vorhandensein einer Steilküste annehmen, was auch mit der fortschreitenden Aufwölbung des Terrains und dem der Zerstörung sehr unterworfenen Gesteinscharakter des ganzen Berglandes in Einklang steht.

Die als nächstfolgende Etage ausgeschiedenen festen Mergel führen eine reiche Fauna von Pteropoden (*Balantium*, *Vaginella*), mehrere grosschalige Bivalven, wie *Solenomya Doderleini* und *Lucina pomum*, und unter den Foraminiferen herrschen ganz auffällig die Cristellarien vor. Es folgen darüber Serpentinande mit eingestreuten Blöcken und Conglomeraten. Ihre interessante, aber leider nur wenig bekannte Fauna bietet manche bemerkenswerthen Einzelheiten. So findet sich eine nur wenige Decimeter mächtige Bank mit Millionen einer kleinen Pectenart, die als *P. praescabriusculus* Font. gilt. Die ganze Schichte ist fast aus deren kleinen Schalen aufgebaut. Ausserdem sind mehrere Arten von Crinoiden zu bemerken. *Pentacrinus Gastaldi* ist ziemlich häufig, ebenso sind die Gattungen *Conocrinus* und *Micropocrinus* vertreten. Auch Ostreen, Spatangiden und Hemicidaritenstacheln gehören zu den gewöhnlichsten Fossilresten. Von charakteristischen Leitfossilien konnte ich aber keines finden. Doch würde, falls die Bestimmung der hier so vorherrschenden Pectenart als *P. praescabriusculus* richtig ist, diese ganze, äusserst mächtige Ablagerung nach Depéret¹⁾ noch unseren Eggenburger Schichten entsprechen. Eine Bank festen Mergels, die nur wenige Fossilreste, hauptsächlich Foraminiferen liefert, schliesst die so manigfaltige Schichtfolge des Elveziano gegen oben ab, und es folgen die Strand-

¹⁾ C. Depéret: Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. géol. France, III. sér., tom. XXI.

bildungen des Tortoniano, feiner Sand und Sandsteinbänke mit unbedeutenden Tegeleinschaltungen, die eine zusammenhängende, orographisch gut ausgeprägte Zone von Montaldo über Marentino und Avuglione ostwärts bis Moncucco bilden und an zahlreichen Stellen eine ausgezeichnete Strandfauna, ähnlich der aus unseren Leithasanden bekannten, in reicher Entwicklung enthalten. Ich unterlasse es, an dieser Stelle die Liste der hier vorkommenden Molluskenfauna zu geben, da ich im Folgenden die Resultate einer umfangreicheren Aufsammlung an der Tetti Borelli genannten Localität unterhalb der Ortschaft Moncucco bringen will.

Darüber lagern feste, graue Tegel, das Aequivalent unseres Badener Tegels, die auch dessen bezeichnendste Fossilien führen, und besonders in dem Thale des Rio di Baldissero gut aufgeschlossen sind. Gegen oben wird die Serie der miocänen Ablagerungen durch die Mergel des Messiniano abgeschlossen, die einen äusserst gut charakterisirten, sich stets gleich bleibenden Horizont in dem ganzen piemontesischen Becken bilden und in Folge reicher Gypslager eine hervorragende ökonomische Bedeutung besitzen. Ihre Lagerung und ihr Alter entspricht vollkommen dem unserer sarmatischen Bildungen, und wir können also auch hier einen Rückzug des Miocänmeeres constatiren, der sich nach den von Dr. v. Bosniakzki gesammelten Erfahrungen weit über das Gebiet der italienischen Tertiärablagerungen bemerkbar macht. An fossilen Resten scheinen diese Bildungen sehr arm zu sein, wenigstens gelang es mir an keiner der besuchten Localitäten bestimmbare Petrefacten zu erbeuten. In Verbindung mit den Gypslinsen treten schwefelhaltige Quellen auf, die einen wenn auch nur localen Ruf als Gesundbrunnen besitzen.

Um das Profil zu vervollständigen, bemerke ich, dass über diesen messinianischen Mergeln das Pliocän in allenthalben reicher und typischer Entwicklung folgt. In dieser so jungen, rein marinen Bildung lässt sich überall die als graue, plastische Tegel entwickelte Tiefseefacies, das Piacentino und die darüberlagernden Sande der Strandbildungen, das Astiano, unterscheiden. Deren Petrefactenreichtum ist ein ganz ausserordentlicher und genugsam bekannt.

Wenn wir nun die ganze Reihe der so mannigfachen Ablagerungen, die wir dem Miocän zuzählen müssen, durchgehen, so erkennen wir die Schwierigkeiten, die sich in diesem Profile einer Classification nach den uns geläufigen Horizonten des Wiener Beckens entgegenstellen. Die so wechselnden, synchronen Faciesbildungen und das Fehlen einer typischen Strandfacies der älteren Mediterranstufe, wie ich sie an anderen Orten gefunden habe, erschweren eine durchzuführende Parallelisirung ungemein. Doch gestatten uns immerhin die bei der Villa Rovasenda zu Tage tretenden Conglomerat- und Sandsteinbänke, eine ältere Formen enthaltende Fauna von der jüngeren des Tortoniano zu unterscheiden.

Oestlich von dem Profile von Gassino tritt eine Theilung der bisher einheitlichen Leitlinie des Höhenzuges ein, und mit ihr so viele weitere tektonische Complicationen, die einzeln und in ihren gegenseitigen Beziehungen betrachtet, eine Fülle interessantester Er-

scheinungen für den Geologen bieten müssten, und ein reiches, noch unbebautes Arbeitsfeld erschliessen dürften.

Diese Störungen machen sich in dem nun zu besprechenden Profile von Albugnano — etwa 8 km östlich von Sciolze — sehr deutlich bemerkbar.

Wenn man von Castelnuovo—Asti gegen N wandert, so führt die Strasse zuerst durch die fossilreichen Sande des Astiano, die von den Mergeln des Piacentino unterteuft werden. Diese beiden Ablagerungen sind in der Nähe des Städtchens von einem ganz ausgezeichneten Fossilreichtume, der dem von Val d'Andona bei Asti durchaus nicht nachsteht. Es ist als ob das Meer erst vor Kurzem gewichen wäre; einen so recenten Eindruck machen die Bänke von Terebrateln, Austern und Pecten in den Sanden, die zahllosen Schalen von *Arca*, *Venus*, *Amussium*, *Dentalium*, *Natica* etc. in den tieferliegenden Mergeln. Hier an diesen 10—20 m hohen Aufschlüssen kann man Einblick nehmen in das am Meeresgrunde herrschende gesellige Leben, in die scharfen zwischen Sand- und Tegelfacies bestehenden faunistischen Gegensätze. Das Fallen der Schichten ist etwa SSW. Der Neigungswinkel nimmt mit dem Alter der Ablagerungen zu.

Unter diesen pliocänen Bildungen folgen die Mergel des Messiniano, die gerade an dieser Stelle Gypslinsen einschliessen und von einer Schwefelquelle begleitet sind. Der darunter liegende Tegel des Tortoniano besitzt hier nur eine geringe Mächtigkeit und wird bei Moncuoco von den Strandbildungen unterteuft. Diese bestehen aus lichten Sanden, die gegen oben in festen Sandstein übergehen, der die Anhöhe des Ortes und Castells Moncuoco bildet und in dem ich *Ostrea digitalina* und *Panopaea Menardi* sitzend fand. Die Sande sind in einem Hohlwege unterhalb des Ortes (Tetti Borelli) in einer wenig mächtigen, aber sehr fossilreichen Schichte aufgeschlossen.

Fossilien aus dem Sande von Moncuoco.

Lamellibranchiata.

- Ostrea digitalina* Dub.
- Anomia costata* Brocc.
- Pecten Besseri* Andr.
- „ *aduncus* Eichw.
- Arca diluvii* Lam.
- Nucula nucleus* Linn.
- Leda pellucida* Phil.
- „ *nitida* Brocc.
- Cardita Jouanneti* Bast.
- Cardium Turonicum* May.
- „ *obsoletum* Eichw.
- Venus multilamellata* Lam.
- Cytherea pedemontana* Ag.
- Ervillia pusilla* Phil.
- Corbula gibba* Olivi.

*Scaphopoda.**Dentalium Bouei* Desh.*Gastropoda.**Turbo rugosus* Linn.*Trochus patulus* Brocc.*Turritella Archimedis* Brong." *bicarinata* Eichw." *turris* Bast.*Natica helicina* Brocc.*Aedempta* Micht." *Josephinia* Risso.*Cerithium vulgatum* Brug." *minutum* Serr." *pictum* Bast.*Cassidaria echinophora* Lam.*Ranella marginata* Brong.*Buccinum prismaticum* Brocc." *Rosthorni* Partsch." *senistriatum* Brocc.*Columbella subulata* Bell." *thiara* Bon.*Fusus longirostris* Brocc." *Valenciennesi* Grat.*Marginella miliacea* Lam.*Mitra pyramidella* Brocc.*Ancillaria glandiformis* Lam.*Cancellaria cancellata* Lam.*Terebra fuscata* Brocc." *pertusa* Bast.*Pleurotoma Suessi* Hoern." *Coquandi* Bell." *turricula* Brocc.*Conus ponderosus* Brocc.*Ringicula buccinea* Desh.*Bulla lignaria* Linn.

Es können diese Sande also als Aequivalent unserer Leithakalke und -Sande gelten, was auch mit den Lagerungsverhältnissen übereinstimmt.

Gegen O verschwindet die in der Landschaft so deutlich ausgeprägte Zone von Strandbildungen, und es folgen dann mächtige graue, plastische Mergel, die nur spärliche Fossilreste liefern und bereits dem Elveziano zugezählt werden, direct im Liegenden der Tegel des Tortoniano. Ostwärts keilen auch diese mergeligen Schichten aus, und in der wilden Schlucht nördlich von Pino d'Asti besitzen sie nur mehr eine relativ geringe Mächtigkeit. Ihr Fallen ist sehr steil (etwa 50–60°) SSW senkrecht zu ihrer Streichungsrichtung.

Ein unbedeutender, nur zur Regenzeit mehr Wasser führender Bach hat sich in die in Folge ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrer Lagerung leicht angreifbaren Mergel einen tiefen Cañon gegraben, wie ich ihn selbst in dem so arg zerrissenen Relief der nächsten Umgebung von Turin nicht gefunden habe.

Es sei mir gestattet, an dieser Stelle auf die allenthalben so innigen Beziehungen von Structur und Relief hinzuweisen. Wir sehen die widerstandsfähigeren Bildungen, wie Sandsteine, Conglomerate und Kalke, die Höhenrücken und Kämme bilden, während die leichter zerstörbaren Ablagerungen, wie Mergel und lose Sande, in ganz auffälligem Zusammenhange mit der Thalbildung stehen. Ich glaube, diese Erscheinung zum grossen Theile auf den Mangel einer reicheren Vegetation zurückführen zu können, der den meteorischen Wässern den directen Angriff gestattet.

Jenseits der Schlucht folgen als nächstes tieferes Glied ausserordentlich mächtige Serpentinsande mit eingestreuten, gewaltigen Blöcken. Sie setzen den in NW—SO-Richtung über Villa Pianfierito und Casa Lucia gegen Albugnano streichenden Höhenzug zusammen. Ihr Fallen ist im SO etwa 60°, bei dem letztgenannten Orte nur mehr circa 40° senkrecht auf das Streichen. Wie weit sie sich über Albugnano hinaus erstrecken, konnte ich nicht feststellen. Diese Sande führen eine ungemein reiche Fauna, die in ihrer Mischung älterer und jüngerer Formen das Aequivalent unserer Fauna von Grund und Niederkreuzstätten ist. Die reichsten Fundstellen sind die ausgedehnten Aufschlüsse in der Nähe der beiden erstgenannten Localitäten, die an der Strasse, in den Weinbergen, kurz überall, wo diese dunkelgrünen Sande zu Tage treten, eine Fülle der gut erhaltenen Petrefacten liefern, die unter einem Mantel von Kalkspath die kleinsten Details ihres Reliefs bewahrt haben.

Fossilien aus dem Serpentinsande von Albugnano.

(h = häufig, hh = sehr häufig)

Echinodermata.

Clypeaster sp.

Lamellibranchiata.

Ostrea cochlear Poli. h.

„ *Boblayi* Desh.

„ *crassissima* Lam.

Anomia costata Brocc. h.

Spondilus miocenicus Micht.

Lima miocenica Sism.

Pecten Besseri Andr.

„ *elegans* Andr.

„ *Beudanti* Bast.

„ *substriatus* d'Orb.

Pecten Haueri Micht.
 „ *scabrellus* Lam.
 „ *aduncus* Eichw.
 „ *Northamptoni* Micht.
 „ *Joslingii* Sow.
 „ *latissimus* Brocc.
Pectunculus pilosus Linn. h.
Limopsis anomala Eichw.
Cardita Jouanneti Bast.
Lucina globulosa Desh.
Venus multilamella Lam.,
Cytherea pedemontana Ag.
Dosinia orbicularis Ag.
Teredo Norvegica Spengler. hh.

Scaphopoda.

Dentalium Bouei Desh.
 „ *Badense* Partsch.
 „ *inaequale* Bronn.

Gastropoda.

Patella neglecta Micht.
Trochus patulus Brocc.
 „ *turritus* Bon.
Solarium carocollatum Lam.
Sthenorytis proglobosa Sacco.
Turritella vermicularis Brocc.
 „ *turris* Bast.
 „ *subangulata* Brocc.
 „ *Archimedis* Brong.
 „ *cathedralis* Brong.
 „ *bicarinata* Eichw.
Siliquaria anguina Linn.
Xenophora Deshayesi Micht.
Natica millepunctata Lam.
 „ *Josephinia* Risso.
 „ *helicina* Brocc.
Polinices submamillaris d'Orb.
Ampullonatica repressa Rov.
Cerithium taurinum Bell. et Micht.
 „ *liquitarum* Eichw.
Strombus Bonelli Brong.
Sulcogladus Collegnoi Bell. et Micht.
Cypraea pyrum Gmelin.
 „ *amygdalum* Brocc.
Cassis reticulata Bon.
 „ *suburon* Lam. h.
Cassidaria (Galeodea) echinophora Lam.

- Galeodea miocristata* Sacco.
Oniscia cithara Sow.
Triton apenninicum Sassi.
 " *Tarbellianum* Grat.
Ranella marginata Brong. hh.
Buccinum baccatum Bast.
 Burgulinum Grat. h.
 polygonum Brocc.
 " *Philippi* Micht.
Columbella Klipsteini Micht.
Fusus virgineus Grat.
 costulatus Bell.
 bilineatus Partsch.
 longirostris Brocc.
 " *corneus* Linn.
Pollia subpusilla R. Hoern.
 sublavata Bast.
Murex spinicosta Bronn.
 Vindobonensis Hoern.
 erinaceus Linn.
 angulosus Brocc.
 labrosus Micht.
 Austriacus R. Hoern.
 " *goniostomus* Partsch.
Persona tortuosa Bors.
Mitra scrobiculata Brocc.
 " *striatula* Brocc.
Voluta taurinia Bon.
 " *rarisipina* Lam.
Olivula clavula Lam.
Olivella major Bell.
Ancillaria glandiformis Lam. hh.
 obsoleta Brocc.
 " *canalifera* Lam.
Terebra accuminata Bors.
 " *fuscata* Brocc. h.
 " *pertusa* Bast.
Pleurotoma rotata Brocc.
 monilis Brocc.
 consobrina Bell.
 descendens Hilb.
 vermicularis Grat.
 semimarginata Lam.
 asperulata Lam. h.
 Emmae R. Hoern.
 Barbarae R. Hoern.
 spiralis Serr.
 ramosa Bast.
 praecedens Bell.
 cataphracta Brocc. h.

- Pleurotoma subterebralis* Bell.
Allionii Bell.
 „ *perlonga* Bell.
 „ *coronifera* Bell.
 „ *turricula* Brocc.
 „ *obeliscus* Des Moul.
Pusionella pedemontana Sacco.
Conus ponderosus Brocc.
elatus Micht.
Dujardini Desh. h.
degensis May.
Puschi Micht.
Mercati Brocc.
mediterraneus Hacass.
 „ *deperditus* Brug.
 „ *Neumayri* R. Hoern.
clavatus Lam.
striatulus Brocc.
 „ *subnicobaricus* d' Orb.

Dazu kommt noch eine reiche Anthozoenfauna, von der sich zahlreiche Arten in meiner Aufsammlung befanden.

Die Ortschaft Albugnano liegt auf diesem steilen Bergrücken von Sanden und Conglomerateinschlüssen, und nördlich von ihr an der gegen Berzano führenden Strasse erkennt man, wie diese allmählig in einen lichten, blätterigen Mergel, wohl das Aequivalent unseres Schliers, übergehen. Mir war es leider nicht möglich, das Profil, wie beabsichtigt, bis gegen Berzano zu verfolgen und womöglich die tiefer liegenden Serpentinande an dieser Localität selbst auszubeuten. Ich muss dies einer späteren Zeit vorbehalten. Ebenso will ich jetzt nicht auf meine nur oberflächlichen Untersuchungen in dem südlichen Theile der piemontesischen Tertiärmulde zu sprechen kommen, deren tektonische und stratigraphische Verhältnisse so verschieden von denen des nördlichen Montferrats sind, dass sie im Zusammenhange studirt und bearbeitet sein wollen.

Schlusswort.

Wenn ich jetzt zum Schlusse in Kurzem die durch meine Untersuchungen gewonnenen Erfahrungen zusammenfasse, so ergibt sich etwa Folgendes:

Das Aquitaniano ist in Folge seiner Fauna dem Miocän zuzuzählen.

Das Aquitaniano, Langhiano und das untere Elveziano sind als synchrone Faciesbildungen, als Aequivalent unserer älteren Mediterraustufe zu betrachten.

Es lassen sich im nördlichen Monterrat zwei faciell gleichwerthige, aber durch verschiedene Faunen charakterisirte Horizonte (erste und zweite Mediterranstufe) und eine die beiden verbindende Mischfauna unterscheiden.

Die wichtige, diese beiden Etagen trennende Demarkationslinie fällt beiläufig in die Mitte des Elveziano, das in seinem oberen Theile eine von den tieferen Schichten verschiedene Fauna besitzt, weshalb seine weitere Gliederung zweckmässig wäre.

Studien über unterirdische Wasserbewegung.

Von Dr. Franz E. Suess.

Mit 3 Tafeln (Nr. X—XII) und 4 Zinkotypen im Text.

I. Die Thermalquellen von Teplitz und ihre Geschichte.

Einleitung.

Indem ich mich entschlossen habe, die beiden grossen Grubenereignisse, die Wassereinbrüche von Dux—Teplitz und die Schwimmsandeinbrüche von Brüx, vom geologischen Gesichtspunkte übersichtlich zu schildern, bin ich einer vom Herrn Hofrath Hermann Hallwich ausgehenden Anregung gefolgt, und nur der vielseitigen Unterstützung des genannten Herrn habe ich es zu danken, dass die Durchführung der Arbeit überhaupt möglich wurde. Von den Herren Centraldirector G. Bihl und Inspector H. Muck der Brüxer Kohlenbergbau-Gesellschaft wurde mir das Actenmaterial, sowie die betreffenden Profile und Karten zur Verfügung gestellt. Auf meiner im Sommer 1897 auf diese Anregung hin unternommenen Reise in die Umgebung von Teplitz und nach Brüx fand ich allenthalben die weitgehendste Unterstützung, und bin für zahlreiche Auskünfte besonders den Herrn N. Marischler, Ingenieur in Teplitz, Herrn Philipp Schiller, Besitzer der Zinnwerke in Graupen, verpflichtet. Allen den genannten Herren spreche ich hiermit für die mir erwiesenen Dienste meinen wärmsten Dank aus.

Die ausserordentlichen Schwierigkeiten, welche dem Braunkohlenbergbaue im Brüx—Teplitzer Gebiete durch die unterirdischen Wasser zeitweise bereitet werden, haben zu grossartigen Sanierungsmassnahmen geführt. Namentlich bei der Rettung der Teplitzer Thermen nach erfolgtem Einbruche sind montanistisch-hydrotechnische Experimente vorgenommen worden, welche an Kühnheit und Grossartigkeit der Anlage vielleicht nicht ihres Gleichen haben. Dabei sind natürlich in den vielen theils technischen und theils geologischen Schriften und Gutachten über den Gegenstand sehr viele Beobachtungen niedergelegt worden, welche für den Geologen in mancher Beziehung lehrreich sind.

Eine kurze zusammenfassende Darstellung der Geschichte der Einbrüche der Teplitzer Thermen und der Schwimmsandeinbrüche von Brüx, deren Einzeldaten in sehr zahlreichen Schriften von Ingenieuren und Geologen zerstreut sind, dürfte es dem ferner stehenden geologischen Publikum erleichtern, sich über diese Fragen zu unterrichten. Im ersten und zweiten Capitel wurde der Standpunkt des Geologen in der Auffassung der Entstehung der heissen Quellen dargethan, der vielleicht der Aufmerksamkeit des Bergmannes und des Ingenieurs würdig erscheinen mag. Zu den technischen Fragen, in denen gerade die Herren Ingenieure der Brüxer Kohlenbergbau-Gesellschaft sich in beiden Fällen in hervorragender Weise auszeichnen Gelegenheit gefunden haben, auch nur ein Wort mitzusprechen, liegt dem Verfasser vollkommen ferne.

I. Allgemeine Bemerkungen.

Die Thermen von Centralfrankreich und die Thermenlinie von Nordböhmen.

Die Wirksamkeit des an der Erdoberfläche bewegten Wassers, welches den Detritus von den Höhen der Continente herniederführend, in den Meeren mächtige Formationen anhäuft und dadurch die Bedingungen zur Entstehung der Kettengebirge vorbereitet, ist längst als der bedeutendste geologische Factor erkannt worden. In neuerer Zeit hat sich aber auch die Erkenntniss immer mehr Bahn gebrochen, dass die in der Tiefe der Erde resorbirten Wassermassen den grössten Antheil nehmen an den geologischen Phänomenen der Tiefe, nicht nur an der Entstehung der Erzgänge, sondern auch an den vulkanischen Erscheinungen, an den Erstarrungsformen der Tiefengesteine, an den Erscheinungen des Contactmetamorphismus und des regionalen Metamorphismus.

Was die Bewegung derjenigen Wassermassen betrifft, welche den atmosphärischen Niederschlägen entstammend, in die Erde eindringen und nach einem relativ kurzen Wege wieder an die Oberfläche gelangen, so ist deren Deutung doch im Principe ziemlich einfach trotz aller Schwierigkeiten, die sich je nach der Beschaffenheit der Oertlichkeit darbieten mögen und trotz der grossen Mannigfaltigkeit, in welcher die wasserführenden und die undurchlässigen Gesteine miteinander in Beziehung treten können; sie ist meistens schon zugleich mit der genauen Erkenntniss der geologischen und meteorologischen Verhältnisse der betreffenden Oertlichkeit gegeben. Nur wo es sich um Grundwasserströme grösserer Flüsse handelt, welche entfernteren Niederschlagsgebieten entstammen, kommt auch die geologische Beschaffenheit der letzteren theilweise in Betracht. Sonst wird immer eine örtliche Erklärung der Verhältnisse als zureichend erachtet werden können.

Wenn aber Wasser mit höherer Temperatur, als die normalen Quellen, an die Oberfläche treten, — Wasser, von denen man an-

nehmen muss, dass sie aus grösseren Tiefen empordringen, so werden die örtlichen Verhältnisse keine befriedigende Erklärung für die Frage bieten, warum sich gerade hier eine warme Quelle befindet und örtliche Erklärungsversuche müssen insbesondere dann abgelehnt werden, wenn sich ein höheres Gesetz in der Vertheilung der Thermen auf eine grössere Strecke nachweisen lässt, wenn sie in Zonen auftreten, welche von der Tektonik eines grösseren Gebietes in deutlicher Abhängigkeit stehen. Es sind überhaupt tiefer liegende Ursachen, denen sie ihr Auftreten zu verdanken haben und nur durch weiter gehende Schlüsse können wir einige Aufklärung über ihre Entstehungsbedingungen erhalten.

Hier kann nicht die Rede sein von jenen Thermen und Geysiren, welche die activen Vulkane so häufig begleiten. Ueber den Ursprung dieser kann wohl kein Zweifel bestehen und sie machen unmittelbar den Eindruck von condensirten heissen Dämpfen, welche ebenso wie die übrigen verschiedenartigen Gasexhalationen in tieferen Regionen einem noch flüssigen Magma entströmen. Ihr mittelbarer Zusammenhang mit dem Vorhandensein grosser Verwerfungen ist unzweifelhaft, indem diese die Bedingung für eine lebhaftere Communication des Erdinnern mit der Oberfläche und für das Entstehen der Vulkane darbieten.

Längst bekannt sind die Beziehungen zwischen Thermen und Erz- und Mineralgängen. Daubrée¹⁾ und später Pošepny²⁾ u. a. haben diesen Gegenstand sehr ausführlich behandelt. Sehr viele Mineralgänge lassen sich wieder auf Eruptivstöcke zurückführen, aus denen die Metalle und sonstige mehr flüchtige oder leichter lösliche Substanzen entweder in Gasform oder als wässerige Lösung entwichen sind. Es muss heutzutage für höchst wahrscheinlich gelten, dass die Tiefengesteine ebenso, wie die an der Oberfläche emporquellenden Laven, von Wassermassen durchtränkt waren, welche sie bei ihrer Erstarrung zugleich oder nach der Entwicklung der saueren Gänge in das Nebengestein entsendet haben. Die Literatur über Erzgänge bietet zahllose Beispiele für Gangvorkommnisse, die unzweifelhaft mit dem Empordringen eruptiver Magmen in Zusammenhang stehen und von denen ein grosser Theil unter Mitwirkung von Wasser gebildet worden sein muss.

An vielen Stöcken der verschiedenartigsten Tiefengesteine kann man beobachten, dass die begleitenden Eruptivgänge in pegmatitische Gänge, deren Bildung unter Mitwirkung von Wasser sehr wahrscheinlich gemacht wurde, und fernerhin in Quarzgänge mit oder ohne Erzführung übergehen; die letzteren sind ohne Zweifel aus wässrigen Lösungen hervorgegangen. Man hat hieraus geschlossen, dass auch die Tiefengesteine mit Wasserdämpfen durchtränkt waren, welche bei der Erstarrung zuerst in Verbindung mit kieselsauren Lösungen, gleichsam von diesen in Dampfform absorbiert und später nach Erstarrung der feldspäthigen und quarzigen Substanzen als Lösung dieser in überhitztem Wasser emporgedrungen sind. Nichts steht

¹⁾ A. Daubrée. Les Eaux souterraines aux époques anciennes. Paris 1887.

²⁾ F. Pošepny. The Genesis of Ore Deposits. Transact. of the American Institution of Mining Engineers. New-York 1893. Vol. XII.

der Annahme entgegen, dass solche Wasser hie und da bis an die Oberfläche empordringen, wie das z. B. in den vulkanischen Geysirgebieten von Island und Neuseeland ohne Zweifel der Fall ist. In anderen Gegenden wieder, wo die vulkanische Thätigkeit an der Oberfläche seit längerer Zeit bereits aufgehört hat, mögen solche Wasser zur Erwärmung der absinkenden Grundwässer dienen und indem sie eine Verminderung der geothermischen Tiefenstufe hervorrufen, die Entstehung der Thermen begünstigen.

Wenn die Thermen nicht mit eruptiven Vorkommnissen in Zusammenhang stehen, so treten sie doch fast stets in Gruppen auf, welche mit den allgemeineren tektonischen Verhältnissen in Beziehung stehen, und es kann auch dann nicht das Auftreten der einzelnen warmen Quellen irgendwelchen örtlichen Zufälligkeiten zugeschrieben werden. Insbesondere sind es grosse Verwerfungen und Bruchzonen, in welchen den Wässern der Tiefe das Aufsteigen in einzelnen Canälen ermöglicht wird. Das bekannteste Beispiel eines solchen Falles ist die oft citirte Thermenlinie von Baden bei Wien; hier steigen an dem NS-streichenden Abbruche der Alpen die warmen Quellen von Mödling (Spuren¹⁾, Baden, Vöslau empor; weiter südlich setzt sich die Linie in den warmen Quellen von Fischau, Brunn und Seilerbründl fort. Eine ähnliche Rolle wie diese Quellen am Westrande des inneralpinen Wienerbeckens spielt die Therme von Deutsch-Altenburg am östlichen Abbruche. Nach älteren Angaben ist in früherer Zeit an diesem Abbruche auch bei Mannersdorf nächst Hof am Fusse des Leithagebirges eine warme Quelle zu Tage getreten.

Ganz analog verhalten sich die natürlichen und die erbohrten warmen Quellen von Ofen und Pest. Das vom Bakonyer-Walde gegen NO streichende Mittelungarische Gebirge bricht in seinen hauptsächlich aus rhätischen Gesteinen bestehenden Ausläufern an der Donau in ganz ähnlicher Weise ab, wie die Zone der Kalkalpen südlich von Wien. Dass man es hier wirklich mit einem Abbruche zu thun hat, beweisen die Verwerfungen, welche donauwärts staffelförmig absetzen. Gegenwärtig treten mehrere Thermen mit Temperaturen bis 50° C. am Fusse der Berge, knapp am Rande der Donau, in einer Seehöhe von 100—106 m zu Tage. Sehr mächtige Ablagerungen von Kalktuff am Gehänge des Gebirges, welche bis in eine Seehöhe von 228 m reichen¹⁾, beweisen, dass zahlreichere Thermen früher hier einen bedeutend höheren Ausfluss besessen haben.

Der Tuff enthält Reste von diluvialen Säugethieren²⁾. Die ehemals so bedeutend höhere Lage dieser Quellen spricht jedenfalls nicht für die sehr verbreitete Theorie, welche die Thermalwässer ausschliesslich durch den hydrostatischen Druck der in einem benachbarten Gebirge infiltrirten Tagwässer emporsteigen lassen will. Es ist klar, dass bei den mannigfachen Verlegungen der Mündung,

1) W Zsigmondy. Der artosische Brunnen im Stadtwäldchen zu Budapest. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, 28. Bd., pag. 664.

2) *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Cercus megaros* u. a. K. F. Peters. Geologische Studien aus Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1857, Bd. 8, pag. 332.

welche eine Quelle theils durch Erosion ihres Laufes und theils durch wiederholte Verstopfung ihres Canales durch ihren eigenen Sinter hervorruft, mit der Zeit die tiefste Stelle an der Oberfläche als Ausflussöffnung erreichen wird. So sind auch diese Quellen vom Gehänge des Gebirges bis an dessen Fuss oder auch bis unter die Alluvien der Donau gewandert. Dass auch unter den Alluvien der Donau warme Wasser emporsteigen, wird durch die artesischen Bohrungen auf der Margaretheninsel und im Stadtwaldchen bewiesen.

Aehnliche Thermengruppen, welche mit Verwerfungsspalten zusammenhängen, liessen sich leicht in grösserer Zahl anführen; ich will hier aber nur noch auf ein Beispiel näher eingehen, welches einerseits deutlich die Beziehung zu einem ehemaligen Vulkanismus erkennen lässt und andererseits die grösste Aehnlichkeit aufweist mit jener grossen Thermengruppe, welcher die hier zu besprechende Therme von Teplitz angehört.

Es ist bekannt, dass das französische Centralplateau in geologischer Hinsicht grosse Analogien aufweist mit dem böhmischen Massiv; beide sind Theile ein und desselben palaeozoischen Gebirges, welchem auch die Horste des Schwarzwaldes und der Vogesen angehören. In beiden Gebieten herrschen die alkrySTALLINISCHEN Schiefer und Massengesteine vor und in beiden Gebieten ist die Auffaltung während der mittleren Steinkohlenformation erfolgt. Hier und dort liegen an Bruchrändern eingesenkt die Ablagerungen der oberen Steinkohlenformation und des Rothliegenden, und auf den Höhen liegen die Reste der einstmals über beide Gebiete transgredirenden Jura- und Kreideformation. Aber beide Gebirgsstücke haben noch später wiederholt Störungen und Brüche erlitten. Durch solche Brüche wurden nach der jurassischen Epoche die Vogesen und der Schwarzwald von dem Centralplateau abgetrennt.

Eine lebhaftere Bewegung ist sowohl im französischen Centralplateau als auch in der böhmischen Masse im oberen Oligocän und im Miocän eingetreten, zur selben Zeit, als die Alpen aufgerichtet wurden; damals sind neuerdings einzelne Senkungsfelder eingebrochen, und zwar in Nordböhmen der Abbruch des Erzgebirges, welcher Veranlassung geboten hat zur Entwicklung der Vulkanreihe des böhmischen Mittelgebirges und der Duppauer Basaltmasse. Im französischen Centralplateau wurden Ende der Oligocänzeit (Aquitanische Stufe) NS-streichende Spalten aufgerissen, durch welche die Trachyt- und Basaltmassen der Vulkanketten der Auvergne und des Velay emporgequollen sind.

Im französischen Centralplateau treten die SW-streichenden Schichtenzüge, welche von der böhmischen Masse, vom Schwarzwalde und den Vogesen herkommen und das variscische Gebirge bilden, an die SO-streichenden Züge des sogenannten armoricanischen Gebirges, welchem weiter im NW die Halbinsel der Bretagne angehört. Michel-Lévy¹⁾ hat einmal die Ansicht ausgesprochen,

¹⁾ A. Michel-Lévy. Situation stratigraphique des régions volcaniques de l'Auvergne. Bull. de la Société Géologique de France. 3^e Ser. t. XVIII. 1890, pag. 691.

Fig. 1.



- | | | | |
|---|----------------------------|---|--|
|  | Tertiär und Quartär. |  | Steinkohlen-Formation. |
|  | Mesozoische Formationen. |  | Krystallische Schiefer und Kruptivgesteine des Centralmassiva. |
|  | Palaeozoische Formationen. |  | Tertiäre Eruptivgesteine. |

dass bei der Aufrichtung der alpinen Ketten auf die variscischen Falten in der Weise ein Druck ausgeübt wurde, dass sie sich weiter nordwestwärts bewegen mussten; während das armoricanische Gebirge diesem Drucke nicht ausgesetzt war. In der Schaarung, in der die beiden Faltungsrichtungen zusammenstossen, soll dadurch ein Aufreissen des Gebirges an NS-streichenden Spalten hervorgerufen worden sein, welche den unmittelbaren Anlass zur Entwicklung des Vulkanismus gegeben haben. Die Vulkane, welche dem späteren Tertiär, z. Th. auch der Quartärzeit angehörig, nehmen in der That ein etwa dreieckiges Gebiet ein, welches genau in die Schaarung fällt; die beiden längeren Seiten des Dreieckes sind quer auf die im Winkel zusammenstossenden Streichungsrichtungen gestellt. Der Scheitel fällt etwa in die Ebene des Allier bei Vichy. Im Süden finden sich auch noch Spuren der vulkanischen Eruptionen, jenseits der Causses von Aveyron in den Cevennen.

Zahlreiche warme Quellen brechen aus den Urgesteinen des Centralplateaus hervor, und es ist gerade wieder dasselbe Feld, auf welchem sich die alten Vulkankegel befinden, welches die meisten Thermen enthält. Auch das Gebiet nördlich der Auvergne, die Senkungen der Limagne, ferner die Ebene von Roanne, die Ebene des Forez bei Montbrison, weisen an ihren Rändern warme Quellen auf. Ja noch jenseits des Nordrandes des Centralplateaus im Tertiärgebiete finden sich einzelne schwache Thermen. Es macht den Eindruck, wie wenn das Gebiet der warmen Quellen sich über das Feld der Vulkane noch weiter gegen Norden fortsetzen würde; etwa in der Form eines noch höheren Dreieckes, dessen Scheitel in der Nähe von Pougues an der Loire liegt.

Die grosse Häufigkeit der Thermen in dieser Region steht ohne Zweifel mit dem Vulkanismus in Zusammenhang; denn diejenigen Theile der alten Massen, in denen die jüngeren Eruptionerscheinungen fehlen, wie z. B. die Bretagne, sind frei von dieser Erscheinung. Die Vulkane stehen, wie längst bekannt, meist auf Spalten, u. zw. sind sie häufig auf kleinen Querspalten reihenweise geordnet, welche an einer grösseren Spalte aneinander gereiht sind. Michel-Lévy hat das von dem mittleren Theile der Chaîne des Puys gezeigt ¹⁾.

Von den Quellen des nördlich vorliegenden Gebietes scheint dasselbe zu gelten; wenigstens werden einige von ihnen auf kleinere Gangspalten zurückgeführt, welche gruppenweise in paralleler Richtung eine grössere Verwerfung in schiefem Winkel schneiden.

Der Mte. du Forez bildet einen sporenartig vorspringenden Horst von archaischem Granit, welcher auf beiden Seiten durch mitteltertiäre Ebenen begrenzt ist. Im Westen dehnt sich die weite Ebene Limagne aus, welche von dem Allier durchströmt wird; im Osten durchfliesst die Loire die kleinere Ebene von Roanne. Beide Abbrüche sind von Mineralquellen begleitet. Und zwar befinden sich am Rande der Limagne von Süden nach Norden fortschreitend, die Thermen von Châteldon, Saint-Yorre, Hauterive, Vichy und Cusset,

¹⁾ l. c. pag. 700.

am Rande der Ebene von Roanne die ärmeren Mineralquellen von Saint-Alban, Renaison und Sail-les-Châteaumurand.

Die wichtigste Thermengruppe unter den genannten ist diejenige von Vichy mit Temperaturen von 35—45°, welche Voisin¹⁾ genauer beschrieben hat. Sie brechen bereits im Tertiärgebiete (Tongrien) hervor und setzen reichliche Mengen von Travertin ab, welche namentlich in den Quellgängen der Cölestiner Quelle in Vichy in Form von abwechselnden Blättern von Calcit und Aragonit gut ausgebildet sind. Diese Absätze, deren Lamellen senkrecht stehen und als Spaltausfüllungen parallel den Salbändern aufgefasst werden, dienen dem genannten Beobachter dazu, eine WNW—OSO-streichende Spalte zu verfolgen, welcher die Quellen entströmen. Denkt man sich die Linie nach OSO verlängert, so trifft man zunächst bei Beauchet auf Bildungen, welche nach Voisin Geysirabsätze der Pliocänzeit darstellen; weiterhin setzt sie sich in Form einiger Flussspath und Baryt führender Quarzgänge fort, folgt dann auf eine Strecke von 2 $\frac{1}{2}$ Kilometer genau dem Thale des Sichon und trifft zuletzt genau auf den Basaltaufbruch des Mt. Peiroux.

Verlängert man dagegen diese Linie gegen WNW, so trifft man am jenseitigen Rande der Ebene auf die kohlen sauren Thermen von Jenzat.

Die Thermengruppen, welche im Norden in Vichy selbst und dann nahe der Mündung des Sichon bei Cusset in den Alluvien aufsteigen, werden mit anderen Spalten in Verbindung gebracht, welche nahezu in derselben Richtung wie der angeführte Cölestiner gang streichend, im Thale des Sichon oberhalb Cusset angetroffen werden. Voisin nimmt vier parallele Spalten an, welche zwar dort, wo sie gegenwärtig im Porphyry und in den Gesteinen der Steinkohlenformation gesehen werden, kein Wasser liefern, deren Verlauf aber, sowie deren Reichthum an Flussspathkrystallen bei dem verhältnissmässig hohen Gehalt an Fluor in jenen Thermen, direct auf die jetzigen Quellen hinweisen. Das Wasser ergiesst sich jetzt zunächst in die auflagernden Mergel der Tertiärformation, durch die es sich entweder einen Weg bahnt, oder in einer Wasser führenden Schichte ein unterirdisches Becken speist, und durch Bohrungen zum Aufsteigen gebracht werden kann. Im Allgemeinen treten wie gewöhnlich die Wasser dort zu Tage, wo die Gangspalte die Oberfläche im tiefsten Punkte trifft; das ist in den Thalwegen des Allier und des Sichon der Fall.

Auch die schwachen Thermen von Hauterive und St. Yorre weiter im Süden durchdringen das auflagernde Miocän; ebenso diejenigen von Brugheas weiter westlich in der Ebene.

Vielleicht geht Voisin zu weit, wenn er auch noch die Thermen von St. Alban am Rande der Ebene des Forez mit derselben Spalte in Verbindung bringen will, welche die Cölestiner Quelle in Vichy und den Basalt des Mt. Peiroux verbindet, da sie genau in der Fortsetzung derselben liegen; aber auch de Launay hat die Thermen

¹⁾ M. H. Voisin. Mémoire sur les Sources Minérales de Vichy et des Environs. Annales des Mines. Paris 7^{ème} Série. 1879, Tome XVI, pag. 488.

von Nérès und von Evaux weiter im Westen auf zwei mächtige, NW—SO-streichende Quarzgänge zurückzuführen gesucht, von denen sich wenigstens der von Evaux auf eine lange Strecke verfolgen lässt, die verschiedensten krystallinischen Gesteine durchsetzend¹⁾.

So viel steht wohl fest, dass es, wenn auch nicht ausschliesslich, so doch zum grossen Theile die Ränder der im alten Massive eingesenkten Ebenen sind, an welchen die Thermen auftreten; so liegt an demselben Rande der Limagne wie die angeführte Quellenreihe noch weiter südlich die Therme von Chateldon; an dem gegenüberliegenden Rande liegen südlich von Gannat die Thermen von St. Myon, Giméaux und Chatelguyon. Gewiss spielt bei dieser Erscheinung auch der Umstand eine grosse Rolle, dass die Quellen, wie erwähnt, den tiefsten Punkt des Austrittes der Gangspalte zur Oberfläche aufsuchen. Die Ränder der Ebenen selbst stellen aber ebenso sicher in vielen Fällen Verwerfungsspalten dar; anderseits ist es gar nicht selten, dass die Horste nicht durch periphere Brüche begrenzt sind, sondern dass eine Reihe von Verwerfungen in schieferm Winkel gegen den Rand hinausstreicht, so dass eine Anzahl von streifenförmigen Stufen entsteht, deren äusserer Flügel unter die umrandende Ebene hinabsinkt. In Folge dessen zeichnet sich öfters der Rand des Horstes gegen die jüngeren Bildungen des Liegendflügels in zackigen Umrissen ab, welche man mit den Umrissen einer zerbrochenen und theilweise ins Wasser gesunkenen Eisdecke vergleichen hat. Als das grossartigste Beispiel eines derartigen Abbruches ist der Westrand der böhmischen Masse bekannt, mit den weit vorspringenden Ecken und dem mächtigen Quarz gange des bairischen Pfahles, welcher sich vom Quellgebiete des Mühlbaches in Oberösterreich bis nach Amberg in Baiern verfolgen lässt²⁾.

Mögen nun die Thermen auf den Hauptdislocationen emporsteigen, oder auf kleineren Spalten, welche diese kreuzen und durch ihre Anhäufung in Reihen geordnet, den gesammten Abbruch bewirken — in jedem Falle kann ihr Zusammenhang mit den Verwerfungen nicht bezweifelt werden. Von diesen ist andererseits ebenfalls das Auftreten der Vulkane abhängig. Einzelne Ausbrüche sind höchst wahrscheinlich auf denselben Spalten vor sich gegangen, auf welchen heute noch heisse Quellen zu Tage treten. Die Zurückführung der Thermen auf die eruptiven Vorgänge der späteren Tertiärzeit wird noch durch den Umstand gestützt, dass Voisin einzelne Theile der Ablagerungen des Alttertiär der Limagne als alte Geysirbildungen erkennen konnte. Es sind das Sande an der Basis der lacustren Ablagerungen der Limagne; manchmal sind die eckigen Quarz- und Feldspathkörner durch ein kieselsaures, jaspisartiges oder auch durch ein kalkiges Cement verbunden. In den verschiedensten Stufen findet sich ausserdem eine Art kalkiger Oolithe, welche in den Centren Quarz-

¹⁾ B. de Launay. Les sources Thermales de Nérès (Allier) et d'Évaux (Creuse). Annales des Mines. Paris. 9^{ème} Série. 1895. Tome VI, pag. 576.

²⁾ Ein schönes Beispiel dieser Art bildet auch der Westabbruch der Cevennen bei Charolles. Michel-Lévy und Delafond, Blatt 147, Charolles, der geologischen Specialkarte von Frankreich.

körner enthalten. Diese Bildungen können nach Voisin ihre Entstehung nicht den absickernden Tagwässern, sondern nur den aufsteigenden warmen Wässern verdanken, welche die gelösten Substanzen in den Sedimenten abgesetzt haben. Sie werden als harte und nicht verwitternde Steine namentlich in der Umgebung von Hauterive und im Thale des Sichon gebrochen. Auch in der Umgebung von Vichy zeigen die Süsswasserkalke einige besondere Erscheinungen. Während sie sonst einförmig weiss sind, gibt ihnen hier eine Beimengung von Eisenoxyden meist eine rothe Farbe. Ferner sind sie häufig oolithisch oder enthalten kieselsaure Concretionen. Voisin führt, wie bemerkt, alle diese Vorkommnisse zurück auf die Thätigkeit von Geysiren zur Miocänzeit.

Gar manche Vergleichspunkte bieten sich zwischen dem centralfranzösischen Thermengebiete und der langgestreckten Zone in Nordböhmen, welche durch das Auftreten einer Reihe von Thermen und zahlreichen Säuerlingen ausgezeichnet ist und welche Laube unter dem Namen der böhmischen Thermalpalte in vortrefflicher Weise beschrieben hat¹⁾. Nahezu gleichzeitig — und wie man annimmt, veranlasst durch die Aufrichtung und Verschiebung der Alpen gegen Norden — haben sich in beiden Gebieten die Senkungsfelder gebildet, welchen die tertiären Vulkane und die heissen Quellen ihre Entstehung verdanken.

Die französischen Vulkane stehen, wie erwähnt, in einer N—S-streichenden Zone von Brüchen, welche mit der Schaarung der amerikanischen und variscischen Falten zusammenfällt. Die nordböhmischen tertiären Vulkane dagegen, begleiten in dem Höhenzuge des böhmischen Mittelgebirges bis zur Duppauer Basaltmasse und zum Kammerbühl ein NO—SW gerichtetes Senkungsfeld, welches in dem fast geradlinigen Abbruche des Erzgebirges von Teplitz bis in das Tertiärbecken von Eger sehr scharf zum Ausdrucke gelangt. Die grosse Verwerfung wiederholt eine Richtung, welche schon hin und wieder in früheren Zeiten die tektonischen Bewegungen im westlichen Theile der böhmischen Masse beherrscht hat, wie das besonders deutlich in der Form und in den tektonischen Leitlinien des mittelböhmischen Silurdevons hervortritt, und welche im Gegensatze zu den Querbrüchen, denen unter anderen die mächtigen Störungen des böhmischen und bairischen Pfahles angehören, dem variscischen Streichen folgt.

Das Erzgebirge stellt nach Laube ein der Länge nach eingebrochenes Gewölbe dar. Der Südrand wird durch eine scharfe Bruchlinie gebildet; gegen Norden senkt es sich in allmäliger Abdachung zum sächsischen Granulitgebirge. An dem Einbruche haben noch die Ablagerungen der Kreideformation theilgenommen; ihm folgte die Bildung grösserer Seen in den Becken von Saaz—Dux, von Falkenau und von Franzensbad—Eger. Ebenso wie in den Einbruchfeldern von Centralfrankreich, beginnt auch hier die

¹⁾ G. C. Laube. Geologische Excursionen im böhmischen Thermalgebiete. Leipzig 1884, pag. 3.

Schichtserie mit Ablagerungen der tongrischen und der aquitanischen Stufe. In beiden Fällen hat man es mit nahezu gleichalterigen Süsswasserbildungen zu thun; nur mit dem Unterschiede, dass diejenigen Böhmens sehr mächtige Braunkohlenflötze enthalten.

Den Südrand der miocänen Mulde begleitet von Nordosten her, schon am Rande des Elbesandsteingebirges beginnend und in paralleler Richtung dem Abbruche des Erzgebirges folgend, die Vulkanette des Böhmisches Mittelgebirges. Im Nordosten bildet sie einen ziemlich breiten, zusammenhängenden Rücken; in der Gegend von Brüx und Postelberg löst sie sich aber rasch in einen Zug von einzelnen Kegelbergen auf. Bei Karlsbad erscheint als Fortsetzung wieder ein grösseres zusammenhängendes Basaltgebiet in der Duppauer Masse, deren Ströme bis auf das gegenüberliegende Gehänge des Erzgebirges sich ergossen haben. Bis an den Rand des Fichtelgebirges in Baiern setzt sich diese Reihe von Vulkanen in einzelnen Aufbrüchen von kleineren Basaltpartieen fort. Aber auch auf den Höhen des Erzgebirges sind die vulkanischen Spuren der Tertiärzeit nicht selten anzutreffen. Als Beispiel sei hier nur genannt der schöne Kegel des Gaisingberges bei Annaberg in Sachsen.

Die altkrystallinen Gesteine des Erzgebirges tauchen stellenweise im Süden der Kette neuerdings aus den jungen Ablagerungen hervor; so ist bereits im Elbethale zwischen Czernosek und Libochowan eine kleine Insel verschiedener krystallinischer Schiefergesteine unter der Bedeckung von Kreidebildungen aufgeschlossen. Aehnliche Aufbrüche erscheinen im Woppamerthale und in einer kleinen Gneissinsel bei Milleschau. Weiter im Osten findet sich als Fortsetzung dieser Vorkommnisse das unregelmässige Gneissgebiet von Bilin, in dem der gesunkene Gegenflügel des Erzgebirges zu Tage tritt. Diesem Flügel gehören auch die Porphyrkuppen von Teplitz an, von denen weiter unten die Rede sein wird.

Zahlreicher und ausgedehnter werden die Aufbrüche des Erzgebirges weiter im Westen zwischen Klösterle und Kaschwitz am Rande der Duppauer Basaltmasse, wo das Thal der Eger in Granulit und Hornblendegesteine eingeschnitten ist. Jenseits der Duppauer Masse ist der Gegenflügel des Erzgebirges im Karlsbader Gebirge und im Kaiserwaldgebirge vollständig erhalten geblieben. Das bezeugen der Neudecker und der Karlsbader Granit, welche an beiden Seiten der Tertiärmulde angetroffen werden; und noch deutlicher bekundet die Zusammengehörigkeit beider Gebirgstheile der mächtige Quarzgang des böhmischen Pfahles, der, ebenso wie die zahlreichen Quarzgänge der Umgebung von Grasslitz, Neudeck und Joachimsthal im allgemeinen Nordwest—Südost streicht; unweit Franzensbad verschwindet er unter der Tertiärbedeckung, erscheint aber wieder bei Sandau jenseits der Mulde, von wo er sich weithin gegen Süden verfolgen lässt. Eine jüngere tektonische Bewegung, im Sinne der NNW—SSO-streichenden Quarzgänge und Querbrüche scheint in der geradlinigen östlichen Begrenzung des Beckens von Eger zwischen Schönbach und Miltigau zum Ausdrucke zu gelangen.

Mit Sicherheit können wir annehmen, dass am Südrande des Erzgebirges nicht nur eine einzige grosse Verwerfung entstanden ist,

sondern, dass die miocäne Decke eine ganze Zone von Brüchen verbirgt. So sind auch die Basaltketten nicht unmittelbar dem Rande des Gebirges angelagert, sondern sie folgen demselben in einer ziemlichen Entfernung; sie sind auf südlicheren Parallelspalten emporgequollen. Auch im Erzgebirge selbst haben jüngere Spalten dem basaltischen Magma den Weg zu Tage eröffnet.

Die Thermen und Sauerlinge Nordwestböhmens folgen ähnlich wie die breite Zone der jungen Eruptivgesteine dem Rande des Abbruches. Sie liegen aber nicht in dem Eruptivgebiete selbst. Die gasförmigen und wässerigen Exhalationen der Tiefe mussten sich — wie Laube bemerkt — nachdem die Hauptgänge durch erstarrtes Magma verstopft waren, die Nebenspalten erwählen, um zur Oberfläche zu gelangen. Zumeist treten sie dort zu Tage, wo das ältere Gestein unter der tertiären Decke hervortaucht. So entspringen den Porphyrkuppen die Thermen von Teplitz—Schönau, dem Gneisse von Bilin der bekannte Sauerling, ebenso entspringen dem Gneisse die Wässer von Tschachwitz und Kronau; im Granite jenseits der Dup-pauer Basaltmasse befinden sich die bekannten Sauerlinge von Giesshübel und, die weitaus bedeutendste aller dieser Quellen, der berühmte Sprudel von Karlsbad. Weiter im Süden entquillt demselben Granitstocke die Therme von Marienbad.

Zwischen Karlsbad, Marienbad und Sandau liegt eine ganze Reihe von Sauerlingen. Anders verhält es sich aber mit den zahlreichen Sauerlingen von Franzensbad, welche einem Tertiärgebiete entspringen.

Die Gesamtheit der geologischen Verhältnisse der nordböhmischen Thermalzone lehrt neuerdings, — namentlich unterstützt durch den Vergleich mit dem Thermalgebiete des französischen Centralplateaus —, dass das Auftreten heisser Wässer nicht von örtlichen Zufälligkeiten, sondern von der geologischen Geschichte ganzer Länderstriche abhängig ist, und sie muss uns warnen vor etwaigen Versuchen, die einzelnen Quellen für sich, blos durch die zufälligen Verhältnisse der näheren Umgebung erklären zu wollen. Es scheint, dass in beiden Gebieten an zahlreichen Spalten warmes Wasser empordringt, dass es aber in vielen Fällen von den auflagernden Tertiärschichten zurückgehalten wird, sich hier vielleicht mit dem Grundwasser vermischt und nicht bis an die Oberfläche gelangen kann. Das ist zum Beispiele bei dem Sauerlinge der Fall, der in der Nähe der Stadt Brux an der Basis des miocänen Tegels erbohrt worden ist¹⁾.

Die Tagwässer, welche die überlagernden Kreide- und Tertiärschichten erfüllen, vermengen sich mit den aufsteigenden Thermalwässern; beide treten miteinander in hydrostatische Wechselbeziehung. Wie weit die gegenseitige Beeinflussung gehen kann, haben in grosser Deutlichkeit die wiederholten Wassereinbrüche in den Braunkohlen-gruben von Dux und Osseg gelehrt, welche sich stets in einem Sinken der

¹⁾ D. Stur. Der zweite Wassereinbruch von Teplitz—Osseg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XXXVIII. Bd., 1886, pag. 490.

Quellen von Teplitz bemerkbar gemacht haben. Die Sanierungsarbeiten haben zu den eingehendsten vergleichenden Beobachtungen der Wasserstände geführt und es wird sich wohl kaum irgendwo ein zweites Gebiet finden lassen, welches eine bessere Gelegenheit bietet, die Wechselbeziehungen zwischen Grundwasser und Thermalwasser zu beobachten, als das Gebiet von Teplitz—Schönau.

II. Zur Geologie der Umgebung von Teplitz—Schönau und die Thermen.

Kaum ein Theil unseres Vaterlandes ist so oft und eingehend von verschiedenen Fachmännern beschrieben worden, wie die Umgebung von Teplitz—Schönau. Hier sollen nur wenige Bemerkungen Platz finden, welche sich auf den Zusammenhang des geologischen Aufbaues mit den Thermen beziehen. Aus dem im vorigen Capitel Gesagten geht hervor, dass man dreierlei geologische Einheiten unterscheiden kann, welche in das Teplitzer Gebiet eingreifen: 1. das Erzgebirge; 2. das böhmische Mittelgebirge und 3. das Braunkohlenbecken von Dux und Brüx.

Das Erzgebirge verdient bei der Frage nach der Herkunft der Teplitzer Thermen Berücksichtigung wegen des Zusammenhanges des postcarbonischen Porphyrzuges, welcher weit von Sachsen her südwärts ziehend, am Gebirgsrande zwischen Klostergrab und Graupen abbricht, mit den Porphyrkuppen zwischen Schönau und Janegg. Es sind gerade diese Kuppen, in welchen sich die warmen Quellen von Teplitz befinden. Dieser Zusammenhang hat schon zu den mannigfachsten Discussionen Anlass gegeben. Wiederholt wurde die Frage aufgeworfen, ob der Porphyr einen deckenförmigen Erguss auf dem Gneisse oder einen bis zur ewigen Teufe niedergehenden Gang im Gneisse darstellt. An die erstere Auffassung wurde die Vorstellung geknüpft, dass der Porphyr des Erzgebirges auf seinen Spalten die Tagwässer zur Tiefe führe bis an die Grenze gegen den Gneiss, an welcher sie dann thalwärts gegen Süden absinken und in den Teplitzer Porphyrhügeln durch den hydrostatischen Druck emporgetrieben werden. Zur Beleuchtung dieser Frage sind auch die Lagerungsverhältnisse des Porphyrs weit im Norden, im Erzgebirge von Bedeutung.

Von anderer Seite wurde dem Mittelgebirge eine ähnliche Rolle als Sammler der Wässer zugeschrieben¹⁾. Auf den allgemeinen Zusammenhang der Thermalerscheinungen mit dem jungen Vulkanismus wurde schon im vorigen Capitel hingewiesen.

¹⁾ Norb. Marischler. Studien über den Ursprung der Teplitz—Schönauer Thermen. Teplitz, 1888. Selbstverlag des Verf. — Derselbe: Die Ergebnisse der Teplitzer Tiefbohrungen in geologischer und bohrtechnischer Beziehung. Anhang. Teplitz.

Die jüngeren Ablagerungen der Umgebung von Teplitz sind als hauptsächlichste Behälter des Grundwassers für die hier behandelten Fragen von höchster Wichtigkeit.

1 Die Lagerungsverhältnisse des Teplitzer Porphyrs im Erzgebirge.

G. C. Laube hat die Auffassung, dass der Stock des Teplitzer Quarzporphyres eine Gangmasse darstellt, welche an den Rändern stellenweise übergequollen ist, am deutlichsten ausgesprochen und am eingehendsten begründet. Ohne Zweifel hat diese Auffassung weitaus die grösste Wahrscheinlichkeit für sich und es sind auch in erster Linie Laube's Argumente, welche in der vorliegenden Darstellung Platz finden sollen.

Die Aufschlüsse an den beiden Rändern des Porphyrzuges sind leider derart mangelhaft, dass sich die Lagerungsverhältnisse nur an wenigen Punkten beobachten lassen. Beim Bahnhofe von Klostergrab, am Westrande der Porphyrmasse und am Rande der Ebene hat Laube die Ueberlagerung des Porphyres über dem Gneiss auf eine kurze Strecke nachgewiesen ¹⁾.

Schon unweit NO von Klostergrab sind in dem grossen Thiergarten von Niklasberg an den Fahrwegen einige Aufbrüche in einer eigenthümlichen schieferigen Randbildung des Porphyrs zu sehen; das Gestein ist blassroth und ölgrün gefleckt und gestreift und hat oft ein breccienartiges Aussehen.

Reyer hat diese Bildungen für eine Art von Tuff angesehen ²⁾. Nach Laube und Dalmer haben wir es aber hier mit pechsteinartigen Bildungen zu thun, und der letztere Autor erwähnt noch, dass diese Randbildungen allmählig in die eigentliche Porphyrmasse übergehen ³⁾. Diese Umstände, sowie auch das Auftreten von flaserigen Vitroporphyrten, welche bei Zaunhaus an der sächsischen Grenze in den Porphyr übergehen, sind von Laube mit Recht dafür angeführt worden, dass wir uns an diesen Punkten an den Salbändern und an dem wirklichen Rande des Porphyrstockes befinden. An der Strasse von Klostergrab nach Niklasberg kann man beobachten, dass der Gneiss circa 30° O unter den Porphyrstock einfällt.

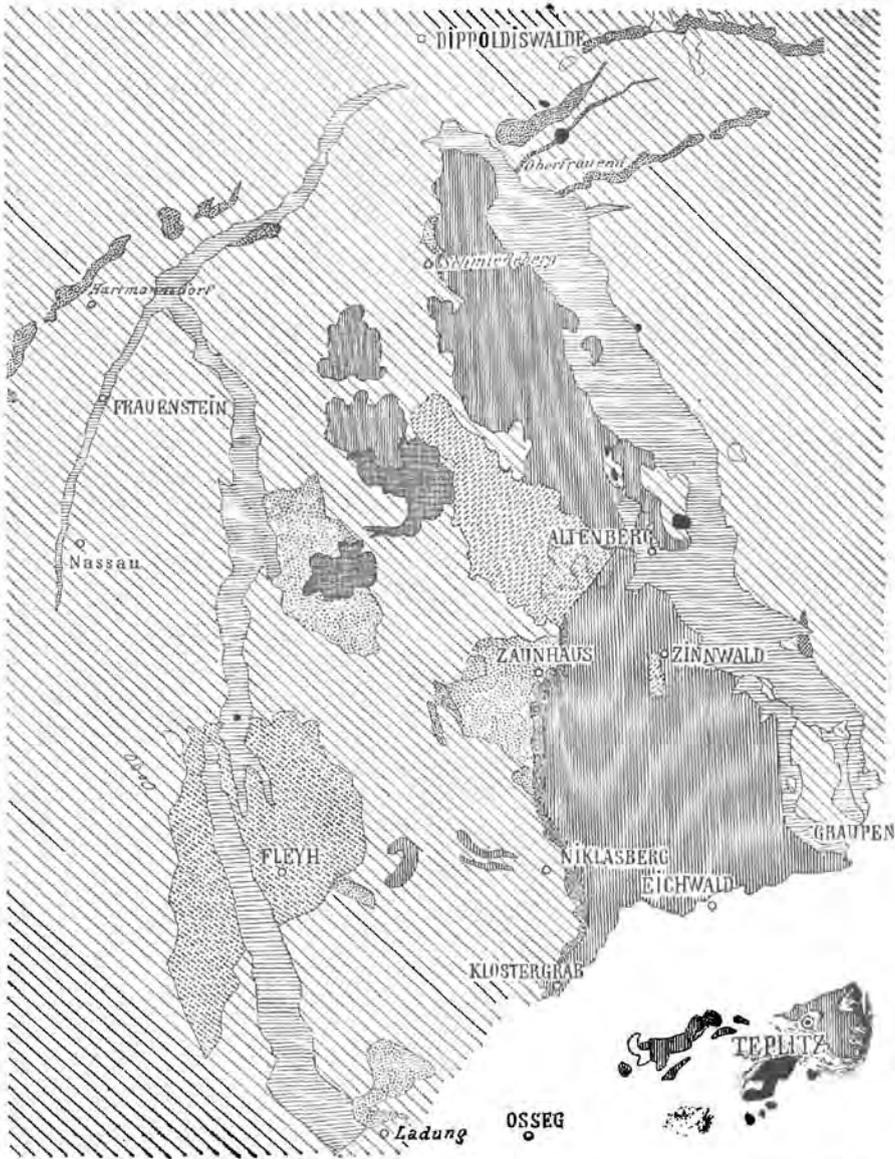
Am Nordausgange des Hirschberg-Tunnels bei Niklasberg sind die bunten Randbildungen des Porphyrs besonders gut aufgeschlossen. Sie werden hier zunächst von Bildungen der unteren Steinkohlenformation und dann vom Gneiss unterteuft. Beim Bau des Tunnels war ein anthracitisches Steinkohlenlager mit undeutlichen Resten von Calamiten und Sigillarien aufgeschlossen worden; es lag, 20° Westfallend, über dem Muscovitgneiss. Jetzt ist dasselbe nicht sichtbar. Sehr deutlich sieht man aber die Ueberlagerung der bunten Porphyre an einem Schotterbruche unweit über dem Nordausgange des Tunnels.

¹⁾ G. C. Laube. Geologie des böhmischen Erzgebirges. II. Theil. Prag, 1887, pag. 204.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 5 und Laube, Verhdl. 1883, pag. 249.

³⁾ Erläuterungen zur geol. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Altenberg—Zinnwald, pag. 25.

Fig. 2.



- | | | | | | |
|---|--|---|---------------------------|---|--|
|  | Alluvium, Tertiär und Kreideformation. |  | Steinkohlen Formation. |  | Plattig-schiefrige Randausbildung des Teplitzer Quarzporphyrs. |
|  | Tertiäre Eruptionen. |  | Granit-Porphyr. |  | Fleyher Granit (Granit). |
|  | Gneiss-Formation. |  | Postcarbontischer Granit. |  | Gänge und Querkuppen von Quarzporphyr in Norden. |
|  | Phyllit-Formation. |  | Teplitzer Quarzporphyr. | | |

Sie liegen über einem kleinen Anthracitflötze, welches von kohligem Letten und sandigen Lagen mit Quarzitzeröllen begleitet wird¹⁾. Zur Zeit meines Besuches (Juni 1897) kam über dem kohligem Letten am Rande des bunten Porphyrs eine mächtige Quelle hervor. Eine Erscheinung, die gewiss nur dazu beitragen kann, das Einfallen des Letten unter den Porphyre zu bestätigen. Durch diesen Aufschluss wird das postcarbone Alter des Porphyrs bewiesen.

Nach einer aufschlusslosen Zwischenstrecke findet das Carbon seine Fortsetzung in einem kleinen Aufbruche von Anthracit, Steinkohle und krystallinischem Kalkstein bei Zaunhaus nahe der sächsischen Grenze. Auch hier wurden Sigillarien und Calamitenreste gefunden.

Noch weiter im Norden ist die Porphyrgrenze nicht mehr deutlich aufgeschlossen und Sch alch vermuthet aus dem nahen Zusammenfallen der Porphyrgrenze mit den Höhenlinien, dass in der Gegend von Schmiedeberg der Porphyre den Gneiss deckenförmig überlagert²⁾. Deutlicher ist die deckenförmige Ueberlagerung zu constatiren weiter westlich in den isolirten Porphyrvorkommnissen von Hennersdorf—Ammelsdorf und von Schönfeld. Hier liegt nach Sch alch und Beck der Porphyre stets auf den Kuppen und Höhen, während tiefer an den Gehängen der Gneiss austreicht.

Von Graupen an begleitet den Ostrand des Teplitzer Quarzporphyrstockes ein ca. 2 Kilometer breiter Zug von Granitporphyre bis in die Gegend von Oberfrauendorf, westlich von Glashütte in Sachsen. Hier bricht der Teplitzer Quarzporphyre plötzlich ab und an seinem Nordende biegt gegen Westen der Zug des Granitporphyrs um. Der letztere setzt sich in Form eines schmäleren Ganges SW-streichend nach Hartmannsdorf fort, wo er sich in zwei Aeste theilt, von denen der schmalere die ursprüngliche Streichungsrichtung beibehält und sich in sanftem Bogen immer mehr südwärts wendend und immer schmaler werdend, in der Gegend von Nassau auskeilt. Der mächtigere Gang wendet sich bald zu streng südlicher Richtung und durchquert, ziemlich stark anschwellend, die Granitmasse von Fleyh; schwächere und parallele Seitentrümmer begleiten ihn. Er endigt SSO-streichend südlich vom Wieselstein, unweit Oberleutensdorf am Bruchrande des Erzgebirges.

Die gangartige Natur dieser Vorkommnisse kann nicht bezweifelt werden. Ihre Beziehung zum Teplitzer Quarzporphyre ist jedoch noch nicht vollkommen klargestellt. Von einzelnen Forschern wurden beide Gesteine nur als Erstarrungsmodificationen eines und desselben Magmas angesehen. Dafür sprechen nach Sch alch einzelne Vorkommnisse aus der Umgebung von Oberfrauendorf, wo sich ein Uebergang zwischen beiden Gesteinen beobachten lässt, ferner noch das Vorkommen einzelner isolirter Partien von Quarzporphyre innerhalb des Granitporphyrs.

¹⁾ Das dürfte vielleicht der Steinkohlensandstein sein, welchen Jokely (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1853, pag. 549 ff.) anführt, und der während der Zeit, als Laube das Gebiet aufnahm, nicht aufgeschlossen war (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 249).

²⁾ Erläuterungen zur geol. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Glashütte—Dipoldiswalde, pag. 39.

Dalmer hält den Granitporphyr entschieden für jünger als den Quarzporphyr, da er diesen gangförmig durchsetzt. Breite Uebergangszonen zwischen beiden Gesteinen sollen nicht existiren. Der Granitporphyr durchkreuzt die verschiedenen Structurmodificationen des Teplitzer Porphyrs und steht mit ihnen in keinerlei Beziehung. Seine Ansicht fast Dalmer dahin zusammen, dass der Granitporphyr wohl jünger ist als der Quarzporphyr, dass er zwar zu einer Zeit hervorgebrochen sein muss, in welcher sich im Quarzporphyr bereits eine Differenzirung in verschiedenen Erstarrungsmodificationen vollzogen hatte; hingegen scheint es, dass der Quarzporphyr noch nicht vollständig verfestigt war, so dass eine randliche Verschmelzung zwischen den beiden Gesteinen stattfinden konnte. Auf jeden Fall hat man es hier, wie bereits erwähnt, mit einer mächtigen Gangbildung zu thun. Der Umstand, dass dieser Gang fast in seiner ganzen Ausdehnung an den Teplitzer Quarzporphyr unmittelbar anschliesst und eine grosse Strecke weit mit diesem parallel verläuft, berechtigt zu dem Schlusse, dass auch dieser ebenso wie der Granitporphyr, der Hauptsache nach einen Gang darstellt.

Die Porphyrhügel von Teplitz bilden die Fortsetzung dieser breiten Gangbildung. Am weitesten westlich wurde der Quarzporphyr bei der Katastrophe 1879 im Döllinger-Schachte im Liegenden der Tertiärschichten bei Dux angefahren.;

Dies sind im Wesentlichen die Gründe, welche Laube und mehrere seiner Vorgänger veranlasst haben, die Porphyrmasse von Teplitz als einen Gang aufzufassen, welcher an den Rändern übergeflossen ist. Von der Decke mag der grösste Theil durch Erosion entfernt worden sein, und der jetzige Porphyrstock dürfte hauptsächlich aus der Gangmasse bestehen. Diese Anschauung ist insoferne von Bedeutung für das Studium der Wasserverhältnisse von Teplitz, als sie mit der auch jetzt noch bei einzelnen Autoren verbreiteten Ansicht in Widerspruch steht, dass das Thermalwasser an der Basis einer Porphyrdecke vom Gneisse aufgehalten wird, dann auf einer geneigten Fläche gegen Teplitz zu hinabsinkt und dort durch einfachen hydrostatischen Druck emporsteigt. Sie entspricht vielmehr der Anschauung, dass die Thermalerscheinungen allgemeinere Ursachen haben, und dass die warmen Wässer einfach diejenigen Wege einschlagen, welche sich ihnen bieten; in diesem Falle sind das die zahlreichen Klüfte, welche den gangartigen Porphyrstock bis in grosse Tiefen durchsetzen.

2. Kreide- und Tertiärbildungen.

Der Porphyr von Teplitz bildet eine Reihe von Kuppen, welche sich von der Stefanshöhe östlich von Teplitz bis Janegg erstrecken. Während er in Teplitz selbst und in den umliegenden Höhen eine zusammenhängende Partie darstellt, löst er sich, im Osten durch die überlagernden jüngeren Bildungen unterbrochen, in einzelne kleinere Entblössungen auf. Die circa 4 Kilometer breite Mulde zwischen den Hügeln von Teplitz und dem Erzgebirge wird ausgefüllt von untermiocänen Bildungen. Nördlich von Teplitz etwa halbwegs zum Gehänge

des Erzgebirges, taucht der Porphyr noch einmal auf in dem Luisenfelsen bei Weisskirchlitz.

Unmittelbar über dem Porphyr liegen die Ablagerungen der Kreideformation, welche dem Cenoman und dem Senon angehören. Dem Cenoman gehören zunächst die kleinen Sandsteinpartien an, welche bei Graupen und Rosenthal dem Gneisse des Erzgebirges unmittelbar angelagert sind, sowie der harte, lichte Quarzsandstein des Herrenhübels von Janegg; vor Allem aber die Conglomerate, welche in der unmittelbaren Umgebung von Teplitz allenthalben dem Porphyr auflagern, dessen Unebenheiten ausfüllen und in breitere Spalten eingedrungen sind. Sie bestehen aus rundlichen und eckigen Porphyrstücken, welche durch Hornstein verkittet sind, und enthalten in den Hohlräumen häufig schöne Drusen von weingelbem und honiggelbem Baryt. Darüber lagern die senonen Bildungen des Planerkalkes. Der centrale Theil der Stadt Teplitz liegt auf diesem dichten, hellgefärbten und splitterig brechenden Kalkstein, welcher die einzelnen Porphyrkuppen umrandet. Die Schichtbänke liegen horizontal oder flach von den Kuppen gegen die Mulden zu einfallend. Diese Bildungen, vor Allem aber die Conglomerate, sind in hohem Grade wasserführend. Sie sind es in erster Linie, welche die Tagwässer aufnehmen, die dann nur viel langsamer in den Porphyr selbst eindringen können.

Im Gegensatze hiezu bestehen die Bildungen der Braunkohlenformation in der Umgebung von Teplitz hauptsächlich aus undurchlässigen Schichten. Sie sind nahezu gleichalterig mit den älteren Theilen der Tertiärbildungen, welche die vulkanischen Bildungen im französischen Centralplateau begleiten, d. h. sie gehören der tongrischen, aquitanischen und helvetischen Stufe an. Nach Laube lassen sich folgende Glieder unterscheiden: 1. Braunkohlensandstein, 2. unterer plastischer und bunter Thon, 3. Braunkohle, 4. Hangendletten, 5. Braunkohlenschotter, Conglomerate und Hangendsand. Das mächtigste dieser Glieder ist der Hangendletten unmittelbar über dem meist 10—20 m, manchmal auch 30—40 m (Brüx, Oberleutensdorf, Bilin) mächtigen Flötze. Mit ihm wechsellagern die Braunkohlenschotter, Conglomerate und Sande; ausserdem enthält er die unregelmässigen flachen Linsen von Schwimmsand, welche dem Bergbau so grosse Schwierigkeiten bereiten können und von denen in dem nächsten Aufsatze eingehender die Rede ist.

Dem Rande der älteren Bildungen folgt ringsum der Ausbiss des Kohlenflötzes, welches sich von hier aus gegen das Muldentiefste ziemlich rasch senkt. Der schmale Saum von Tertiär zwischen dem Erzgebirge und dem Porphyr von Teplitz trennt im Wesentlichen zwei Mulden; die nordöstliche von Karbitz—Mariaschein, in welcher das Flötz im Britanniaschacht südlich von Graupen in 170 m Tiefe angetroffen wurde, und die grosse westliche Mulde von Brüx—Dux, in welcher das Flötz bei Oberleutensdorf und Ratschitz mehr als 350 m tief hinabsinkt. Zwischen Eichwald und Teplitz dagegen liegt das Flötz nur 75 m, zwischen Kostin und Nondorf nur 25 m tief. Es ist bezeichnend für die Natur des Abbruches am Erzgebirgsrande, dass das Muldentiefste in jedem Falle bedeutend dem Gebirgsrande genähert ist.

Ebensowenig wie im Porphyry des Erzgebirges, fehlen auch im Teplitzer Porphyry Gänge von jüngeren Eruptivgesteinen, welche ja in den verschiedenen Stufen des umliegenden Miocän eine so grosse Rolle spielen. So finden sich Basaltgänge im Thiergarten NO von Strahl und auf der Teplitzer Königshöhe. Ein Phonolitgang wurde im Jahre 1891 gelegentlich der Tiefbohrung im Schlossgarten in einer Tiefe von 360 m angetroffen.

3. Spuren früherer Thermalthätigkeit in der Nähe der Teplitzer Quellen.

An verschiedenen Punkten des Thermalgebietes von Nordböhmen können die Spuren von heissen Quellen beobachtet werden, welche den vulkanischen Eruptionen gefolgt sind. So führt z. B. Hibsich das Auftreten der verschiedenen Erze in der Umgebung des Doleritstockes von Rongstock auf die Thätigkeit von Solfataren und Fumarolen zurück¹⁾. Mit den Quellen stehen auch ohne Zweifel die Hornsteingänge und Kalksinterbildungen der Umgebung von Giesshübel in Zusammenhang²⁾. Die Gänge der sogenannten jüngeren Erzformation (Kobaltsilbererz, barytische Bleierze und Eisenmanganerzformation) des Erzgebirges sind zwar nach Dalmer³⁾ im Allgemeinen älter als die tertiären Eruptionen und sollen vielmehr mit den jungpalaeozoischen Granitmassen in Beziehung stehen — eine Anschauung, welche derjenigen Müller's⁴⁾, der diesen Gängen ein mitteltertiäres Alter zuschreiben will, widerspricht; aber auch der erstere Autor führt Beispiele an von Gängen, welche ohne Zweifel als Folgeerscheinungen der Basalterruptionen aufzufassen sind.

Laube hat in seiner neueren Schrift über die Quellen von Giesshübel betont, dass diese Sauerlinge, welche im Thale des Egerflusses dem Karlsbader Granitstocke entströmen, nicht früher an die Oberfläche gelangen konnten, als bis die überlagernde, undurchlässige Basaldecke vom Flusse bis auf die Granitmasse durchgesägt war. In ähnlicher Weise sind die Teplitz—Schönauer Thermen von dem wasserdichten tertiären Letten abhängig, der sich in früherer Zeit weiter auf die Porphyrykuppen hinauf erstreckt haben muss.

Gegenwärtig liegt die Thermengruppe von Teplitz im Porphyry und die Wässer der Gruppe von Schönau werden ebenfalls aus dem Porphyry geschöpft unter einer wenig mächtigen Decke von Pläner und cenomanem Conglomerat. Nirgends haben die Wässer eine mächtigere Pläner- oder Tertiärdecke zu durchdringen vermocht.

Bei der Abteufung der Quellschächte, welche nach dem Wassereinbruch vom Jahre 1879 in den Jahren 1880—1882 durchgeführt

¹⁾ J. E. Hibsich. Verhandlungen d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 204 ff.

²⁾ G. C. Laube. Die geologischen Verhältnisse des Mineralwassergebietes von Giesshübel-Sauerbrunn. H. Mattioni, Selbstverlag. Giesshübel-Sauerbrunn 1898.

³⁾ K. Dalmer. Ueber das Alter der jüngeren Gangformationen des Erzgebirges. Zeitschrift für praktische Geologie. Berlin 1896, pag. 1.

⁴⁾ Ebenda 1894, pag. 313 und 1895, pag. 228.

wurde, fand man allenthalben die Conglomerate über dem Porphyry in Schönau mit Hornstein verkittet und im Hornstein sowohl wie auf den Hohlräumen, Krystallisationen von Baryt, dessen schön spaltbare Individuen manchmal ziemlich Grösse erreichten (4 Centimeter¹⁾). Es kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass wir es hier wie an anderen Orten, wo Hornstein und Baryt auftreten, mit den Bildungen aus dem warmen Wasser zu thun haben. Dabei spielen die Hohlräume in dem Conglomerate dieselbe Rolle, wie eine plötzliche, sehr bedeutende Erweiterung der Spalte, welche den Absatz der Mineralbestandtheile aus dem zu einem relativen Stillstande gebrachten Wasser im höchsten Grade begünstigt. Dazu kommt noch das Zuströmen wilden Wassers, welches das Conglomerat von der Oberfläche her aufgenommen hat und welches eine Herabminderung der Temperatur und dadurch vielleicht eine leichtere Fällung des schwerlöslichen Baryumsulfates veranlasst.

Aber nicht nur in den Quellschächten selbst, sondern auch sonst sind allenthalben die Porphyrstücke des Conglomerates, wo dasselbe heute trocken zu Tage liegt, durch Hornstein verkittet, welcher ziemlich reichlich Baryt enthält. Man kann das an fast allen Porphyrkuppen beobachten, wo sie von Pläner überlagert werden.

An der Strasse von Teplitz gegen Settetz kann man gleich bei den letzten Häusern der Stadt, rechts vor dem Meierhof, im Porphyrconglomerate die Barytkrystalle sammeln. In den Steinbrüchen beim Meierhofe kann man recht gut die Eigentümlichkeiten des Hornsteinvorkommens beobachten. Hier wird die unregelmässig wellige Oberfläche des rothen Porphyrs von einer wenige Meter mächtigen Decke von Plänerkalk überlagert, an deren Basis stellenweise ein Band des Conglomerates eingeschaltet ist. Der Porphyry ist von sehr zahlreichen, geradlinigen Klüften durchsetzt, an denen das Gestein in schmalen hellen Rändern durch Kaolinisirung gebleicht ist. Wo sich diese Klüfte nahe aneinander drängen, ist der Porphyry sehr stark zersetzt und mürbe. Das sind übrigens Erscheinungen, die auch durch Tagwässer hervorgerufen sein könnten.

Zwischen Porphyry und Pläner findet sich meistens eine dünne Lage von rothbraunem, gebändertem Hornstein, die farbigen Streifen verlaufen im Allgemeinen den Contouren der schmalen Linsen und der Unterlage parallel. Nur selten und ganz nahe der Oberfläche dringen dünne Aederchen von Hornstein auch in den Porphyry ein. In den tieferen Porphyrypartien ist nirgends Hornstein zu sehen.

Sehr schön aufgeschlossen ist das Hornsteinconglomerat in einer Kuppe südwestlich von Settetz, dem sogenannten Settetzener Hübel, wo ein grosser Steinbruch angelegt ist. Die in Hornstein verwandelten cenomanen Versteinerungen sind von hier und von anderen Punkten seit Langem bekannt. Auch an dieser Stelle kann man beobachten, dass der Hornstein hie und da in dünnen Aederchen bis auf 2 Meter Tiefe vertical oder horinzontal wellige Klüfte im Porphyry ausfüllt und in den tieferen Partien nicht mehr vorhanden ist. Der

¹⁾ Becke. Barytkrystalle in den Quellbildungen der Teplitzer Thermen. Tschermak's Min. Mitthg. V. 1882, pag. 82.

Baryt ist häufig in den kleinen Hohlräumen des Conglomerats zu finden. In den zahlreichen Steinbrüchen bei Janegg und bei Ullersdorf lassen sich weiterhin ganz ähnliche Beobachtungen machen; und ebenso sind auch östlich von Teplitz die Conglomerate über dem Porphyry auf der Stefanshöhe und am Sandberge, begleitet von Baryt, ganz durchtränkt von Hornstein und die Fossilien in Hornstein verwandelt.

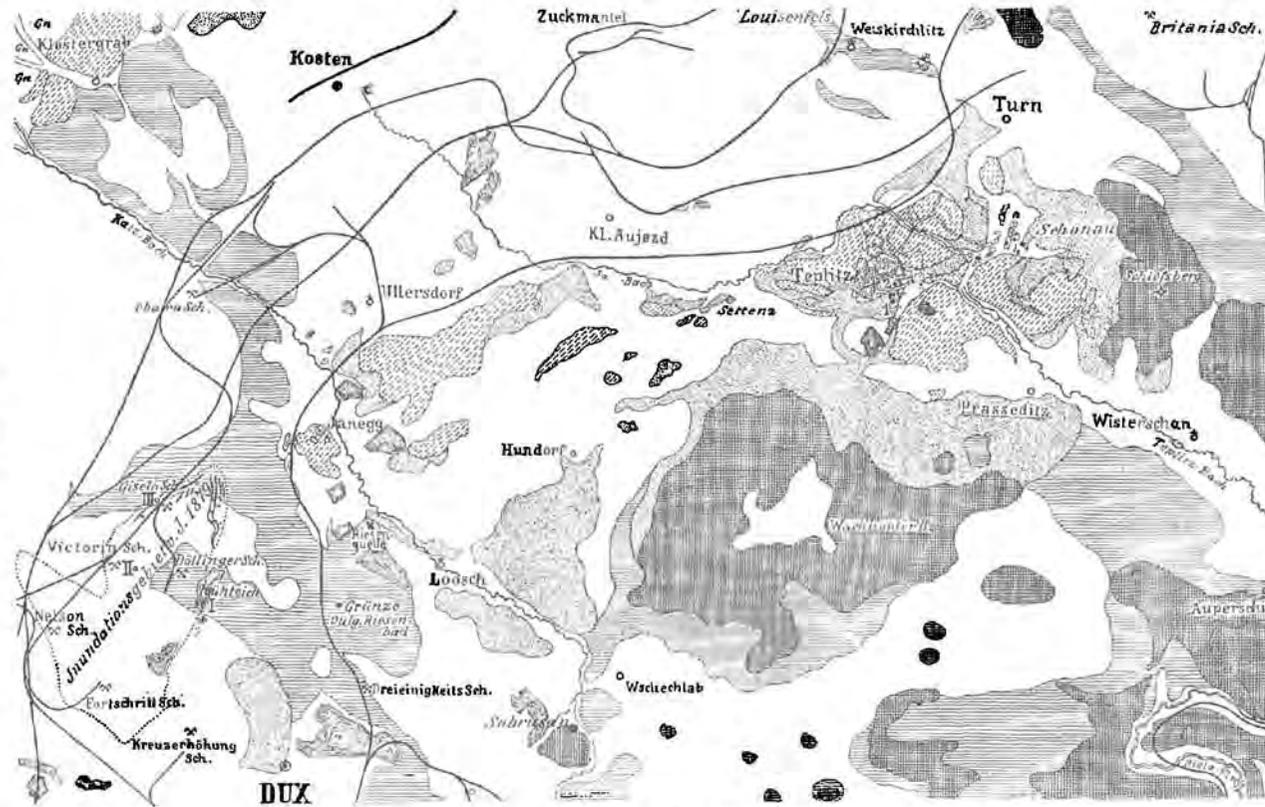
Diese Vorkommnisse lehren, dass zur Zeit, als die Kuppen von Teplitz noch mit jüngeren Ablagerungen bedeckt waren, die Thermalwässer in die Kreideschichten, die Conglomerate und den Pläner eingedrungen sind, ebenso wie das heute der Fall ist in den Quellen von Schönau, und man kann annehmen, dass auch heute die Kreideschichten, wo sie unter der tertiären Decke begraben sind, das Thermalwasser aus verschiedenen Klüften aufnehmen. Der Umstand, dass der Porphyry selbst meist frei von Hornsteingängen ist, weist darauf hin, dass sich das Wasser im Pläner und im Conglomerate horizontal weiter bewegen konnte, und nicht am Aufschlusspunkte selbst emporgedrungen sein musste. Diese Annahmen werden im Folgenden bei der Betrachtung der Wassercirculation im Porphyry eine Bestätigung finden.

Unweit des später noch näher zu besprechenden Quellschachtes der seit 1878 versiegten Riesenquelle zwischen Loosch und Janegg und nordöstlich von Loosch befanden sich zur Zeit, als Wolf die Grabenkarte verfertigte (1879/80) und zum Theil auch noch, als Stur die Gegend (1888) besuchte, rundliche, trichterförmige Einsenkungen in dem den Plänerkalk überdeckenden Oberflächenlehm; eine Erscheinung, welche an die viel grossartigeren Dolinenbildungen der Karstgebiete erinnert. Wolf hat sie auf seiner Karte mit I—IV bezeichnet; III soll nach Stur nur eine künstlich hergestellte Grube sein. Ein fünfter Trichter soll früher eine ausgiebige Quelle geliefert haben, welche im Herbst 1878, also fast zugleich mit der Riesenquelle, verschwunden sein soll.

Jedenfalls deuten diese Einsenkungen auf eine frühere Wassercirculation unter der Plänerdecke; und namentlich durch die in der Nähe befindliche ehemalige Riesenquelle wird die Vermuthung nahegelegt, dass auch hier sich im Pläner eine Bewegung von Thermalwasser vollzog; denn dem Thermalwasser muss in Folge seines Kohlensäuregehaltes¹⁾ und seiner höheren Temperatur, eine bedeutend höhere Lösungskraft zugeschrieben werden, als dem gewöhnlichen Grundwasser. Der Kohlensäuregehalt ist nach der Bestimmung von Dr. Wrany zwar bedeutend geringer als Stur angenommen hatte; bekanntlich ist es aber auch der geringe Kohlensäuregehalt der Flusswässer allein, welcher bei langer Zeitdauer die grossartigen Karsterscheinungen hervorruft. Wären die Trichter der Thätigkeit der Grundwässer allein zuzuschreiben, so hätten diese an anderen Punkten im Pläner ebensolche Trichter hervorbringen müssen. Das ist jedoch nirgends der Fall.

¹⁾ D. Stur, l. c. Bemerkungen über die Riesenquelle, pag. 485. — H. Höfer. Gutachten über die Hintanhaltung von Thermalkatastrophen in Teplitz—Schönau. Dux 1893, pag. 35.

Fig. 3.



-  Alluvium.
-  Phonolit und Basalt.
-  Thone und Sande der Braunkohlenformation.
-  Pläner.
-  Teplitzer Quarzporphyr.
- 
- 1. Urquelle.
- 2. Gartenquellen.
- 3. Schönauerquellen.
- 4. Hügelquelle.
- I. Döllinger- }
 II. Victorin- }
 III. Gisela- }
 Eb-
 br-
 stein-
 stein-

Massstab: 1:56.000.

4. Die Quellen von Teplitz und Schönau.

Seit Langem hat man schon die Quellen im Stadtgebiete von Teplitz—Schönau in zwei Gruppen unterschieden, in die westliche, die Teplitzer und die östliche, die Schönauer Thermen. Sie sind in zwei gesonderten Partien der engen Thäler vertheilt, welche zwischen den Porphyrkuppen des Judenberges und Mont de Ligne, ferner der Königshöhe und dem Stefansberge cingeschnitten sind. In das Stadtgebiet von Schönau tritt von Norden her ein wenig mächtiger, horizontal gelagerter Streifen von kalkig-thonigem Pläner; er wendet sich in der Einsenkung der verlängerten Elisabethstrasse gegen SW, zieht sich etwas verschmälernd über den Mont de Ligne, und breitet sich unter dem inneren Stadttheile von Teplitz aus; weiter gegen Westen und Süden gewinnt dann der kalkige Pläner grosse Ausdehnung, nur wenige emporrageude Porphyrkuppen freilassend.

Gegenüber der Königshöhe bleibt eine kleine Felspartie des sanften Gehänges frei vom Pläner, und hier befinden sich die bedeutendsten Quellen der Teplitzer Gruppe. Von diesen sind wieder die wichtigsten die Stadtbadquellen, nämlich die Ur- oder Männerquelle und die Frauenquelle. Die erstere lieferte vor der Katastrophe 1879 in der Minute 0·52 Cubikmeter Wasser, mit einer Temperatur von 39·2° R. und die zweite 0·28 Cubikmeter von 38·4° R. Wärme. In der unmittelbaren Nähe liegen die ebenfalls bedeutenden Fürstenbadquellen, nämlich die Sandbadquelle und die Frauenbadquelle (35° R.), und etwas weiter nördlich die kühleren (22·4° R.) Gartenquellen (Augenquelle und Trinkquelle); diese Quellen waren ohne Zweifel mit dem Grundwasser des kalkigen Pläner gemengt, welchen sie zu durchdringen hatten.

Weniger bedeutend, sowohl was die Wassermenge, als auch was die Temperatur betrifft, sind die Quellen von Schönau. Sie entspringen vor der Abteufung (1880—1882) einer wenig mächtigen Plänerdecke über dem Porphyr. Sie zerfallen in eine Gruppe von nahe beieinander liegenden kleineren Quellen mit Temperaturen von 25—30° R. Unter ihnen seien erwähnt: die Steinbadquellen, das Militärsandbad, die Stefansquellen, die Schlangenbadquellen und die Neubadquellen¹⁾.

Die Teplitzer—Schönauer Wasser sind sehr arm an gelösten Bestandtheilen und gehören zu den sogenannten indifferenten Thermen.

Man hat in früherer Zeit öfters den Versuch gemacht, aus der Vertheilung der Quellen ein System von Spalten im Porphyr zu construiren, dem sie entströmen sollen. Die Gruppen der Schönauer Quellen liegen nämlich in einer nahezu geradlinigen Zone — sie folgen eine Strecke weit der Richtung des Saubachthales — und die Zone trifft in ihrer Verlängerung beiläufig auf die Hauptquellen von Teplitz. Die Annahme einer Hauptspalte ist einerseits schon durch die bei der Abteufung der Quellenschächte gemachten Erfahrungen

¹⁾ Nach Wrany war im Jahre 1863 die Gesamttergiebigkeit der Teplitzer Quellen 909 Liter per Minute und der Schönauer Quellen 737 Liter per Minute. Höfer, Gutachten, pag. 83.

überholt. Ferner ist noch zu betonen, dass auch sonst an verschiedenen Punkten unter der Plänerdecke ohne Zweifel Thermalwasser emporsteigt, wie einerseits die beiden Quellen im Curgarten beweisen, dann noch verschiedene schwache Thermen, welche in einzelnen Häusern seiner Zeit hervorbrachen, wie z. B. im Hôtel de Ligne am Schlossplatze und im Hause „zur weissen Rose“ in der grünen Ringstrasse, dadurch sah sich bereits Reuss genöthigt, den Hauptspalten noch mehrere sich in rechten Winkeln kreuzende Nebenspalten anzugliedern; ferner hat schon Wolf die Beobachtung gemacht, dass manche Brunnen in Teplitz bei starkem Schöpfen ihre Temperatur um 5—6° R. erhöhen, und dass das Wasser der Brunnen im Porphyr meist um 1° R. wärmer ist, als das der Brunnen im Pläner. Diese und noch eine Reihe von weiteren Umständen, — wie z. B. das gleichzeitige Versiegen aller Brunnen in Teplitz nach dem Wassereinbruche 1879, und die Erbohrung einer artesischen Therme in Wisterschan SO von Teplitz — beweisen, dass das Thermalwasser nicht an gewisse Hauptspalten gebunden ist, sondern den Porphyr auf seinen zahlreichen Klüften durchdringt. Für das Hervortreten des Wassers an den bestimmten Stellen ist gewiss das Vorhandensein von Klüften im Porphyr massgebend, nur lassen sich dieselben einerseits nicht in ein bestimmtes System bringen, andererseits ist ohne Zweifel auch die Oberflächenconfiguration für die Vertheilung der Thermen von grosser Bedeutung. Das Wasser sucht vor Allem die tiefsten Punkte der Oberfläche auf, deswegen treten auch die Schönauer Thermen im Thale des Saubaches zu Tage. Ausserdem bietet aber die Bedeckung mit jüngeren Schichten (Pläner, Alluvialschotter) häufig dem Wasser ein Hinderniss, und ebenso wie in Wisterschan könnten noch durch geeignete Bohrung an anderen entsprechend tiefliegenden Punkten neue Quellen erschlossen werden. Freilich wäre damit auch die grosse Gefahr einer möglichen Beeinflussung der alten Quellen verbunden.

SW von Teplitz, circa 6 Kilometer entfernt, liegt nahe der Strasse nach Dux, zwischen Loosch und Janegg der jetzt versiegte Schacht der ehemaligen Riesenquelle; es war dies eine sehr wasserreiche Therme von einer nach den alten Angaben schwankenden Temperatur von 11—27° R., welche noch vor dem ersten Wassereinbruche im Jahre 1878 wahrscheinlich in Folge der Wasserhebungen in den benachbarten Gruben verschwunden ist. Stur hat in seiner Abhandlung über die Katastrophe 1888 die Daten, welche er hauptsächlich Herrn Ingenieur Tobitsch in Dux verdankte, über die ehemalige Riesenquelle zusammengestellt und Beobachtungen aus dem Quellschachte bekannt gemacht. Die Wassermenge soll 27—42 Liter per Secunde betragen haben. Schon 1874, oder nach anderen Angaben schon seit 1872, soll eine Abnahme des Wassers bemerkbar gewesen sein, welche stetig zunahm, bis die Quelle Ende Juni 1878 vollkommen versiegte. Damals ahnte man noch nicht den Zusammenhang dieser Erscheinung mit den Bergbauten; noch weniger vermuthete man, dass diese Quelle mit den so weit entfernten Thermen von Teplitz in hydrostatischer Beziehung stehen könnte.

Bei der Schachtabteufung im Jahre 1881 fand man zuerst unter der Rasensohle 3 m Schotter und Gerölle, dann stand auf der einen

Seite der Plänerkalk an, und nach weiteren 3 Metern bewegte sich der ganze Schacht im Pläner; hier war die Quelle einer kreisrunden Röhre im Pläner gefolgt, welche an den Wänden von Hornsteinpläner mit einem Anfluge von Baryt überzogen war. In 15·8 *m* Tiefe traf man auf den Porphyry, und fand in diesem eine 103^b streichende, 0·75 *m* breite Spalte. Nach Stur ist auch zwischen dem Pläner und dem Porphyry das hornstein- und barytführende Conglomerat vorhanden. Dieser Autor hat auch bereits sehr richtig bemerkt, dass der Röhre im Pläner ohne Zweifel das Thermalwasser selbst ihre jetzige Form gegeben hat. Das unter Druck aus der Porphyryspalte emporgedrückte Thermalwasser mochte durch die verhältnissmässig wenig mächtige Plänerdecke anfangs an feinen Spalten nach oben hindurch filtrirt und sich erst nach und nach durch seine Lösungskraft, die mit seinem grossen Kohlensäuregehalt zusammenhängt, die Röhre ausgeweitet haben.

III. Die Geschichte der Thermen von Teplitz.

Bei der Nachteufung des Urquellenschachtes im Jahre 1879 wurden ausser verschiedenartigen Zierrathen von Bronze und Eisen auch keltische und römische Münzen, letztere aus der Zeit Hadrians, aufgefunden, welche von den Römern als Dankopfer für die Quellennympe in die Kluft gestreut worden sein mochten. Diese Funde beweisen, dass die Quellen schon lange vor der sagenhaften Auffindung im Jahre 762 bekannt und benützt worden sind ¹⁾. Durch Jahrtausende dürfte die Quelle ununterbrochen und gleichmässig an derselben Stelle geflossen sein, mit Ausnahme einer kleinen Unterbrechung von fünf Minuten zur Zeit des grossen Erdbebens von Lissabon (1. November 1755), eine Erscheinung, auf welche ich noch in einem späteren Aufsätze zu sprechen kommen werde.

Zu Beginn der Siebzigerjahre, als sich auf allen Gebieten eine regere Unternehmungslust bemerkbar machte, begann auch ein lebhafteres Treiben in den die Teplitzer Porphyryhügel umlagernden Braunkohlengebieten. Ueberall trachtete man Freischürfe zu erwerben. Wohl beeilte man sich, für die Thermen einen Schutzzkreis zu erwerben, aber niemand dachte daran, dass eine Beeinflussung derselben durch die Gruben auf eine so grosse Entfernung möglich wäre, wie es die wiederholten Wassereinbrüche später dargethan haben.

Von Südwesten her waren die Grubenfelder des Döllinger-, Gisela-, Victorin- und Fortschrittschachtes, alle in der Gegend zwischen Osseg und Dux gelegen, am nächsten an die Porphyryhügel von Janneg und an das Gebiet der Riesenquelle herangerückt.

¹⁾ Dr. H. Hallwich. Teplitz, eine deutsch-böhmische Stadtgeschichte. Leipzig, 1886, pag. 4. — A. A. Naaff. Die Dux—Teplitzer Gruben- und Quellen-Katastrophe vom Jahre 1879, pag. 50.

Ganz überraschend war im Februar 1879 der plötzlich e Einbruch im Döllinger-Grubenfelde erfolgt, welcher umso mehr Bestürzung hervorrief, als er von einem Versiegen der Teplitzer Quellen begleitet war. Damals stand man einem ganz neuen und überraschenden Phänomen gegenüber; und es schien durchaus zweifelhaft, ob es gelingen werde, sowohl die kostbaren Quellen, als auch die nach Millionen zu bewerthenden Kohlenschätze der ersäufeten Gruben wieder zu retten. Dem rastlosen Eifer der tüchtigen Ingenieure ist dies gelungen, und man konnte im Hinblick auf den früheren Erfolg die Sanirung der später erfolgten Einbrüche im Victorinschachte (1888 und 1892) mit grösserer Zuversicht und Beruhigung in Angriff nehmen. Heute, nachdem man die Beziehungen der Grubenwässer und der Quellen so genau kennen gelernt hat, kann kaum mehr von einer ernstlichen Bedrohung der Thermen durch Bergwerke gesprochen werden.

Man hat jetzt einen Einblick gewonnen in die Bewegung von aufsteigendem Thermalwasser und absinkendem Grundwasser in einem grösseren Gebiete und ihre Wechselbeziehungen, von dem wohl kaum irgendwo auf der Erde sich ein ähnliches Beispiel wird finden lassen. Nicht nur vom montanistischen und speciell hydrologischen, sondern auch vom allgemein geologischen Standpunkte sind diese Verhältnisse höchst lehrreich. Bevor aber die Erscheinungen in ihrer jetzigen Gestalt nach, wie wir sie gegenwärtig überblicken können, beschrieben werden, ist es nothwendig, die einzelnen stattgehabten Katastrophen in ihrer historischen Reihenfolge zu besprechen.

1. Der Wassereinbruch im Döllingerschachte am 10. Februar 1879.

Der Schachtkranz des Döllingerschachtes lag in 234 *m* S. H., die Tiefe der Schachtsohle betrug 54·45 *m*, die der Sumpsohle 58·89 *m*. Am 10. Februar 1879 zwischen 1 und 2 Uhr Nachmittag wurde in einem von der nordsüdlichen Grundstrecke nach Ost abzweigenden Seitenschlage in 156·45 *m* S. H. ¹⁾ das Wasser angefahren, welches nach Aussage der Arbeiter als armstarker Strahl aus der oberen Ortsbrust hervorbrach. In 5—10 Minuten waren alle offenen Räume der Döllingergrube im dritten, im zweiten und zum Theil auch im ersten Horizont (54·45 *m* Teufe) mit einem Fassungsraume von 20.000 Cubikmetern angefüllt. In Folge des ausserordentlich raschen Eindringens des Wassers konnte nicht die ganze Befahrung gerettet werden und 21 Arbeiter mussten in den überschwemmten Gruben umkommen. Nach Höfer's ²⁾ Berechnung entspricht der angenommenen Druckhöhe von 64 *m* — die Berechtigung dieser Annahme ergibt sich aus der später erreichten Inundationshöhe der

¹⁾ Nach späterer Messung. Wolf, Wochenschr. d. Ing.- u. Arch.-Verein. 1879, gibt 152 *m* an.

²⁾ Höfer, Gutachten 1893, pag. 47. Ein Verzeichniss der reichen älteren Literatur über diesen Einbruch befindet sich bei Stur, Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 419 ff.

Schachtwässer bis zu 202·36 *m* S. H. — eine Ausflussgeschwindigkeit aus dem Querschlage von 30 *m* per Secunde. Nimmt man die ganze Breite des Querschlages als Durchflussöffnung an, so würde schon eine Geschwindigkeit von 9·25 *m* per Secunde genügen, um die Grubenräume in 10 Minuten, und eine Geschwindigkeit von 18·5 *m*, um sie in 5 Minuten auszufüllen. Die Angabe, dass sich die Räume in 5—10 Minuten gefüllt hätten, erscheint also nach Höfer's Berechnung durchaus nicht als ganz unwahrscheinlich.

Die südlich anschliessenden Grubenfelder, „Fortschritt“ und „Nelson“, standen in Verbindung mit der Döllingergrube und wurden, da ihre Sohlen noch bedeutend tiefer liegen (136·16 u. 84·88 *m* S. H.) sehr rasch vom Döllinger aus überschwemmt; auch dort sind zwei Menschen todt geblieben.

In der mehr westlichen Victoringrube, welche mit den angeführten in keiner directen Verbindung stand, kamen die Wässer erst etwas später hervor; erst am 11. Februar konnte man sie spärlich durchsickernd wahrnehmen; später traten sie reichlicher auf, sie waren aber bis zum 15. Februar nur 8 *m* über der Füllortsohle (150·68 *m*) gestiegen. In den ersten 24 Stunden, als die Victorin- und die nördliche Giselagrube noch trocken waren, hatte das Wasser schon in der Fortschritt- und Nelsongrube 147 und 130 *m* S. H. erreicht. Am 12. Februar, 2 Uhr Nachmittags hatten sich die Unterschiede in den Schächten bereits bei 167 *m* S. H. ausgeglichen. Ihr späteres, noch höheres Ansteigen wird weiter unten noch zur Sprache kommen.

Das in die Gruben gedrungene Wasser soll unmittelbar beim Einbruche nach den Angaben der Arbeiter milchig-weiss und kalt gewesen sein. Am 13. Februar wurden jedoch 15° und am 17. bereits 18° R. (nach Wolf) gemessen. In den späteren Tagen sank wieder die Temperatur in Folge der zusitzenden Grubenwässer.

Nach erfolgtem Einbruche richtete der Stadtverordnete, Herr Oberingenieur A. Siegmund, sofort sein Augenmerk auf die Thermen von Teplitz; er konnte aber am 12. Februar und auch in der Nacht vom 12. auf den 13. noch keine Veränderungen an denselben bemerken. Damals floss die Urquelle noch mit dem unverändert starken Wasserstrahle aus den „Löwenköpfen“ (in 203·15 *m* S. H.) im Stadtbade. Gegen Morgen des 13. Februar wurde ein sehr rasches Abnehmen der Wassermenge bemerkt, und am 13. Februar um 6 Uhr Früh — 64 Stunden nach dem Einbruche — floss kein Wasser mehr aus den „Löwenköpfen“. Die Quellenkammer wurde geöffnet und nun konnte man in den folgenden Tagen ein langsames und stetig zunehmendes Sinken des Wassers in der Quellfassung beobachten. Zu gleicher Zeit sank die Temperatur ganz allmählig von 38° auf 32° R. Am 14. Februar, 7 Uhr Früh, verschwand das Wasser der Urquelle ganz aus dem Raume der alten Quellfassung mit einem Wasserstande von 1·755 *m* unter der ursprünglichen Ausflussöffnung (203·15 *m* S. H.). Schon vorher, am 13. Februar, 10 Uhr 30 M. Abends, war die fürstlich Clary'sche Frauenquelle versiegt; zur selben Zeit wie die Urquelle war auch die fürstlich Clary'sche Sandquelle verschwunden. In der Augenquelle im Schlossgarten hörte der

Wasserzufluss erst am 14. Februar, 8 Uhr Abends vollkommen auf. Die Schönauer Quellen flossen ohne Veränderung weiter.

Für die eiligst herbeigerufenen Sachverständigen, Bergrath H. Wolf und Prof. G. C. Laube, konnte kein Zweifel bestehen über den Zusammenhang der beiden Ereignisse, dem Wassereinbruche im Döllingerschachte und dem Versiegen der Teplitzter Quellen. Die Wasser des Tertiärgebietes über den Gruben und insbesondere der Kühleich, welcher unmittelbar über der Einbruchstelle liegt, zeigten gar keine Veränderung. Dagegen war eine grosse Anzahl der Hausbrunnen in Teplitz im starken Sinken begriffen. In der Zeit vom 13. Februar bis 30. Mai sind 45 Hausbrunnen in den verschiedensten Strassen versiegt¹⁾.

Die Sachverständigen, zu denen sich am 19. Februar noch der Director der geol. Reichsanstalt Hofrath F. v. Hauer und Professor E. Suess aus Wien gesellten, hatten ihre Ansichten im Wesentlichen bald dahin geeinigt, dass die Quellen nicht unter die Seehöhe des Wasserstandes in den Gruben gesunken sein konnten. Die Höhendifferenz zwischen dem ursprünglichen Ausflusse der Urquelle und dem damaligen Wasserstande in den überschwemmten Gruben betrug nach damaliger Annahme 22 *m* (eigentlich nur 18 *m*), und man konnte hoffen, durch eine Vertiefung des Quellenschachtes um etwa 20 *m* das Thermalwasser wieder anzutreffen. Die Abteufung der Urquelle wurde am 22. Februar in Angriff genommen. Schon am 24. Februar machten sich warme Dampfauströmungen in der leeren Quellenspalte bemerkbar. Mit zunehmender Tiefe nahm auch die Temperatur in der Hauptquellenspalte zu; bis am 3. März um 7 Uhr Morgens das Wasser in der Spalte wieder angetroffen wurde. Das Wasser stand in der Spalte 13·25 *m* unter dem Strassenhorizonte (= 205 *m*) in 192·7 *m* S. H. mit einer Temperatur von 37·2° R. In der Döllingergrube befand sich der Wasserspiegel zur selben Zeit in 186 *m* S. H.; das Wasser der Urquelle stand also um 6·5 *m* höher als dieses. Der Auftrieb blieb zwar für die Quellen gegenüber den Grubenwässern immer positiv, aber sehr schwankend in seinem Betrage; hievon wird im Schlusscapitel noch die Rede sein. Noch vor Beginn der Badesaison wurde der Schacht bis auf 14·75 *m* Teufe (190·25 *m* S. H.) gebracht. Auf Veranlassung der Sachverständigen Wolf und Laube wurde bereits am 22. Februar ein provisorisches Verbot der Sumpfung über die Gruben verhängt, damit der Wasserspiegel der Thermen nicht noch tiefer hinabgedrückt werde, später wurde dies Verbot mit Gültigkeit bis zum 15. September 1879 von Seite der Berghauptmannschaft in Prag bestätigt, und somit schien der Wasserbedarf der Stadt Teplitz für die Saison 1879 gesichert.

Nun begannen begreiflicher Weise auch die Bergwerksbesitzer nach einer Rettung der Gruben zu streben, die sich in stets zunehmender Ueberschwemmung befanden. Nachdem der Zusammenhang der Wasserstände in den Gruben und in den Quellen ausser Zweifel stand, handelte es sich in erster Linie um die Frage, wie eine Auspumpung der Grubenwässer und „eine Abschliessung der Ein-

¹⁾ Naaff, l. c. pag. 108.

bruchstelle bewerkstelligt werden könne, ohne den Bezug des Thermalwassers in Teplitz zu stören und anderseits, wie der Bezug des Thermalwassers zu bewerkstelligen sei, ohne die Abschlussarbeiten, wenn sie bei abgezapften Bauen stattfinden müssen (was jedoch nicht unter allen Umständen erforderlich ist), zu behindern?“ Es konnte kein Zweifel darüber bestehen, dass eine Wasserhebung in den ersäufte Gruben sofort den Spiegel der Urquelle zum Sinken bringen und aus dem bisher abgeteufte Schacht herausziehen würde.

Das Ergebniss reichlicher Ueberlegung war der Beschluss, im September, nach vollendeter Cursaison, die Gruben zu stümpfen und die Einbruchstelle zu verdämmen; zur selben Zeit aber den Urquellenschacht, während das Wasser zugleich mit dem Niveau der geschöpften Grubenwasser hinabsinkt, bis unter das Niveau der Einbruchstelle (156·45 *m* S. H.) d. i. auf 60 *m* Teufe zu bringen und dadurch die Quelle im Falle eines Missglückens der Verdämmung vorläufig vom Bergbau unabhängig zu machen.

Die Zeit bis zum 15. September wurde von den Werksbesitzern dazu benützt, alles vorzubereiten, um an diesem Tage das grosse Werk der Sumpfung mit aller Energie in Angriff nehmen zu können. Die Bewältigung der colossalen Wassermengen nahm — in Folge von Unterbrechungen durch mannigfache Zwischenfälle — einen Zeitraum von mehr als zwei Jahren in Anspruch¹⁾. Zahlreiche unvorhergesehene Schwierigkeiten stellten sich der grossen Arbeit entgegen; so war z. B. die Ableitung der gehobenen Wassermengen durchaus nicht leicht durchzuführen, und die Beschaffung von Trinkwasser für die Colonien der Duxer Kohlenwerke war gestört, indem natürlich Niemand das Wasser aus den Gruben trinken wollte, in welchem sich noch die Leichen der Verunglückten befanden.

Trotzdem schritt die Auspumpung Anfangs mit gutem Erfolge vorwärts. Das Wasser war bis zum 15. September in den Gruben bis auf 202·3 *m* S. H., also bis nahe an die Höhe des ursprünglichen Ausflusses der Urquelle gestiegen (s. das Graphicon bei Stur, l. c. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1888, Taf. V). Bis 30. Juni 1880 war der Wasserstand um 36 *m* (bis 166·16 *m* S. H.) gesenkt worden. Der Wasserspiegel sank an den einzelnen Tagen sehr ungleich, einerseits war das eine Folge von Unregelmässigkeiten der Arbeit an den einzelnen Schächten, Unterbrechungen in Folge von Reparaturen u. s. w. und anderseits eine Folge der complicirten Form der mannigfach verzweigten Grubenräume. So scheint es auch bei Betrachtung der citirten graphischen Darstellung, wie wenn die Sumpfung zu Anfang rascher vor sich gegangen wäre als später, während jedoch der Wasserspiegel nur deshalb zu Anfang rascher sank, weil die Wassermenge hauptsächlich auf den Fassungsraum der Schächte beschränkt war und später mehr der Fassungsraum der horizontalen Strecken zur Geltung kam. Ausserdem war auch, wie Zechner bemerkt, der

¹⁾ F. Zechner. Die Entwässerungsarbeiten auf den inundirten Dux—Osseger Kohlenwerken und die Arbeiten zur Sicherung der Teplitzer Thermen. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, XXIX. Jahrg., 1881.

zu überwindende hydrostatische Druck, welcher sich in der Differenz der Wasserstände der Thermen und der Gruben ausdrückt, in der Tiefe immer grösser, in Folge dessen konnte während des Sumpfens verhältnissmässig mehr Thermalwasser durch die Einbruchstelle zufließen.

Da sich am 20. Juni 1880, zur Zeit des höchsten Ganges der Saison in Teplitz, Wassermangel in dem schon tief gesenkten Quellschachte (29·68 *m*) fühlbar machte, wurde von der politischen Behörde zunächst eine Beschränkung des Pumpbetriebes und später am 2. Juli eine vollständige Einstellung der Sumpfung veranlasst. Am 15. August wurde die beschränkte Wasserhebung wieder gestattet, mit der Bedingung, dass die Quellenspiegel in Teplitz nicht zu sehr gesenkt werden dürften, und erst am 15. September konnte wieder die Bewältigungsarbeit in ihrem vollen Umfange aufgenommen werden. Während dieser Zeit waren die Grubenwässer wieder von 165·77 *m* S. H. auf 174·37 *m* S. H., d. i. um 8·6 *m*, gestiegen. Bis 1. Jänner 1881 war es gelungen, das Niveau wieder auf den alten Stand (165·94 *m* S. H.) herabzudrücken. Die ganze Zeit, von der Einstellung am 20. Juni 1880 bis 1. Jänner 1881, kann demnach als verlorene betrachtet werden.

Von hier an leisteten aber die Wassermengen ihrer Senkung stärkeren Widerstand und es gelang in der nächstfolgenden Zeit nicht, sie wesentlich herabzudrücken. Zudem hatte sich noch die Nothwendigkeit der Abteufung eines weiteren Schachtes in der Nähe der Einbruchstelle herausgestellt. Das 14 *m* mächtige Flötz ist nämlich in der Nähe der Einbruchstelle um 5·5 *m* an einer Flexur in die Tiefe gesenkt. Wie gewöhnlich, hat man es auch hier vorgezogen, das Flötz in einer Liegendstrecke anzufahren, um den Abbau mit einem Hiebe bewerkstelligen zu können; diese Liegendstrecke, d. i. der dritte Horizont der Döllingergrube, ist nur mit dem zweiten und ersten Horizonte derselben Strecke in Verbindung gewesen; so dass die an der Einbruchstelle einflussenden Wassermengen, welche auf durchschnittlich 11·7 Cubikmeter berechnet waren, zu den höheren Horizonten des Döllinger aufsteigen mussten, bevor sie zu den tiefer liegenden Gruben abfließen konnten. Man musste also, um zur Einbruchstelle gelangen zu können, die genannte Wassermenge mit entsprechend starken Maschinen in deren Nähe zu gewältigen trachten. Der Schacht wurde 120 *m* westlich von der Einbruchstelle auf die Strecke des dritten Horizontes gerichtet, um für allfällige mehrfache Verdämmungen Raum zu gewinnen. Er wurde mit dem Namen Döllinger-Hilfsbauschacht belegt. Am 27. August 1880 war mit der Abteufung dieses Schachtes begonnen worden. Nach mehreren kleineren Zwischenfällen konnten die Maschinen am 9. März 1881 eingreifen; ihre Thätigkeit erlitt aber bald wieder eine Unterbrechung in Folge eines Hochwassers, das wegen starken Schneefalles und Thauwetters über Dux und Umgebung hereingebrochen war. Man befürchtete ein gefährdendes Ansteigen des Wassers im Barbarateiche bei Dux, in den die gehobenen Grubenwässer abgeleitet wurden. Glücklicherweise dauerte die Unterbrechung nicht lange; am 15. März waren die Maschinen am Döllinger Hilfsbau wieder in voller Thätigkeit und

Anfangs Juni 1881 war die Einbruchsstelle bloßgelegt. Es wurde daselbst ein Wasserzuzfluss von 12 Cubikmeter per Minute beobachtet.

Im Jänner 1882 wurden trotz des Protestes der Grubenbesitzer die Verdämmungsarbeiten vom Ingenieur Siegmund in Angriff genommen und bereits am 20. Mai konnten die Ventile geschlossen werden. Damals stand das Wasser im Urquellschachte 10·43 *m* über der Einbruchsstelle und in der Folgezeit stieg es sehr rasch empor, wie die von Stur wiedergegebene graphische Darstellung zeigt.

Zu gleicher Zeit mit der Stümpfung der Gruben wurde die Abteufung des Urquellschachtes durchgeführt, welchen man bis unter das Niveau der Einbruchsstelle bringen und dadurch die Therme von dem Resultate der Verdämmungsarbeit unabhängig machen wollte. Am 29. December 1879 wurde die Teufung begonnen und bis 20. Juni 1880 um 29·68 *m* (auf 175·5 *m* S. H.) niedergebracht; dann wurde wegen Wassermangels zur Cursaison die Teufung unterbrochen, zur selben Zeit, als das zeitweilige Auspumpungsverbot für die Gruben erlassen wurde. Nach einer neuerlichen Teufung bis auf 160·9 *m* S. H., welche nach Schluss der Saison bis zum 24. Jänner 1881 durchgeführt worden war, ging man daran, den Schacht auszumauern; diese Arbeit wurde am 24. Februar beendet, und während dieser Zeit war das Thermalwasser auf 13 *m* über der Schachtsohle gestiegen, eine Höhe, welche einem Auftriebe von 8 *m* gegenüber dem Stande der Grubenwässer entsprach.

Das Streichen der Spalte, aus welcher das warme Wasser emporstieg, war seiner Zeit an der alten Quellfassung unterhalb der Löwenköpfe von verschiedenen Beobachtern mit 6^h 11° (Zechner), 6^h 14° (Wolf) und 7^h (Laupe) mit einem steilen Einfallen von 82—85° gegen Süd gemessen worden. Die Abteufung wurde wegen des südlichen Einfallens derart bewerkstelligt, dass die Spalte zu Anfang in den nördlichen Schachtstoss fiel. Mit zunehmender Tiefe rückte sie immer mehr gegen die Mitte des Schachtes und schloss sich in einer S. H. von 179 *m* mit 8½° steilem Südfallen an den südlichen Schachtstoss; in noch grösserer Tiefe trat sie nun vollkommen aus dem senkrechten Schachte und musste deshalb in südwärts gerichteten Querschlägen angefahren werden¹⁾. Solche Querschläge wurden in den Höhen von 175·0 *m*, 165·0 *m*, 160·6 *m* und dann wenige Meter über der Schachtsohle in 153·52 *m* S. H. durchgeführt und dadurch Schritt für Schritt die Abweichungen der Thermalspalte im Streichen und Fallen verfolgt. Die complicirten Verhältnisse der Spalten hat Höfer in seinem Gutachten (S. 15 f.) eingehend auseinandergesetzt; der wesentlichste Umstand ist der, dass die Hauptspalte in einer Tiefe von 160 *m*, nachdem sie bereits aus dem Schachte herausgetreten ist, eine Wendung im Streichen nach 4^h (um 31°) vollzogen hat, so dass sie eine windschiefe Fläche bildet und im letzten Querschlag in 153 *m* S. H. bereits ganz verschwunden oder wenigstens nicht mehr

¹⁾ Bericht des Oberingenieurs Freyer. Stur. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 446.

wasserführend zu sein scheint; dagegen wurde daselbst eine weiter südwärts liegende, sehr wasserreiche Spalte mit ostwestlichem oder nordost-südwestlichem Streichen angefahren. In dem tiefsten Querschlage wurde die wasserführende Spalte am 16. Jänner 1882 angefahren und es konnten die Teufungsarbeiten als in gelungener Weise beendigt angesehen werden.

In ähnlicher Weise wie die Urquelle wurden in der Folgezeit auch an den übrigen Quellen auf verschiedene Tiefen Schächte niedergebracht. Hierbei ergaben sich manche interessante geologische Beobachtungen, welche ich jedoch hier nicht im Einzelnen beschreiben will, da Stur bereits in diesem Jahrbuche die detaillirten Berichte über diese Arbeiten veröffentlicht hat. Erwähnt sei aber z. B. der Umstand, dass der Schacht der Frauenquelle unweit der Urquelle, welcher in der Zeit von Februar bis December 1881 von 203 auf 166 *m* S. H. gebracht wurde, ganz trocken und ohne Wasserhebung abgeteuft werden konnte; das Wasser in der Frauenquelle sank nämlich zu gleicher Zeit mit der Senkung des Wasserspiegels im Urquellenschachte; ein Beweis, dass auch die Spalten der beiden nahe beieinander gelegenen Quellen in sehr naher Verbindung miteinander standen. Ganz dasselbe war bei der bedeutend kühleren (21° R.) Augenquelle im Curgarten der Fall; auch sie konnte in Folge des niederen Wasserstandes im Urquellenschachte trocken abgeteuft werden; ein Beweis, dass die Thermen von Teplitz einem gemeinschaftlichen Netze entstammen, trotzdem ein Theil derselben (Augenquelle und Frauenquelle) durch örtlich zuströmende Grundwässer abgekühlt wird. Die steil einfallende Quellspalte der Augenquelle konnte bis zum Sumpfe des Schachtes gut verfolgt werden; sie durchsetzt ohne Aenderung die circa 5 *m* mächtige Ueberlagerung des Porphyrs von hornsteinführendem Conglomerat und Plänerkalk. Man wird hier ebenso wie bei der Riesenquelle annehmen können, dass sich das aufsteigende Thermalwasser, welches sich ursprünglich durch dünne Risse im Kalke empordrängte, durch seine lösende Kraft allmähig eine Spalte ausgeweitet hat. Sowohl in der Augenquelle, wie bei der Frauenquelle wurde als Auskleidung von Klüften und Spalten Hornstein und Baryt gefunden.

Die Schönauer Thermen verschwanden zwar nach dem Döllinger Einbruche nicht, wie die Teplitzer Thermen; aber auch auf sie blieb die Katastrophe nicht ohne Einfluss; namentlich an der Therme des Steinbades zeigte sich ein geringerer Auftrieb und es lieferte die Quelle auch bei künstlicher Hebung nicht mehr die nöthige Wassermenge. Man entschloss sich deshalb, auch die Schönauer Thermen abzuteufen. Auch in der Folgezeit während der Abteufungsarbeiten konnte man die Rückwirkung der Wasserstände in den Gruben namentlich an der genannten Quelle sehr gut beobachten. So stieg z. B. zur Zeit des Pumpverbotes im Sommer 1880 die Therme von 178·44 *m* S. H., auf welches Niveau sie durch die energische Wasserhaltung in den Gruben herabgedrückt worden war bis auf 183·52 *m* S. H. — In gleicher Weise wie die Steinbadquelle bewegten sich auch die benachbarte Sandbad- und Schwefelquelle.

Es wurde schon oben bemerkt, dass die Schönauer Thermen aus einer Decke von Pläner über dem Porphyrvorkommen. Die Teufungsarbeiten haben dargethan, dass die Plänerdecke eine sehr wechselnde Mächtigkeit von 2 bis mehr als 20 m besitzt, und dass zwischen dieser und dem Porphyrvorkommen stets die wenige Meter mächtigen hornstein- und barytführenden Conglomerate eingeschaltet sind; als das wichtigste geologische Ergebniss, welches auch Stur und Höfer in erster Linie hervorgehoben haben, muss der Umstand bezeichnet werden, dass man hier in dem festen Porphyrvorkommen keine eigentliche Thermalspalte angetroffen hat, und dass sich ohne Zweifel die Hauptwassermengen in einer Seehöhe von 160—169 m in den sehr durchlässigen Zwischenschichten zwischen Porphyrvorkommen und Pläner, in den hornsteinführenden Conglomeraten bewegen. Hier dürfte sich das Thermalwasser mit dem Grundwasser mischen und dadurch die bedeutend niedrige Temperatur der Schönauer Quellen gegenüber den Teplitzer Quellen zu erklären sein. Der innige Zusammenhang dieser Quellen mit dem Grundwasser hat sich im December 1881 aufs Deutlichste geoffenbart, als mit der fortschreitenden Teufung des Steinbadschachtes, welcher damals ca. 16 m tief war, fast alle Brunnen im Schönauer Thalbecken versiegten.

Nachdem die Grube wasserfrei gemacht worden war, konnte man zur Einbruchsstelle gelangen und dieselbe besichtigen. Sie wurde zwar in den Einzelheiten von verschiedenen Autoren etwas verschieden geschildert, in den Hauptpunkten herrscht aber vollkommene Uebereinstimmung. Zunächst ist zu bemerken, dass die Einbruchsstelle vollkommen in der Kohle lag. Unweit des Querschlages, welcher zur Einbruchsstelle führte, war das Flötz an einer 7^h 12^o streichenden und 84^o NO fallenden Kluft um 5.3 m verworfen; eine grössere Verwerfung war aber nicht vorhanden. Nach den Angaben von Siegmund floss das Wasser am 11. Juni in einer Menge von 12 Cubikmeter per Minute aus einer Spalte in der Sohle der Strecke. In der Firste konnte sie in Form einer trockenen, anscheinend ausgeheilenden Kluft verfolgt werden. Im Streichen bildete sie nach Ullrich einen Winkel von 9^h zu 10^h 6^o; nach Pošepny wurde sie von einer in 11^h streichenden und 3^h fallenden Russkluft abgesehritten und an ihr verworfen. Bemerkenswerth ist jedenfalls, dass die wasserführende Spalte in den nördlichen Seitenstrecken, auf welche ihr Streichen hindeutete, nicht als offene Kluft angetroffen worden ist, sondern dass man daselbst nur eine Reihe von 7^h bis 8^h streichenden, kleineren Klüften angetroffen hat. Ob nun die Hauptspalte nach Pošepny verworfen ist und vielleicht in der oben angegebenen Verwerfung ihre Fortsetzung findet, oder ob sie sich sehr rasch zu geschlossenen Klüften verengt, in jedem Falle muss man annehmen, dass die Wassercirculation nicht auf einer ausge dehnten offenen Spalte, sondern nur auf einer kleinen Ausweitung in einem Systeme von geschlossenen Klüften vor sich ging.

2. Der erste Wassereinbruch im Victorinschachte am 28. November 1887.

Nachdem sich die Verdämmung im Döllingerschachte vollkommen bewährt hatte, konnte eine Reihe von Jahren dahingehen, ohne dass die Betriebe der an das Porphyrgebiet von Teplitz, Dux und Osseg anschliessenden Gruben eine Störung durch das Thermalwasser, noch die Thermen durch jene erfuhren. Im Jahre 1887 erfolgte aber in dem an das Döllinger Grubenfeld westlich anschliessende Victoriningebiet ein neuerlicher Einbruch von ebenso nachtheiliger Wirkung auf die Gruben und begleitet von derselben Rückwirkung auf die Thermen. In manchen Einzelheiten unterschied sich diese Katastrophe von der ersten. Während im Jahre 1879 das Wasser aus der frisch angeschlagenen Ortsbrust urplötzlich hervorbrach, erfolgte der Einbruch im Victorinschachte scheinbar spontan auf einer schon seit 40 Tagen in Betrieb stehenden Abbaukammer, ohne dass irgend ein warnendes Anzeichen vorhergegangen wäre.

Das 12—14 *m* mächtige Kohlenflötz verflächt an der Sohle des Victorinschachtes, dessen Fullort 1879 in 150·68 *m* S. H. lag, sanft gegen West. Um hier die westlicheren Flötztheile ohne ansteigende Strecken abbauen zu können, vertiefte man im Jahre 1881, als nach erfolgter Sumpfung der Betrieb der Gruben wieder aufgenommen worden war, den Schachtsumpf; hiebei wurde unter der Kohle 8·9 *m* kalkiger Plänerletten durchstossen; darunter traf man in einer Seehöhe von 131·28 *m* auf Porphyr. Die Teufung wurde sofort unterbrochen und es wurde erst nach einer commissionellen Erhebung und auf Grund des Gutachtens zweier Sachverständiger, welche die Teufung wegen der vollkommenen Trockenheit des Porphyrs für gefahrlos hielten, ein 2 *m* tiefer Sumpf in den Porphyr niedergebracht. In der Seehöhe von 131·98 *m* wurde von der Grenze zwischen Porphyr und Pläner ausgehend ein Querschlag von 170 *m* Länge im Plänerletten gegen Südwest getrieben, bis der Querschlag wieder das Flötz traf; dabei wurden zur Vorsicht stets Vorbohrungen von 4 *m* nach allen Seiten in den Pläner bewerkstelligt. Weder im Porphyr, noch im Pläner waren bei diesen Operationen Anzeichen von bedeutenderer Wasserführung bemerkt worden.

Der Abbau der östlich und südöstlich vom Schachte, theilweise jenseits der Duxer Bezirksstrasse gelegenen Flötztheile war schon seit 1884 in Angriff genommen worden und bis auf 100 *m* Entfernung vom Victorinschachte heimwärts abgebaut worden. Hier sollte die am Schutzpfeiler gegen die Duxer Bezirksstrasse gelegene Abbaukammer Nr. 984 auch gegen den Schachtschutzpfeiler die letzte sein. Schon seit dem 9. November wurde die Kohle deckenweise herabgelassen und gefördert, und während dieser Zeit bis zum 28. November war gar kein Wasserzuffluss in diesen Räumen beobachtet worden. Ueberhaupt war auch in den umliegenden Strecken, welche schon seit vielen Jahren in Betrieb waren, niemals ein Ausschwitzen der Kohle oder sonst irgend etwas Bedenkliches wahrgenommen worden.

Am 28. November um $1\frac{1}{2}$ Uhr Früh hatten die Arbeiter, da man ein zu Bruchgehen des Abbaues befürchtete, die Schienen herausgenommen und sich zum Frühstücke gesetzt, da vernahmten sie plötzlich einen schussartigen Knall und ein Geräusch, wie wenn etwas rutschen würde, dann ein Säuseln, wie wenn Wasser durch enge Spalten zischte und später das dumpfe Brausen von grossen Wassermassen. Das Wasser drang aus der Sohle des Abbaues und trieb die leeren Hunde vor sich her. Die Arbeiter wandten sich eiligst zur Flucht und es gelang auch diesmal den Bemühungen des Directors Klier durch eiligste Abberufung die gesammte Mannschaft der Victorin-gruben zu retten.

Die tieferen Grubenstrecken füllten sich sehr rasch. Die Einbruchstelle blieb aber anfänglich noch zugänglich. Nach der Angabe des Herrn A. Siegmund brach am 28. November an der Sohle des Abbaues ein schäumender Sprudel schmutzigen Wassers von $1\frac{1}{2}$ m Höhe und $\frac{1}{2}$ m Breite hervor. Man versuchte die Ausflussöffnung durch mit Sand oder Letten, und mit groben Eisenfeilspänen gefüllte Säcke zu verstopfen, sie wurden jedoch von aufströmendem Wasser emporgewirbelt und zur Seite geschoben. Bald stellten sich auch schlechte Wetter ein und die Bergbehörde musste die Befahrung des Abbaues und der umliegenden Grubentheile untersagen.

Die Temperatur des Wassers wurde wie beim Döllinger Einbruche mit 17° R. gemessen und die Menge wurde auf 50—60 Cubikmeter per Minute geschätzt. Durch vier Tage wurde von dem Wasser massenhaft Sand und auch grössere Porphyrstücke von 1—2 Kilogramm Gewicht emporgebracht.

Die Einbruchstelle lag in 145 m S. H., also 5.94 m tiefer als die Sohle des Urquellenschachtes in Teplitz, 11 m tiefer als die Einbruchstelle im Döllingerschachte und 680 m von dieser entfernt.

Der Wasserzufluss war zwar anfangs durchaus kein so gewaltiger, wie der im Jahre 1879; damals wurden 20.000 Cubikmeter Grubenräume innerhalb 10 Minuten ausgefüllt, während beim ersten Victorin-Einbruche nach 17 Minuten, als in der tiefsten Strecke das Wasser 2 m hoch stand, erst 3000 Cubikmeter erfüllt waren. Beim Döllinger Einbruche wurden die Nachbargruben Fortschritt, Nelson, Victorin und Gisela innerhalb 24 Stunden inundirt, während im Jahre 1887 noch am 30. November die Tiefbanschächte Gisela und Döllinger noch intact waren; in der Nelsongrube ersoffen die Baue noch am 28. November durch Zufluss aus dem Alten Mann. In die Nelsongrube war ein Durchbruch bereits am 29. erfolgt. Erst am 5. December erreichte das Wasser die Höhe der Einbruchsstelle.

Nach den Berechnungen des Herrn Bergingenieurs J. Krisch ¹⁾ war aber die Gesammtmenge des Wassers, welche sich mit der Zeit in die Gruben ergoss, zum mindesten ebenso bedeutend, wie beim Döllinger Einbruche, sie hat sich aber durch eine viel kleinere Ausflussöffnung viel langsamer ergiessen können, trotzdem diese um 11 m tiefer lag als damals.

¹⁾ Zu den Dux—Osseger Grubenkatastrophen vom Jahre 1879 und 1887. „Kohleninteressent“, Bd. VI, Nr. 5, 6 und 7.

Schon vom 28. auf den 29. November sank das Wasser im Urquellenschachte ein wenig (4 Centimeter); das Ausmass der Senkung nahm von Tag zu Tag zu; bis 5. December war der Spiegel um nahezu 3 *m* (von 201·28 auf 189·36 *m* S. H.) und bis 16. December um 9·2 *m* gefallen. Am 2. Februar war er auf 182·82 *m* S. H. (um 18·46 *m*) gesunken; von da an hatten sich die Wässer in den Spalten mit einem Ueberdruck von 7·48 *m* von Seiten der Thermen wieder ins Gleichgewicht gestellt, und die Therme begann wieder anzusteigen. Die Schönauer Quellen wurden auch in diesem Falle viel weniger beeinflusst und waren bis Mitte Februar nur um 0·56 *m* gesunken.

Was die Sanirung dieses Einbruches betrifft, drängten sich natürlich dieselben Fragen auf, wie im Jahre 1879. Eine Verdämmung der Einbruchsstelle schien unbedingt geboten; eine vorhergehende Sumpfung würde einerseits, wie die Erfahrung lehrte, eine sehr bedeutende Zeit in Anspruch nehmen, und anderseits den Thermenspiegel ausserordentlich herabdrücken, ja, da die Einbruchsstelle tiefer lag, als der bis auf 150 *m* S. H. abgeteufte Urquellenschacht, war die Gefahr vorhanden, dass nur ein Sumpf von wenigen Metern den Pumpen zur Verfügung stehen würde, wenn auch das Wasser wegen des zu erwartenden Unterschiedes von mindestens 10 *m* nicht völlig aus dem Schachte gewichen wäre. In jedem Falle konnte eine bedeutende Herabdrückung der Therme, wie die Erfahrung gelehrt hatte, in Folge des reichlicheren Nachströmens der kalten, wilden Wasser leicht sehr nachtheilige Folgen für die Eigenschaften des Wassers haben.

Nach sehr eingehenden Ueberlegungen und mannigfachen Vorschlägen einigten sich die Besitzer der Thermalquellen und die Besitzer der inunDIRten Osseger Schächte Mitte Juli 1888 zu einem Vergleiche, welchem ein Project der Ingenieure Pata und Ullrich zu Grunde gelegt worden war. Der leitende Grundsatz dieses Vergleiches sollte die unbedingte Intacthaltung der Teplitz—Schönauer Thermen sein. Die Grubenbesitzer sollten verhalten sein, sobald als möglich und vor dem Beginne einer Auspumpung vier Bohrlöcher in die Abbaukammer Nr. 984, in welcher der Einbruch stattgefunden hatte, niederzubringen, und durch Einführung von Beton mittelst eines cylindrischen Löffels sowohl die Abbaukammer selbst, als auch sämmtliche in dieselbe einmündenden Strecken des oberen und unteren Horizontes zu verstopfen. Sobald man annehmen konnte, dass der Beton erhärtet und die subaquatische Absperrung der Einbruchsstelle gelungen sei, sollte die Hebung der Wassermassen sofort in Angriff genommen und zunächst bis unter die Einbruchsstelle durchgeführt werden; hierauf sollte erst die Einbruchsstelle und die in die betreffende Kammer mündenden Strecken durch entsprechende Mauerwerke endgiltig abgedämmt werden. Erst nach gelungener Vollendung dieser Arbeit durften die tiefer liegenden Theile der Gruben gesumpft und wieder in Betrieb gesetzt werden. Eine wesentliche Bedingung des Vergleiches war auch die, dass der Wasserspiegel im Urquell-

schachte durch diese Arbeiten während der Saison bis zum 15. September 1888 nicht unter die Seehöhe von 180 *m* und während der Zeit vom 15. September bis zum 31. September nicht unter 175 *m* S. H. gesenkt werden durfte.

Ganz entsprechend diesem Vorhaben wurde auch die Sanirung in gelungener Weise in viel kürzerer Zeit, wie beim Döllinger Einbrüche durchgeführt. Schon am 5. November konnte mit der Betonirung durch die Bohrlöcher begonnen werden; bis 16. November war sie bereits vollendet (nach Einführung von 1094 Cubikmeter Beton). Am 22. December, als man annehmen konnte, dass der Beton genügend erhärtet sei, wurde auf allen Schächten bei einem Wasserstande von 193 *m* S. H. die Sumpfung in Angriff genommen. Bei Untersuchung der Einbruchstelle erwies sich die Verdämmung als gelungen; nur eine kleine Menge von Wasser (1—2 Liter) floss an zwei Stellen mit Temperaturen von 17° und 15·5° R. aus, auch nach Herstellung des endgiltigen Dammes floss wenig Wasser mit der genannten Temperatur constant aus. Die Wassermassen konnten einerseits wegen bedeutend vermehrter maschineller Anlagen, andererseits aber auch, weil nur ein sehr geringer Zufluss durch die Einbruchstelle erfolgte, viel leichter bewältigt werden als beim Döllinger Einbrüche. Die rasche Senkung des Wasserspiegels übte keine Wirkung mehr auf die Teplitzer Quellen. Am 23. März 1889 konnte bereits die Förderung in den Victorinruben wieder aufgenommen werden, nachdem bereits früher Gisela und Fortschritt damit begonnen hatten.

Mit der Instandsetzung der tiefsten Gruben des Nelsonschachtes, deren tiefste Sohlen in 60·87 *m* S. H. gelegen waren und in denen der Betrieb noch bis Juni 1889 verzögert worden war, konnte die erste Victorinkatastrophe als in ihrem wesentlichen Umfange sanirt betrachtet werden.

Die commissionellen Untersuchungen hatten bei den Sachverständigen die Ueberzeugung hervorgerufen, dass die unmittelbare Ursache der Einbrüche in der Anfahrung eines Punktes mit örtlicher, aussergewöhnlicher oder abnormer geologischer Beschaffenheit zu suchen sei. Die Bergbehörde trachtete deshalb für die Zukunft Anordnungen zu treffen, welche es vielleicht doch möglich machen sollten, die gefährlichen Punkte zu vermeiden. Dazu war es nöthig, mehr Klarheit über die Beschaffenheit des liegenden und des seitlich umgebenden Gebirges zu gewinnen und wurden deshalb behördliche Vornahmen von Bohrungen angeordnet, welche gleichzeitig mit der Eröffnung der Grubenfelder vor sich gehen sollten. Zunächst sollten sehr tiefe Bohrungen in das Liegende von Fall zu Fall bewerkstelligt werden und zwar sollte ihre Lage und Teufe für jeden Fall speciell bestimmt werden; ferner Bohrungen bis zu je 12 *m* Teufe unter allen Liegendstrecken an der Sohle des Flötzes in einer Maximalentfernung von je 50 *m* und ausserdem sollte die Sohle jedes Abbaues mindestens 12 *m* tief angebohrt werden. Die Wässer, welche durch solche Bohrungen oder sonst irgendwie erschrotet werden, mussten sowohl in Bezug auf ihre Menge, als auch in Bezug auf ihre Temperatur genau gemessen und die Messungen gebucht werden. Ein tiefer Schacht, in

den Nelsongruben abgeteuf, sollte als Centralwasserhaltung in den Gruben dienen und eine leichtere Bewältigung der Wassermassen bei einem allfälligen neuerlichen Einbruch gestatten.

Zu gleicher Zeit mit der oben angeführten Vereinbarung wurde von Besitzern der Quellen der Beschluss gefasst, ein Bohrloch auf 500 m Tiefe im Stadtgebiete von Teplitz niederzustossen. Man hoffte vielleicht eine ergiebige Quellspalte in der Tiefe anzutreffen und die Thermen von weiteren Zufälligkeiten in den Bergwerken unabhängig zu machen, ja sogar eine wärmere, reichere und vielleicht dauernd selbständig ausfliessende Therme zu erhalten; eine Anschauung, welche von der Mehrzahl der Sachverständigen getheilt wurde. Leider muss gesagt werden, dass der Erfolg dieser Bohrung nicht den Erwartungen entsprach. Nachdem ein erster Versuch mittelst Freifallbohrers an einer Bohrung im Curgarten missglückt war, wurde eine neuerliche Bohrung am Schlossplatze am 6. Mai 1890, in einer Seehöhe von 211 m in Angriff genommen. Der Bohrer durchteufte sehr rasch die oberen Schichten, bestehend aus 6·5 m diluvialen Letten und 1·5 m Pläner und Hornstein und bewegte sich dann langsamer bis in grosse Tiefen im Quarzporphyr. Mancherlei Schwierigkeiten, hauptsächlich hervorgerufen durch die steilen, von kaolinartigen, thonigen Zersetzungsproducten begleiteten Klüfte im harten Porphyr, verzögerten die Arbeit. So durchdrang der Bohrer bis Anfang April 1891 unter dem Pläner 352 m Porphyr, dann traf man auf einen weissen, völlig zersetzten Phonolitgang von 16 m saigerer Mächtigkeit. Nach weiterer Durchdringung von 10·5 m harten Porphyrs musste die Arbeit in einer Tiefe von 386·5 m abgebrochen werden. Während der Erweiterung des Bohrloches von 6 Zoll auf 8 Zoll war das Bohrgezähne vom Seile gefallen und hatte sich derart verklemmt, dass ein Weiterteufen mit sehr grossen Schwierigkeiten verbunden gewesen wäre. Schon während des Bohrens war bei Vielen die Hoffnung auf eine selbstthätige Therme geschwunden. In der Tiefe von 9·5 m wurde eine Spalte von 34·2° R. angefahren, dann aber zeigte die Temperatur des Wassers keine wesentliche Zunahme mit der Tiefe. Nur bis zur Tiefe von 55 Metern war sie noch von 34·8° auf 38·6° R. gestiegen, blieb constant bis 73 m Tiefe, und sank dann mit grösseren und kleineren Schwankungen mit zunehmender Tiefe. Bei 355 m Tiefe kehrte sie noch einmal auf 38° R. zurück; in der allergrössten Tiefe von 386 m betrug sie aber nur 28° R. Das Wasser zeigte keinen Auftrieb, sondern stand immer gleich mit dem Wasserspiegel im Urquellenschachte. Da so die Hoffnungen keine Nahrung fanden und auch die in Voranschlag genommenen Kosten bereits überschritten waren, wurde das Bohrlochproject vorläufig wieder fallen gelassen¹⁾.

Das Schwanken der Temperatur im Bohrloche bei verschiedenen Tiefen lässt darauf schliessen, dass man an verschiedenen Stellen

¹⁾ Norbert Marischler. Die Ergebnisse der Teplitzer Tiefbohrung in geologischer und bohrtechnischer Beziehung und Vorschläge zur Erreichung eines Sprudels. Nebst einem Anhang: Studien über den Ursprung der Teplitzer Thermen. Teplitz.

Thermalwasser führende Spalten angetroffen hat. Diese Spalten müssen mit der Hauptspalte im Urquellenschachte in Verbindung stehen, da sich das Wasser im Bohrloche mit dem Wasser in der Schachte in's hydrostatische Gleichgewicht gestellt hatte. Die Geschichte dieses Bohrloches beweist, dass der Hauptzug des Thermalwassers an gewisse mächtigere Spalten gebunden ist, und dass es bei deren unregelmässigem Verlauf vom Zufalle abhängen muss, ob durch die Bohrung solche Spalten angetroffen werden. In den schwächeren Nebenspalten, in welchen das Thermalwasser nicht ständig strömend bis an die Oberfläche dringt, rufen die vom Tage zusitzenden wilden Wasser eine Herabminderung der Temperatur hervor.

Der Vollständigkeit halber muss hier noch der Erbohrung von artesischem Wasser in Wisterschan östlich von Teplitz gedacht werden. Sie war bereits vor der Inangriffnahme der Teplitzer Bohrung bewerkstelligt worden und hat auch mit dazu beigetragen, die Hoffnungen auf das Gelingen dieser zu stärken. Der Ort der Bohrung, welche von den Gebrüdern Grohmann nächst ihrer Fabrik unternommen wurde, liegt in dem Thale des Teplitzer Baches 3100 *m* von der Urquelle entfernt, bereits ausserhalb des Teplitzer Porphyrgebietes, und umgeben von den eruptiven und sedimentären Hügeln der Tertiärformation in einer Seehöhe von 175 *m*. Das Wasser stieg aus der erbohrten Tiefe von 172·10 *m* empor, und floss auch noch bei Ansatz eines 8 *m* hohen Steigrohres in der Menge von 4—5 Liter in der Sekunde frei aus. Die Temperatur betrug 24° C. (19·2° R.), sein Härtegrad betrug bloß 4—5 und seine chemische Zusammensetzung war, abgesehen von dem etwas grösseren Gehalte an freier Kohlensäure, nur wenig verschieden von dem der Teplitzer Quellen. Unter einer 5·8 *m* mächtigen Decke von Humus, Lehm und Kies, welche sehr kalkreiches Wasser führte, wurde eine sehr mächtige Lage verschiedenartiger, theils mehr lettenartiger, theils fester und kalkiger Plänerbildungen durchfahren. Das liegendste, wasserführende Gestein in 172 *m* Tiefe ist ein harter, kalkreicher und quarzitischer Sandstein, und wird von Laube zum Irsersandstein gestellt¹⁾. Nach Marischler (l. c. pag. 20) ist das Gestein theils thoniger, theils krystallinischer Kalkstein, enthält keinen Quarz und wurde von ihm für Pläner gehalten. Es ist hier, wie man wohl mit Laube ganz gut annehmen kann, ein Thermalwasser angetroffen worden, welches aus irgend einer Spalte des Porphyrs in der Umgebung von Teplitz ausströmend, sich an der Grenze von Pläner und Porphyr bis auf die Seehöhe von 24 *m* abwärts bewegt hat; der Auftrieb ist derselbe, wie der bei einem artesischen Brunnen, in welchem eine wasserführende Schicht unter einer undurchlässigen Decke angefahren wurde. Allerdings muss dabei der starke Auftrieb überraschen, welcher fast an die Ausflusshöhe der Urquelle heranreicht. Er deutet darauf hin, dass das Wasser einem Spaltensysteme entstammt, welches mit dem von Schönau und Teplitz in keinem engeren Zusammenhange steht.

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 491.

3. Der zweite Wassereinbruch im Victorinschachte am 25. Mai 1892.

Anscheinend ganz spontan erfolgte nach einer Unterbrechung von nicht ganz drei Jahren an derselben Stelle, wie im Jahre 1887, ein neuerlicher Wassereinbruch, welcher abermals seinen eigenen Charakter besass. Die Wasser brachen nicht mit der Plötzlichkeit hervor, wie beim ersten Victorin-Einbruche, geschweige wie beim Döllinger Einbruche; es erfolgte vielmehr ein anfangs allmähliges Zusickern und ein später immer rascher zunehmendes Einströmen der Grubenwässer, welches von den zahlreichen Pumptanlagen, die seit den vorhergehenden Einbrüchen bestanden, nicht gewältigt werden konnte.

Während der Zeit seit Abschluss der Verdämmung war nur ein sehr geringer Wasserzufluss von 37—57 Litern per Minute und 13·6° R. (17° C.) an derselben zu beobachten gewesen. Am 25. Mai 1892 morgens gewahrte man, dass der Wasserzufluss an einzelnen Ausflussrohren zugenommen hatte und trübe geworden war; durch die Kugeldämme und durch die Kohle begann bald das Wasser durchzusickern; nachdem dieser Zustand 5 Stunden gedauert hatte, erfolgte um 10 Uhr Morgens der hauptsächlich Wassereinbruch und es ergoss sich das Wasser durch die alten Baue in die benachbarten Nelson-, Fortschritt- und Giselagruben, in welchen schon früher ebenso wie in der Victorinigrube die Mannschaft aus Sicherheitsrücksichten zum Ausfahren veranlasst worden war. Am ersten Tage betrug der Wasserzufluss 70—80 Cubikmeter per Minute, verringerte sich aber schon am folgenden Tage und am 29. wurde er mit 24 Cubikmeter per Minute geschätzt. Allmählig stieg der Wasserstand in den Gruben trotz des Pumpens mit allen Maschinen bis 24. Juni auf 130 *m* S. H. und hat bis 14. Juli die Höhe der Einbruchstelle (145 *m*) erreicht; während dieser Zeit war das Wasser im Teplitzer Urquellenschachte auf 186·72 *m* S. H. gesunken.

Da die Einbruchstelle wegen der Verdämmung nicht zugänglich war, ist es nicht erwiesen, ob dieser Einbruch genau an derselben Stelle erfolgt ist, wie der erste, oder in einer Nachbarkammer, welche, wie sich später herausgestellt hatte, durch Herausschwemmung des Versatzmaterials zu Bruche gegangen war. Untersuchungen, welche durch Bohrungen vorgenommen wurden, ergaben, dass der Betonkörper der subaquatischen Verdämmung zum Theil über einem Hohlraume stand, und es ist nicht unwahrscheinlich, dass sich der Betonkörper in Folge einer mangelhaften Unterstüzung, theilweise gesenkt und gespalten hatte. Es kann aber auch angenommen werden, dass, nach genügender Anstauung der Wässer und nach Erreichung derselben Druckhöhe, wie beim ersten Einbruche, ein ähnlicher Durchbruch der Sohle in der benachbarten Abbaukammer (Nr. 963) erfolgt ist, wie damals. Die ungenaue Kenntniss der Verhältnisse an der Einbruchstelle war somit einer der Hauptpunkte, welche eine neuerliche subaquatische Verdämmung nicht thunlich erscheinen liessen.

Das Wasser in den Schächten stieg weiter unter gleichzeitigem Sinken des Quellenspiegels bis August 1892 bis auf circa 162 *m*

S. H. und wurde bis Juni 1893 in diesem Niveau gehalten. Als damals die Quellen während der Saison unter den früher vereinbarten Wasserspiegel von 180 *m* bis auf 178·65 *m* gesunken waren, wurde auf behördliche Anordnung die Wasserhebung eingestellt. Der Beginn der Wasserhebung mit Ende der Saison (14. September) brachte die Grubenwässer bald wieder von 170·68 *m*, auf welche Höhe sie gestiegen waren, bis auf 160 *m*. Die Thermalwässer befanden sich während der folgenden Monate, in denen die Grubenwässer in der genannten Höhe gehalten wurden, je nach dem Pumpbetrieb in 178—180 *m* S. H.

Trotzdem es gelungen war, bei den vorhergegangenen Wasser- einbrüchen die Gruben sowohl als auch die Thermen wieder zu retten, schien es in diesem Falle, als ob sich die Schwierigkeiten in dem Masse gesteigert hätten, dass man auf eine Sanirung ohne Schädigung einer der beiden Interessengruppen nicht hoffen konnte. Es war nicht möglich, dieselben Mittel anzuwenden, wie bei den vorhergegangenen Katastrophen. Gegen eine Sumpfung der Gruben bis zur Einbruch- stelle verwahrten sich die Quellenbesitzer ebenso wie im Jahre 1888, da die Einbruchstelle bedeutend tiefer lag (143 *m* S. H.) als die im Döllingerschachte (156 *m* S. H.) und da, wenn die Thermen durch die Sumpfung auf so grosse Tiefen herabgedrückt würden, nach den bisherigen Erfahrungen nicht garantirt werden konnte, dass die Quellen in Bezug auf Temperatur, Zusammensetzung und Wasser- menge keinen Schaden erleiden würden. Man musste auch fürchten, dass möglicherweise sich die Nothwendigkeit einer weiteren Teufung der Quellenschächte herausstellen könnte; ebenfalls ein Umstand, der nach den bisherigen Erfahrungen über den Verlauf der durchaus nicht leicht zu verfolgenden Thermalspalten nicht wünschenswerth erscheinen konnte. Ausserdem musste befürchtet werden, dass sich eine derartige Action nicht im Verlaufe eines Winters durchführen liesse und dass möglicherweise eine Saison für die Bäder verloren gehen müsste. Ein solcher Verlust würde natürlich einen sehr schweren, vielleicht nicht mehr zu überwindenden Schlag für jede Badestadt bedeuten.

Auch an eine subaquatische Verdämmung, wie sie beim ersten Victorin-Einbruche durchgeführt worden war, konnte in diesem Falle nicht gedacht werden. Die Lage der Einbruchstelle und deren Natur waren nicht bekannt. Ein Vorschlag, mittelst Caissons zur Einbruch- stelle zu gelangen, konnte, da hiezu ein zu grosser Atmosphärendruck benöthigt worden wäre, welcher das Leben der Arbeiter hätte gef- ährden können, keine Anwendung finden.

Die folgenden Jahre vergingen nun unter Verhandlungen zwischen den Grubenbesitzern und den Quelleninteressenten, welche aber zu keinem Resultate führten. In einem Theile der inunDIRten Schächte, Nelson und Fortschritt, wurde späterhin die Wasserhebung ganz ein- gestellt. Nur in den höchstgelegenen Grubenfeldern des Gisela- schachtes wurde das Wasser in 161—165 *m* S. H. gehalten, wodurch hier der Weiterbetrieb des Abbaues und der Förderung ermöglicht wurde.

So war der Zustand als Ende 1894 die bisher drei verschie- denen Besitzern gehörigen Gruben von der Brüxer Bergbaugesell-

schaft angekauft wurden, deren Centraldirector G. Bihl den Quellenbesitzern ein neuerliches Project vorlegte. Im Februar 1895 kam mit Zugrundelegung dieses Projectes zwischen beiden Interessentengruppen ein Vertrag zu Stande, welcher, wie das nicht anders denkbar ist, ausser der grossen technisch-montanistischen Hauptfrage eine ganze Reihe von pekuniären Bestimmungen enthielt, die uns aber hier nicht interessiren.

So wie bei früheren Verträgen war auch diesem der Grundgedanke vorausgeschickt, dass bei der durchzuführenden Sanirung eine Berührung der Heilquellenfassung in Teplitz, insbesondere eine tiefere Abteufung der Quellschächte ausgeschlossen sein müsse, und dass nach gelungener Durchführung rücksichtlich der Wasserstände ein den ordnungsmässigen Bäderbetrieb gewährleistender Zustand aufrecht erhalten werde.

Das neue Project stützte sich auf folgende Beobachtungen bezüglich der Gruben- und Quellenwasserstände: Als mit Ende der Saison 1893 das Pumpverbot wieder aufgehoben wurde, waren die Inundationswässer bald von 170 bis auf 160 *m* S. H. niedergebracht worden, ohne dass sich diese Senkung im Urquellschachte fühlbar gemacht hätte, im Gegentheile, das Thermalwasser war in dieser Zeit — trotz des Bäderbetriebes — um einen Meter gestiegen. In der vorhergegangenen Zeit waren am Döllinger Hilfsbau 3—4 Cubikmeter per Minute gehoben und dadurch die Wässer in Seehöhe 161 *m* ständig gehalten worden. Eine gleiche Wassermenge hatten die Pumpen schon vor der Katastrophe als wilde Wässer zu bewältigen gehabt. Die Ergiebigkeit der Teplitzer Thermen war schon früher mit 3—4 Cubikmeter per Minute bekannt gewesen. Wenn das Thermalwasser den Gruben zufliessen würde, so hätten die Pumpen daselbst, um das Wasser auf gleichem Niveau zu halten, 6—8 Cubikmeter per Minute zu bewältigen gehabt. Da nun der Thermalspiegel trotz der Wasserhaltung in fortwährendem Ansteigen begriffen war und sich bereits 20·6 *m* (182·15—161·6 *m* S. H.) über dem Niveau des Inundationswassers befand, schloss man aus diesem und aus den vorhergenannten Umständen, dass keinerlei Wasserzufluss vom Thermalgebiete gegen die Gruben mehr stattfand.

Im Verlaufe des Jahres 1893 hatten sich bedeutende obertägige Senkungen über der Einbruchstelle gebildet, zur selben Zeit, als der Zusammenhang zwischen den Thermalwässern und den Grubenwässern bereits unterbrochen schien. Man schloss daraus, dass die seinerzeit versetzte Abbaukammer Nr. 963 wieder ausgeschwemmt und zu Bruche gegangen war, dass sich vielleicht der theilweise über einem Hohlraume schwebende Betonkörper neuerdings gesetzt hatte, und dass ferner die wasserführenden Spalten durch Lehm und Letten verlegt worden waren, so dass sich auf diese Weise die Einbruchstelle von selbst wieder verstopft hatte. Nichtsdestoweniger konnte man eine einfache Sumpfung der Grube nicht wagen, da eine stärkere Belastung der Einbruchstelle durch weiteres Senken des Grubenwasserspiegels höchst wahrscheinlich einen neuerlichen Durchbruch zur Folge gehabt hätte.

Auf die Controle der Wasserstandsverhältnisse und die damit verbundene Regelung des auf der Einbruchstelle lastenden Druckes bezog sich der erste Hauptpunkt des neuen Projectes, welcher die Anlage eines Pegelschachtes betraf. Es sollte ein Schacht in der Nähe der Döllinger Einbruchstelle bis auf deren Höhe (156·45 *m*) niedergebracht und wasserdicht abgemauert werden. Durch eine wasserdichte Communication soll der Schacht mit der Verdämmung an der Döllinger Einbruchstelle in Verbindung gebracht werden, so dass die im Schachte angestaute Wassersäule den Massstab gibt für den auf dem Verdämmungsventil lastenden Druck; auch gestattet diese Wassersäule, die Bewegung des Wasserspiegels in diesem Theile des Thermalgebietes direct zu beobachten, und eine 7 Kilometer von Teplitz entfernte, sehr werthvolle Zwischenstation gestattet, die Wechselbeziehungen zwischen Inundations- und Thermalwässern viel genauer im Auge zu behalten. An der Schachtsohle sollten Reserve-Ventile angebracht werden, welche zu jeder Zeit geöffnet und geschlossen werden können, und es dadurch ermöglichen, den Wasserabfluss aus dem Pegelschachte zum Döllinger Hilfsbau nach Wunsch zu reguliren.

Nach Vollendung des Pegelschachtes sollte das Ventil an der Döllinger Verdämmung geöffnet und dem hinter demselben aufgestauten Wasser ein freier Ausfluss nach den Grubenräumen gewährt werden. Dabei sollte gestattet werden, beide Wässer bis auf 1 *m* unter der Döllinger Einbruchstelle zu sämpfen. Der Zweck dieser Massnahme ist der, den auf der Victorin-Einbruchstelle lastenden Druck um 21 Meter zu entlasten, so dass eine weitere Sämpfung kaum mehr eine Gefahr bezüglich eines neuerlichen Durchbruchs enthalten konnte. Allerdings wurde dadurch ein Zustand geschaffen, wie er zur Zeit der Verdämmung der Döllinger Einbruchstelle durch 11 Monate (vom Juni 1881 bis Mai 1882) bestanden hatte; aber in einer Weise, welche die Quellen in viel geringerem Masse bedrohen konnte. Denn einerseits sollte nicht wie damals auch in den Quellschächten gesümpft werden, dann war eine viel raschere Vollendung der Sanirungsaction zu gewärtigen wie damals und ferner eine Abschliessung jederzeit durchführbar. Man nahm an, dass das Thermalwasser nicht unter 170 *m* S. H. sinken werde, welche Voraussetzung auch zutraf.

Von der Döllinger Einbruchstelle bis auf die Victorin-Einbruchstelle waren nur mehr 11 *m* Wasser zu sämpfen, was mit den seit dem ersten Einbruche hergestellten Anlagen, wobei in diesem Falle auch der Döllinger Hilfsbau mit in Betracht kommt, voraussichtlich in sehr kurzer Zeit durchgeführt werden konnte. Die Einbruchstelle hatte, wie oben bemerkt, schon früher einem höheren Drucke (21 *m*) zu widerstehen gehabt; und so konnte man wohl annehmen, dass sie auch bei der weiteren Sämpfung die im Thermalgebiete bis zur Höhe des Döllinger Ventiles aufgestaute Wassersäule ertragen würde. Zunächst sollte nur bis auf zwei Meter unter die Victorin-Einbruchstelle (143 *m* S. H.) gesümpft werden; dann die Freilegung der Einbruchstelle und die endgiltige Verdämmung derselben bewerkstelligt werden. Erst nach Vollendung aller Sicherheitsmassnahmen

durfte an die weitere Sumpfung und Wiederinstandsetzung der tiefer gelegenen Grubentheile geschritten werden.

Ueber den zeitlichen Verlauf der Durchführung dieser grossartigen, in allen Theilen als gelungen zu bezeichnenden Sanirungsaction gibt das Graphicon auf Taf. X Aufschluss. Abgesehen von geringfügigen Störungen sind die Arbeiten ganz regelmässig vor sich gegangen. Im Februar 1895 war das Werk begonnen worden, und nach nicht ganz einem Jahre, am 30. Jänner 1896 fand die Collaudirung der Verdämmung an der Victorin-Einbruchstelle statt. Zu gleicher Zeit wurde auch das Ventil an der Döllinger Einbruchstelle wieder geschlossen. Die Förderung in der Fortschritt- und Victorin-grube hatte schon im November und December beginnen können, da wegen des geringen Einflusses der Wasserhebung auf die Thermen einer tieferen Sumpfung in den Gruben unter die Victorin-Einbruchstelle nichts im Wege gestanden war.

4. Wassereinbruch im Giselaschachte am 24. April 1897.

Noch einmal ist das Wasser aus den Plänerschichten in die Grubenräume durchgebrochen, und zwar an einer dritten, weiter gegen Norden gelegenen Stelle. Diesesmal ist es aber gelungen, die Ausflussöffnung in so rascher Zeit zu versperren, dass kein merkbarer Einfluss auf die Quellen beobachtet wurde.

Unweit nördlich des Füllortes am Giselaschachte ist das Flötz an einer WSW—ONO-streichenden Kluft um 32 *m* saigerer Höhe nach Norden verworfen. Zur Ausrichtung war seit Mai 1896 vom Füllorthorizonte aus ein Fallort vorgetrieben worden. Bereits am 28. Jänner, nachdem diese Strecke auf 90 *m* weit getrieben war, wurde hier etwas Wasser durch ein Bohrloch erschrotet. Der Vorschrift gemäss (s. S. 458) wurde nämlich von Zeit zu Zeit sowohl vor Ort als auch in der Firste und in der Sohle um 4 *m* vorgebohrt. Das betreffende Bohrloch war auf 4·2 *m* in Sohle getrieben worden und hatte 1 *m* Mergel, 3·1 *m* blauen Letten, und 0·1 *m* Saudstein durchbohrt. Die Strecke befand sich im Liegendletten. Aus dem Bohrloch floss Wasser von 15·5° R. in der Menge von 3·3 Liter per Minute. Noch in derselben Schicht war es gelungen, die Bohrung wasserdicht zu verstopfen. (Als weitere Sicherheitsmassnahmen sollte in der Weise vorbohrt werden, dass die Bohrung stets mindestens 4 *m* parallel der Fallortaxe, dem Streckentrieb vorausseilt. In beiden Ulmen und in der Firste sollte in Abständen von wenigstens 3 *m* auf mindestens 2 *m* vorgebohrt, und bei eventueller Wasserschrottung die betreffende Bohrung sofort wasserdicht verschlossen werden.)

Der Fallort war aber nicht weitergetrieben worden. Am 31. Jänner Morgens wurde in der Sohle des Fallortes ein Wasserfluss von 7·6 Liter per Minute bemerkt; er wurde durch Einbau einer Monski-Pumpe gewältigt, dauerte aber in der Folgezeit von 10·2 bis 6·7 Liter per Minute schwankend fort. Man schritt deshalb im Februar an die Herstellung eines Keildammes, welcher das Fallort absperren sollte.

Anfang März begann auch aus der Firste aus dem letzten Bohrloche Wasser zu fließen, der Letten war um dieses Bohrloch herum „ganz aufgeweicht und löste sich breiartig ab“. Am 8. März lösten sich auch Lettenpartien von der Firste und fielen herab. Damals wurde der gesammte Wasserzuzfluss an der Firste und an der Sohle mit 11 Liter per Minute gemessen.

Am 24. April um 11 Uhr Vormittags erfolgte der Wassereinbruch. Nachdem kurz vorher die Strecke noch befahren worden war, ohne dass etwas Auffälliges bemerkt worden wäre, vernahmen die am Füllorthorizonte beschäftigten Arbeiter um die genannte Zeit das Rauschen des Wassers, das aus dem Kopfe des Fallortes (Seehöhe 159·35 *m*) herausdrang und gegen den Schachtsumpf abfloss. Die Wassermenge wurde auf 1½ Cubikmeter per Minute geschätzt und ein sofortiges Ausfahren der Mannschaft veranlasst. Die Temperatur betrug 14—14½° R. Bis Nachmittag hatte der Wasserzuzfluss noch zugenommen und betrug nach verschiedenen Schätzungen 2—4 Cubikmeter per Minute.

Am Kopfe des Fallortes sollte rasch ein Balkendamm mit gestampftem Letten errichtet werden, und man hoffte ihn noch fertigstellen zu können, bevor das Fallort unzugänglich geworden ist; nachdem das ersteingesetzte Rohr von 250 *mm* den Wasserzuzfluss nicht fasste, musste noch ein zweites von 200 *mm* beigefügt werden; der Lettendamm konnte bis auf 50 Centimeter Höhe gebracht werden. Da die Wasserhaltung des Giselaschachtes nur auf 1½ Cubikmeter eingerichtet war, hatten sich die Tiefbauten des Schachtes bis 8 Uhr Abends ganz mit Wasser gefüllt.

Der Wasserzuzfluss nahm noch stetig zu und wurde am 25. April auf 8 Cubikmeter per Minute geschätzt. Als einzig mögliche Sanierungsmassnahme wurde vorgeschlagen, im Giselaschachte möglichst rasch starke Pumpen einzubauen, durch welche der Kopf des Fallortes freigehalten und verdämmt werden konnte. Gleichzeitig sollte auf das Fallort von Tage aus eine Bohrung von 200 *mm* Weite getrieben, und später auf 600 *mm* nachgeschnitten werden, durch welche Lehmkugeln eingeführt und dadurch die Erstickung des Wasserzulaufes gefördert werden konnte.

Das Wasser war bis zum 25. nicht in dem Masse gestiegen als man gefürchtet hatte, und es konnte am Kopfe des Fallortes noch weiter gearbeitet werden. Ja, es gelang noch an demselben Vormittage, an Stelle des Lettendamms, dessen Herstellung zu zeitraubend schien, einen Damm aus Ziegeln und Cement herzustellen. Das Wasser brach aber am östlichen Stosse durch die lockere Kohle durch und man beschloss, in der Oststrecke an der nächsten noch wasserfreien Stelle einen zweiten Damm zu errichten.

Die Pumpen sollten in einem im Füllort des Wasserschachtes auszubrechenden Raum aufgestellt werden; da die Ueberschwemmung des Füllortes bei einem stündlichen Steigen des Wasserstandes um 3 Centimeter in 63 Stunden zu gewärtigen war, wurden, um Zeit zu gewinnen, an allen zum Förderschachte und zum Wasserschachte führenden Strecken 1 *m* hohe Lettendämme errichtet. Damit konnte man auf 4 Tage Zeitraum für die der Sumpfung vorangehenden

Arbeiten rechnen. Am 26. April stieg jedoch das Wasser noch stärker, um 3·7 Centimeter per Stunde, und man entschloss sich, die an den Strecken aufzuführenden 6 Dämme bis an die Firsten zu erhöhen, sodass der Förderschacht und die nähere Umgebung kammerartig abgesperrt wurden. Bis 29. April war das Wasser bis auf 1·35 *m* hinter diesen Nothdämmen gestiegen. Inzwischen war auch die Einrichtung der Pumpen vollendet und man hoffte, in derselben Nacht mit der Sumpfung beginnen zu können. Die genannten Nothdämme hatten sich also vortrefflich bewährt.

Am 1. Mai Morgens hatten die Inundationswässer mit 163·60 *m* S. H. ihren höchsten Stand erreicht. Von da an wurde er durch den Pumpenbetrieb, der anfangs wohl durch schlechte Wetter an der Sohle des Förderschachtes einige kleine Unterbrechungen erlitten hatte, stetig herabgebracht. Am 14. Mai war der Füllorthorizont (161·41 *m*) wieder wasserfrei.

Das Bohrloch hatte am 12. Mai die Fallortstrecke erreicht und es wurde sofort mit der Einfüllung von Lehmkugeln begonnen; ausserdem wurde 20 *m* nördlich ein zweites Bohrloch auf den Fallort begonnen, das am 19. Mai fertiggestellt war. Ein grosser Theil des massenhaft eingeführten Materials wurde offenbar fortgetragen und an den Dämmen abgesetzt. Am 1. Juni stand die Sumpfung bereits 70 Centimeter unter dem Kopf des Fallortes (in 158·6 *m*).

Mit der Herstellung der definitiven Cementverdämmung daselbst war schon früher begonnen worden. Die definitive Schliessung der Einbruchstelle fand am 3. Mai, 2 Uhr Nachmittags statt. Der Wasserzufluss hatte inzwischen, wahrscheinlich in Folge der Materialeinführung durch die Bohrlöcher, bedeutend nachgelassen. Am 8. Juni wurde die Förderung wieder im vollen Umfange aufgenommen. Am 13. Juni waren auch die Tiefbaue der Grube wieder wasserfrei, und am 15. war die Verdämmung vollkommen fertiggestellt.

Wie bereits hervorgehoben wurde, hatte dieser Einbruch keine merkbare Wirkung auf die Teplitzer Thermen ausgeübt. Nichtsdestoweniger kann an dem Zusammenhange des in die Giselagrube ergossenen Wassers mit dem Thermalgebiete nicht gezweifelt werden. Dies geht aus dem deutlichen Sinken des Wassers im Pegelschachte (Döllinger Bohrloch), im Victorin-Bohrloch und im Riesenquellenschachte hervor. Doch war die Wechselwirkung keineswegs von der Lebhaftigkeit, wie bei den früheren, namentlich beim ersten Einbruche. Zum Theil mag das aber mit dem Umstande zusammenhängen, dass die Thermalwässer einen tiefern Stand (180·68 *m* S. H.) hatten, indem ja erfahrungsgemäss nach allen früheren Beobachtungen mit dem tieferen Stande die Wechselbeziehung zwischen Grubenwässern und Thermalwässern eine zunehmende Erlahmung zeigen.

Die Urquelle war vom 24. April bis zur Verdämmung der Einbruchstelle am 3. Juni von 180·68 *m* auf 179·18 *m*, also um circa 1·50 *m* gesunken. Es wurde aber geltend gemacht, dass daselbst zum Bäderbetriebe 1·7 Cubikmeter Wasser per Minute gehoben wurden, was eine Senkung von $\frac{3}{4}$ *m* während des Tages verursachte, die sich aber während der Nacht wieder bis auf 3—4 Centimeter erholte. Man kann also diese Senkung auch auf den Bäderbetrieb

allein zurückführen, welcher nach obiger Schätzung eine Senkung des Wasserspiegels von 120—160 Centimeter zur Folge gehabt haben müsste. Für die Riesenquelle und für das Pegelbohrloch können aber dieselben Argumente nicht gelten; erstere war seit dem Einbruch von 174·90 auf 172·83, d. i. um 2·07 *m*, und letzteres von 173·53 auf 162·06, d. i. um 1·47 *m* gesunken. Das der Einbruchsstelle näher gelegene Victorin-Bohrloch zeigte eine stärkere Senkung, nämlich von 169·41 auf 167·42 *m* S. H., d. i. um 1·99 *m*. (S. Taf. X.)

In demselben Sinne ging auch das Ansteigen der Wässer nach Verschliessung der Einbruchsstelle vor sich; in den unmittelbar hinter der Verdämmung gelegenen Bohrlöchern, welche auf den Fallort getrieben waren, staute sich das Wasser sofort hoch an bis zur Höhe der Riesenquelle und der Bohrlöcher, auf welche die Verdämmung weniger plötzlich, aber doch sehr deutlich wirkte. Obiger Deutung entsprechend, nach welcher die Wasserhebung im Quellschachte auf dessen Wasserspiegel einen viel grösseren Einfluss ausübte, als der stattgehabte Einbruch, machte sich auch die Schliessung der Einbruchsstelle am Urquellschachte nicht bemerkbar.

IV. Beziehungen zwischen Thermalwasser, Inundationswasser und Grundwasser.

Mit der grossartigen Unternehmung, welche die Gewaltigung des zweiten Victorin-Einbruches zu Stande brachte, war es gelungen, einen Zustand herzustellen, in dem man mit grösserer Ruhe den eventuellen neuerlichen Wassereinbrüchen entgegensehen konnte. Man konnte das Aufstauen der Wässer in der Thermalzone im Pegelschachte und in der Riesenquelle überwachen, und durch zeitweises Ablassen derselben durch das Ventil beim Döllinger Hilfsbau den Ueberdruck der Wässer und die Gefahr für die Gruben vermindern, oder auch im Falle eines Einbruches die Gewaltigung des Wassers durch Oeffnen dieses Ventils und durch Zuhilfenahme weiterer Anlagen beschleunigen. Vergleicht man den kurzen Zeitraum und die Sicherheit, mit der man des letzten Einbruches im Giselaschachte Herr geworden ist, mit dem Schrecken und der Rathlosigkeit der ersten Katastrophe am Döllingerschachte, bei der man schon die Gruben und die Quellen verloren glaubte, so erkennt man, ein wie grosser Einblick während der seither verflossenen Jahre in die Wechselbeziehungen der Wässer gewonnen worden ist, und auf welcher vollkommene Weise man sie beherrschen gelernt hat.

Bis man in Bezug auf die hydrologischen Verhältnisse zu dem gegenwärtigen Zustand der, wenn auch noch nicht vollkommenen Klarheit, gelangt ist, waren begreiflicherweise zahlreiche verschiedene Anschauungen zur Deutung derselben in geologischer Hinsicht im Umlaufe. Manche Annahmen sind durch spätere Ereignisse von selbst beseitigt worden. So dachte Wolf im Jahre 1879, dass man in der Richtung von der Döllinger Einbruchsstelle

zu den Teplitzer Thermen eine thermalwasserführende Verwerfungsspalte annehmen müsse, welche unter dem Kühleiche von einer NNO—SSW-streichenden zweiten Verwerfung (dem Osseger Verwurf) in gleichem Winkel geschnitten wird. Die Kreuzungsstelle der beiden Spalten wurde — nach Wolf's Auffassung — angefahren und dadurch das Wasser der Thermalspalte entleert. Die späteren Einbrüche haben gezeigt, dass auch an anderen, nördlicher gelegenen Punkten dieselbe Gefahr von Wassererschöpfung bestand. Nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse scheint die Anschauung, welche Pošepny bereits im Jahre 1880 hegte und im Jahre 1888 äusserte, die grösste Wahrscheinlichkeit zu besitzen, nämlich, dass die dem Porphyry unmittelbar aufgelagerten Conglomerate und zum Theile auch die Plänerschichten mit grossen Mengen von Grundwasser und Thermalwasser erfüllt sind, die sich gelegentlich der ersten Einbrüche zunächst plötzlich entleert haben. Erst etwas später hat eine Rückwirkung auf die mit dem Pläner- und Conglomerat-Reservoir in Verbindung stehenden Thermalspalten stattgefunden.

Die braunkohlenführenden Tertiärschichten, welche im Westen den Pläner und den Porphyry überlagern, sind an zahlreichen, hauptsächlich NS-streichenden Verwerfungen westwärts abgesunken; es lässt sich bei der Mächtigkeit einzelner Störungen wohl annehmen, dass sie sich theilweise in das liegende Gebirge fortsetzen, und dass die tiefere Lage des Porphyry unter den Kohlengruben tektonischen Beziehungen zugeschrieben werden muss. Die Einbrüche können aber, wie die Aufschlüsse an den Einbruchstellen gelehrt haben, nicht einem Hauptverwurfe zugeschrieben werden, welcher das Teplitzer Porphyrygebiet im Westen abschneidet, wenn auch angenommen werden muss, dass kleinere Klüfte den Weg geboten haben zur Entleerung der unter hohem Druck stehenden Wassermassen in den Liegendschichten.

Schon oben wurde darauf hingewiesen, dass sich ein Theil des Thermalwassers ohne Zweifel aus dem Porphyry in die Conglomerate und in den Pläner ergiesst, dass die Augenquelle und die Schönauer Thermen aus hornsteinführendem Pläner kommen, ohne dass unmittelbar darunter Thermalspalten angefahren wurden, und dass die Hornsteine und Baryte in den Conglomeraten der Umgebung von Teplitz darauf hindeuten, dass sich in diesen zur Zeit, als die Thäler von Teplitz-Schönau noch nicht so tief eingeschnitten waren, Thermalwasser bewegt haben. In der Bohrung von Wisterschan wurde Thermalwasser, welches ohne Zweifel ebenfalls aus höheren Theilen des Porphyry stammt, in den sandigen Liegendschichten des Pläner angefahren. Pošepny hat bei Untersuchung der Einbruchstelle im Döllingerschachte im Jahre 1881 grosse Mengen von rundlichen Porphyrystücken angetroffen, welche von den Wassermengen mitgerissen worden waren und, wie er wohl richtig geschlossen hat, den Porphyryconglomeraten entstammen dürften. Im Giselaschachte wurde in dem Fallorte, der den Einbruch eröffnet hat, hornsteinführender Pläner erbohrt. Etwas anders liegen die Verhältnisse an der Einbruchstelle im Victorinschachte; dort war nicht nur der Porphyry vollkommen trocken angefahren und 2 m tief abgebaut, sondern

es war sogar auch im Pläner eine ganze Strecke ohne Wasserführung getrieben worden. Als in der östlichen Strecke aus der Sohle einer Abbaukammer der Einbruch erfolgt war, vermuthete man, dass unmittelbar unter der Strecke der Porphyranstehe; eine Vermuthung, die auch hier durch den Umstand unterstützt wurde, dass eine Menge von Porphyrgrus mit 1–2 Kilogrammen schweren Porphyrstücken hereingeschwemmt worden war.

Die Thatsachen vom Victorineinbruche beweisen, dass durchaus nicht überall der Pläner und Porphyr von Wasser durchtränkt sein müssen, während die anderen Fälle gerade nur auf diese Gesteine hindeuten. Bei den zwei ersten grossen Einbrüchen haben sich ohne Zweifel grössere Reservoirs plötzlich entleert; es scheint, dass die grossen Wasseranhäufungen in grösserer Tiefe abnehmen, dass die zahlreichen Hohlräume dort nicht mehr vorhanden sind, welche die Reservoirs und Verbindungswege für die Wasser bilden, und es spricht alle Wahrscheinlichkeit für die bereits oftmals geäusserte Annahme, dass sich bei den ersten Einbrüchen das im Pläner und in den Conglomeraten in grosser Menge angestaute Wasser entleert hat. — Eine allzu schematische Vorstellung wird aber namentlich in geologischen Fragen in den Einzelheiten sehr leicht auf Widersprüche stossen und es muss auch der Annahme Höfer's Raum gegeben werden, dass manche Partien des liegenden Gebirges durch verschiedentliche Störungen von der westlichen thermalwasserführenden Zonen in der Weise abgetrennt sind, dass sie vollkommen trocken bleiben konnten. Wenn sich in der Nähe des Porphyrs Gesteinspartien im Tertiär befinden, welche im Stande sind, Wasser aufzunehmen und mit jenem durch Klüfte in Verbindung stehen, werden auch sie sich vollgesogen haben und bei ihrer Entleerung gelegentlich eines Einbruches die Wasser aus dem Porphyr oder dem überlagernden Conglomerate nach sich ziehen. Ein solcher Vorgang äusserte sich bei allen Einbrüchen darin, dass die Temperatur der Einbruchswässer bei den einzelnen Katastrophen nach einigen Tagen um einige Grade gestiegen war.

Im Porphyr steigt das warme Wasser aus einer Menge von Spalten hervor, welche sich nicht in ein System einordnen lassen. Wohl scheint die Vertheilung der Quellen auf eine bestimmte Thermenzone hinzudeuten, die Richtung der Quellspalten, welche man bei den Schachtabteufungen angetroffen hat, lassen sich aber nicht in bestimmte Beziehungen zueinander bringen. Bei den Schachtabteufungen wurden auch häufig Spalten mit kühlerem Wasser angetroffen; es treten an einzelnen Klüften von oben sogenannte wilde Wasser zum Thermalwasser. Die Erfahrungen bei der Tiefbohrung am Schlossplatze haben vollends gelehrt, dass es bei der Systemlosigkeit des Spaltennetzes auch noch in grösserer Tiefe ganz vom Zufall abhängt, ob man auf ergiebige Thermalspalten trifft oder nicht.

Ein getreues Bild der Geschichte der Teplitzer Thermen bietet das von Stur im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888, Taf. V wiedergegebene Graphicon der Wasserstände in den Quellschächten und in den inundirten Gruben, welches von der beigeschlossenen Dar-

stellung auf Taf. X bis in die neuere Zeit ergänzt wird. An diesen Curven lässt sich am besten der Modus der Wassercirculation zwischen den in den Spalten im Porphyry und den in den künstlichen grossen Hohlräumen im Tertiärgebiete angestauten Thermalwassern erläutern. In dem raschen Aussteigen der Inundationscurve beim Döllinger Einbruche kann man die plötzliche Entleerung einer grösseren Wassermenge aus erfüllten Spalten und Hohlräumen erkennen. Erst etwas später erfolgt die Rückwirkung auf die Quellen. Als am 3. März, 7 Uhr Früh die Therme im Urquellenschachte angetroffen wurde, war sie wahrscheinlich bereits wieder im Steigen begriffen; es war schon eine Rückwirkung von den bereits angefüllten Grubenräumen auf die Wasserstände in den Porphyryspalten eingetreten. Dafür gibt ein Umstand einen Anhaltspunkt, auf welchen Wolf¹⁾ aufmerksam gemacht hat. Wie bereits erwähnt, war eine grosse Anzahl von Hausbrunnen in Teplitz zugleich mit der Urquelle versiegt; unter diesen auch der 350 m NW von der Urquelle gelegene, nach dem Besitzer benannte, Frohnebrunnen. Nach seiner hohen Temperatur (17° R.) zu schliessen, enthielt er Thermalwasser dem Grundwasser beigemischt. Er begann zwei Tage nach dem Versiegen der Urquelle zu sinken und verschwand in kurzer Zeit vollkommen. Aber er füllte sich bereits am 27. Februar, bevor noch die Therme im Quellenschachte angetroffen war, neuerdings mit Wasser; die Grubenwässer waren damals bis 15·56 m unter der Sohle dieses Brunnens gestiegen. Wolf schloss, dass bereits damals der Abfluss gegen die Schächte um so viel abgenommen hatte, dass ein Theil des aus der Tiefe emporsteigenden Wassers zur neuerlichen Aufstauung im Teplitzer Gebiete verwendet wurde. Vor der Katastrophe war der Spiegel des Frohnebrunnens in 204 m S. H., d. i. 0·85 m über dem Ausflusse der Urquelle gestanden; bei der Auffindung der Urquelle befand er sich aber 9·63 m über dieser; die Grundwässer konnten also hier nicht so rasch nachgezogen werden, als das Thermalwasser sich entleert hatte. Jedenfalls ist der Rückstau auf das Thermalwasser schon zu einer Zeit eingetreten, als dieses noch um mindestens 6·5 m höher stand als die Inundationswässer.

Letztere waren beim Döllinger Einbruch im September 1879 auf 202 m gestiegen. Diese Höhe wurde bei keiner der folgenden Katastrophen mehr erreicht, und zum Theil ist das darauf zurückzuführen, dass später grössere Grubenräume zur Ausfüllung gelangten. An den absteigenden Curven, welche die Gewaltigungsarbeiten darstellen, sieht man, wie bei sinkenden Wasserständen die Linien für die Quellen und für die Inundationswässer immer mehr auseinandertreten. Nach dem Pumpverbote im Juli 1880 steigt der Wasserstand in den Gruben bedeutend rascher als der Thermenspiegel; die Ueberhöhung der Thermen nimmt aber nur scheinbar so rasch ab, indem das Wasser im Urquellenschachte durch den Bäderbetrieb unter seinem natürlichen Ueberdrucke gehalten worden war.

¹⁾ Wolf, l. c. pag. 6. Wochenschrift des österr. Ingenieur- und Architekten-Vereines 1879.

Die Sumpfung in den grösseren Tiefen im Winter 1880—1881 ging, wie bereits oben bemerkt wurde, anscheinend langsamer vor sich, weil sich hier der Spiegel der Inundationswässer in die tieferen verzweigten Grubenräume über eine grössere Fläche ausdehnte. Damals wurde auch die Therme von den Sumpfungsarbeiten wenig beeinflusst und man musste im Quellenschachte durch Pumpen nachhelfen, um die Weiterteufung zu ermöglichen. Dem wahren Bilde des Wasserstandes nähert sich hier eine Verbindungslinie zwischen den Spitzen, welche die Pumpenstillstände im Quellenschachte bezeichnen. Am deutlichsten wird die Steigerung des Ueberdruckes im Quellenschachte in dem Zeitabschnitte vom Juni 1881 bis Mai 1882, in welchem das Wasser an der Einbruchsstelle frei ausfloss. Das Thermalwasser fiel aus der steil einfallenden Quellspalte in 170 *m* S. H. in den Schacht; der Ueberdruck betrug demnach wenigstens 15 *m*. Die Ursache dieser Erscheinung wird unten noch eingehender besprochen werden.

Beim ersten Victorineinbruche füllten sich die Gruben langsamer als beim Döllinger Einbruche, trotzdem die Einbruchsstelle tiefer gelegen war; einerseits wegen des geringeren Wasserzufflusses, d. h. wegen des kleineren Querschnittes der Einflussöffnung, und andererseits, da grössere Grubenräume zur Ausfüllung gelangten. Die Gesamtwassermenge soll nach den Berechnungen des Herrn Directors Klier grösser gewesen sein als das erste Mal. Der Rückstau und der Beginn des Steigens im Quellenschachte trat damals schon bei tieferen Wasserständen ein (2. Februar 1888); es war der Ueberdruck in den Thermen dementsprechend grösser, nämlich 182·82 — 175·31 = 7·51 *m*. Die ansteigenden Curven nähern sich einander sehr rasch, weil der Wasserstand der Thermen durch das Pumpen während der Badesaison herabgedrückt war. Sehr rasch ging die Sumpfung der Einbruchswässer, nach erfolgter subaquatischer Verdämmung, vor sich, da die maschinellen Anlagen vermehrt worden waren und man nicht wie beim Döllinger Einbruche auch das constant aus dem Thermalgebiete zufließende Wasser mitzusumpfen hatte.

Als an der verdämmten Stelle der zweite Victorineinbruch erfolgt war, stiegen die Wässer noch langsamer an. Sie wurden in 161 *m* Höhe gehalten, damit die Giselagruben den Abbau weiter betreiben konnten. In dieser Seehöhe war der Ueberdruck der Thermen noch bedeutender, nämlich 18,—20 *m*. Der Ausfluss aus dem Thermalgebiete scheint mehr behindert gewesen zu sein, als bei den früheren Einbrüchen. Wie in dem Sanirungsvorschlage des Centraldirectors der Brüxer Kohlenbergbau-Gesellschaft, Herrn G. Bihl, ausgedrückt ist, war bereits im September 1893 nur mehr eine sehr beschränkte Verbindung zwischen beiden Gebieten vorhanden, denn nachdem man während der Saison 1893 die Grubenwässer hatte bis auf 170·68 *m* S. H. ansteigen lassen, bewirkte die darauf folgende Senkung keinerlei Beeinflussung der Quellspiegel, im Gegentheil war bereits im Winter 1893—1894 die Urquelle in neuerlichem Ansteigen begriffen. Andererseits kann man aus der Tabelle ersehen, dass die Wasserhebung im Urquellenschachte, welche

am 26. September 1895 begonnen worden war, keinen Einfluss auf den Wasserstand der Grubenwässer ausübte.

Vor Beginn der Sumpfung der Gruben wurde, um die Einbruchsstelle nicht zu sehr zu überlasten, der Wasserspiegel in Teplitz von 182 *m* S. H. auf circa 177 *m* S. H. herabgedrückt. Nach Oeffnung des Döllinger Ventils am 29. April wurde die Wasserhebung am Urquellenschachte wieder eingestellt; zunächst stieg die Quelle neuerdings an bis auf 179 *m*, später aber sank sie wieder conform der Wasserhebung in den Gruben, mit einem constanten Ueberdrucke von circa 22—25 *m*. Der Ueberdruck nimmt mit zunehmender Tiefe in dem Masse zu, dass es fast scheint, die Therme könne überhaupt nicht durch die Entleerungen in den Kohlengruben unter 170 *m* S. H. hinabgedrückt werden, wenn nicht das Wasser im Quellenschachte selbst gehoben wird.

Im Jahre 1883, geraume Zeit nach Sanirung des ersten Einbruches, wurde zur erleichterten Controle der Wasserstände die Riesenquelle um 16 *m*, d. i. auf 191·86 *m* S. H. abgeteuft, in welcher Höhe man auf Wasser traf. Wie das Ansteigen in diesem Schachte bewies, füllten sich die westlichen Spaltenräume im Porphyrr allmählig, bis sie im Juli 1887 die Höhe des damaligen Standes, d. i. 201 *m* S. H. erreicht hatte. Wenige Monate nachher erfolgte der erste Victorineinbruch; in dem raschen Verschwinden des Wassers aus dem Riesenquellenschachte (vom 28. November bis 1. December 1887) spiegelt sich das plötzliche Entleeren des Wassers aus den westlichen Spalten. Die Urquelle sank viel langsamer und noch später wurden die Schönauer Quellen beeinflusst.

Gelegentlich der Sanirung des zweiten Victorineinbruches wurde im Jahre 1881 auch der Riesenquellenschacht zum Behufe der Controle auf eine kleinere Seehöhe (191·045 *m*) niedergebracht. Selbst nach erfolgter Verdämmung der Döllinger Einbruchsstelle (20. Mai 1882) war die Schachtstolle bis Ende December 1885 trocken geblieben. Die Wasserstandschwankungen verhielten sich an diesen drei Beobachtungspunkten sehr ähnlich und bewegten sich während der Sumpfungarbeiten beiläufig zwischen den Inundationswässern und dem Urquellenspiegel. Sehr deutlich sieht man in dem Graphicon auf Taf. X die rasche Einwirkung des Oeffnens des Ventils am Pegelschachte, zunächst auf das Döllinger Bohrloch und dann auf die Riesenquelle (20. Juli, 28. August 1895), ebenso die der neuerlichen Wasserhebung am 15. September.

Nach Abschliessung der Einbruchsstelle steigen sofort alle Curven rasch an; die mit Hochwasser verbundene Schneeschmelze im März 1896 verursacht eine leichte, nach oben convexe Ausbuchtung in allen Linien, d. h. eine vorübergehende Beschleunigung im Prozesse der neuerlichen Anfüllung des Thermalgebietes. Die verschiedenen Zweige dieses Systems suchen sich in gleiches Niveau zu stellen und die Curven des tiefer stehenden westlichen Wassergebietes, welches dem Ausflussterrain zunächst lag, drängen in Folge desseu rascher empor und nähern sich denen der östlichen Wasseransammlung.

Um das Wasser nicht in gefährbringender Weise anstauen zu lassen, wird am 16. Juli 1896 das Ventil im Pegelschachte geöffnet

und das Wasser gehoben, wodurch ein Sinken des Wasserspiegels im Pegelschachte und in den Bohrlöchern und eine Verzögerung des Ansteigens im Urquellenschachte verursacht wird. Die Beschränkung des Pumpbetriebes im Februar 1897 verursachte dagegen sofort ein neuerliches Ansteigen der Wasserstände. Die Wasserhebung an der Urquelle und Frauenquelle, geht conform der Saison und stört in Folge ihrer ziemlichen Gleichförmigkeit das Gesamtbild nur wenig.

Dasselbe Bild der Beeinflussung zeigt sich auch bei dem Wassereinbruche im Giselaschachte, welcher so auffallend rasch bewältigt wurde. Nur wird das Sinken des Wasserstandes an der Riesenquelle und an den Bohrlöchern weniger deutlich, da sie durch die starke Wasserhebung im Pegelschachte in tiefem Niveau gehalten worden waren und nach erfolgtem Einbruche natürlich die Wasserhebung eingestellt worden war. Die Rückwirkung auf die Teplitzer Thermen ist, wie oben bemerkt, eigentlich fraglich, da durch den gesteigerten Bäderbedarf der Wasserspiegel in den Quellschächten ohnehin etwas herabgedrückt war.

In stets höherem Niveau als die Teplitzer Quellen hielten sich die Quellen von Schönau, als deren Vertreter die Hügelquelle auf dem Graphicon eingetragen wurde. Sie zeigt in Folge ihrer grösseren Entfernung in ihren Wasserstandsverhältnissen noch geringere Empfindlichkeit gegen die wechselnden Ausflussverhältnisse aus dem Thermalgebiete in die Grubenräume.

Herr Bergingenieur W. Poech hat in einer sehr anregenden Schrift¹⁾ eine Erklärung gegeben für die in mancher Hinsicht eigenthümlichen, hydrostatischen Beziehung der verschiedenen Beobachtungspunkte, wie sie sich bis zum Jahre 1888 dargestellt haben. Er verglich das Wassergebiet von Teplitz, das der Riesenquelle und die Grubenräume mit drei gesonderten Gefässen, zwischen denen eine verhältnissmässig nur beschränkte Verbindung besteht. Die grössere Ergiebigkeit der Riesenquelle vor ihrem Versiegen, soll einen grösseren Zufluss, der nach Poech's Anschauung nur aus dem Grundwasser der Umgebung der Quelle stammt, für dieses Gebiet, als jener des Gebietes von Teplitz—Schönau andeuten. Als die Quellen noch vollkommen intact waren, sollen diese beiden Gebiete (Gefäss I und II) vollkommen gefüllt gewesen sein und die zufließenden Wassermengen in den betreffenden Quellen ihren Ausfluss gefunden haben, ohne dass trotz der vorhandenen Verbindung, ein Austausch zwischen beiden Gebieten stattgefunden hätte. Als den Wässern der Riesenquelle im Jahre 1876—1879 allmählig schwache Abflüsse gegen die Grubenräume (Gefäss III) eröffnet wurden, verschwand diese allmählig, ohne auf die Teplitzer Thermen einen Einfluss auszuüben, was ebenfalls dafür sprechen soll, dass keine Verbindung zwischen den Gefässen I und II geherrscht hat. Bei dem Wassereinbruche nach

¹⁾ W. Poech. Die hydraulischen Vorgänge in den Spalten des Teplitz-Erzgebirgischen Porphyrs. „Oesterr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen“, Wien. XXXVI. Jahrg., 1888.

Gefäss III entleerte sich plötzlich Gefäss II, während sich das Abnehmen der Wassermenge in Gefäss I erst später fühlbar machte; denn es konnte aus diesem Gefässe, nach dem Spaltensystem der Riesenquelle, wegen des kleinen Querschnittes der Verbindungsöffnung nur eine geringere Wassermenge nach II abfliessen, als sich von hier gegen die Grubenräume ergoss. In dem Masse, als sich das Gefäss III allmählig füllte, stiegen auch in gleichem Niveau die Wasser in Gefässe II. Dadurch verminderte sich der Druck der höher stehenden Wasser in Gefäss I. Es konnte nicht mehr die ganze Wassermenge, welche hier zufloss, d. i. das Quantum der Ergiebigkeit der Teplitzer Therme, welche P o e c h mit 1.5 Cubikmeter per Minute berechnet, gegen II ausfliessen. Das Wasser begann also auch im Gefäss I, d. i. im Urquellenschachte neuerdings zu steigen. Es ist das der Zeitpunkt, in welchem, wie oben gesagt wurde, der Rückstau der Grubenwasser gegen die Thermalwasser eintrat. Beim ersten Einbruche betrug die Ueberhöhung in diesem Zeitpunkte 6.5 oder 7 m. Aus der Ausflussmenge von 1.5 Cubikmeter (Ergiebigkeit der Teplitzer Thermen) und aus der Ueberhöhung von 7 m berechnete P o e c h den Querschnitt der Durchflussöffnung mit 36 Quadratcentimeter. Das Wasser in den Gefässen II und III stieg rascher an, als das im Gefässe I, woraus P o e c h schliesst, dass der horizontale Flächenquerschnitt in letzterem grösser ist, als in jenen beiden zusammen. Durch das raschere Ansteigen der Grubenwasser wird theoretisch der Zeitpunkt eintreten, in welchem sie sich mit den Teplitzer Quellen gleichstellen. Dann wird von dieser Seite gar kein Zufluss mehr gegen das Osseger Spaltensystem (Gefäss II und III) stattfinden, und in Folge des hier angenommenen grösseren Grundwasserzufflusses würde man nach P o e c h das höhere Ansteigen der Riesenquelle über den Teplitzer Thermen und dann wieder das Eintreten der ursprünglichen Zustände erwarten können.

So einleuchtend auch diese Erklärung von P o e c h erscheint, so kann sie doch nur als eine stark schematische Umschreibung der natürlichen Verhältnisse angesehen werden. Zunächst kann die Riesenquelle mit ihrem Spaltensystem nicht in dem von P o e c h angenommenen Sinne als besonderes, von dem Teplitzer System unabhängiges Gefäss mit eigenen Zuflüssen betrachtet werden. Der höhere Ausfluss der Riesenquelle kann dafür nicht als Beweis gelten; denn solange auf beiden Seiten das Wasser ausfliesst, wird es nur von dem Querschnitt der unterirdischen Wasseradern abhängen, auf welcher Seite die grössere Wassermenge ausfliesst, und die nur wenig verschiedene Ausflusshöhe wird bei vollkommener Spannung der Wasser keine Rolle spielen können. Aber auch als die Riesenquelle seit dem Jahre 1876 allmählig abnahm, wird es für die Teplitzer Quellen in Folge der Spannung des unterirdischen Wassers gleichgiltig geblieben sein, ob sich das Wasser der Riesenquelle nach der Oberfläche ergiesst, oder ob es seitlich gegen die Grubenräume durchsickert. Erst wenn bedeutendere Wassermengen als diejenigen der alten Riesenquelle dem westlichen Theile der Spalten im Porphyr entnommen werden, wird sich das bei gleichmässiger Verbindung zwischen Teplitz und der Riesenquelle äussern können. In der That scheint das bereits

vor dem ersten Einbruche der Fall gewesen zu sein; denn nach den von Pöech citirten Angaben Dr. Eberle's litt die Teplitzer Bäderversorgung bereits vor dem Jahre 1879 zeitweise an Wassermangel.

Wir kennen die Spaltensysteme und ihre gegenseitigen Beziehungen nicht so genau, als dass wir uns eine bestimmte Vorstellung von den jeweiligen Wasserzufüssen durch Oeffnungen mit berechenbaren Querschnitten machen könnten. Nur das eine wissen wir, dass sich dem Abflusse des Thermalwassers aus dem Urquellenschachte ein bestimmter Widerstand, eine Hemmung entgegensetzt, die bei verschiedenen Wasserständen verschieden ist, und bei einem bestimmten Wasserstande auch durch die Annahme einer Ausflussöffnung von geringerem Querschnitte als der der Zuflussöffnung zur Urquelle einen rechnerischen Ausdruck gewinnen kann. In diesem Sinne ist wohl auch nur die Berechnung von Pöech gemeint. — Es stellt sich aber heraus, dass wir bei verschiedenen Wasserständen verschieden grosse Ausflussöffnungen annehmen müssten. Pöech nahm an, dass sich die Spalten gegen die Tiefe zu verengen und in Folge dessen bei tieferem Wasserstande nur ein kleinerer Ausflussquerschnitt vorhanden ist. Bereits Höfer hat in seinem Gutachten ausgedrückt, dass diese Annahme nicht nothwendig ist und sich durch eine einfachere ersetzen lässt. Er verglich die gegen die Gruben geneigte Curve, welche der Spiegel der in den Spaltensystemen angestauten Wasser darstellt, sehr richtig mit der gegen einen Fluss abziehenden Grundwassers darstellt. Je tiefer der Wasserstand des Flusses, desto grösser die Differenz zwischen dem Niveau des Flusses und dem eines Brunnens am Thalgehäng, d. h. bei tiefem Wasserspiegel ist die Grundwassercurve steiler als bei hohem Wasserstande. Dasselbe ist bei dem im Teplitzer Porphyr angestauten Wasser der Fall. — Dem Abzuge des Grundwassers gegen den Fluss stellt sich auch ein Widerstand, eine Art Hemmung entgegen, welche derselben Art ist, wie diejenige, welche das Wasser hinter einem Damme anstaut, durch den es nur langsam hindurchsickern kann. Die Stauhöhe entspricht einem gewissen Drucke, der nöthig ist, um die ganze zufließende Wassermenge durch die Spalten des vorgelegerten Dammes hindurchzupressen. Einer grösseren Wassermenge entspricht ein grösserer Widerstand; und es wird sich in Folge dessen das Wasser hinter dem Damme umso höher aufstauen, je grösser die zufließende Wassermenge ist, trotzdem die ganze Wassermenge durch den Damm hindurchsickern kann.

Welche Provenienz man immer für die Thermalwässer von Teplitz annehmen will, darüber kann kein Zweifel sein, dass das Wasser in den Thermalspalten nicht von oben zufließt, sondern von unten emporsteigt, und welche auch die Ursache des Auftriebes sei, man kann sie sich in der Form eines imaginären, communicirenden Rohres vorstellen; die Kraft, welche das Wasser in den Spalten emportreibt, wird einem gewissen Wasserstande in dem communicirenden Rohre entsprechen. Die Geschwindigkeit, mit welcher eine Flüssigkeit in ein Gefäss aus einer communicirenden Röhre überströmt, ist bei einem bestimmten Querschnitte abhängig von dem

Wasserstände in der letzteren, d. h. von dem durch diese ausgeübten hydrostatischen Druck. So lässt sich auch die in den Teplitzer Thermen zuströmende Wassermenge vergleichsweise auf einen angenommenen hydrostatischen Druck in der imaginären, communicirenden Röhre zurückführen, in welcher aber der Wasserstand constant bleibt und stets ausreichend ist, um das Wasser, falls es nicht seitlich abfließt, bis zur Höhe der Löwenköpfe (202 *m*) zu heben.

Bei freiem Abflusse des Wassers aus der Einbruchöffnung in die Gruben, wie zur Zeit vor Abschluss der Döllinger Verdämmung, fließt die ganze Menge des Thermalwassers den Gruben zu. Durch die Spalten des Porphyrs, welche als vielfach mit Letten und Kaolin verlegt gedacht werden können, hat das Wasser einen gewissen capillaren Widerstand zu überwinden. Dieser Widerstand findet seinen Ausdruck in der Wassersäule, welche sich im Urquellenschachte anstaut, resp. welche nach erfolgter Sumpfung im Schachte stehen bleibt. Erst wenn hier durch eine entsprechende Wassersäule der nöthige Druck ausgeübt wird, kann die gesammte einströmende Wassermenge den Widerstand überwinden und gegen die Gruben durchgepresst werden. Die nöthige Ueberhöhung beträgt bei der Seehöhe der Ausflussöffnung von 156·45 *m* 6·5 *m*; diese Zahl drückt direct den Widerstand aus, den die bei der Döllinger Einbruchstelle abfließenden Wassermassen zu überwinden haben.

Wird das Wasser in den Gruben nicht gesümpft, so erfüllen sich ihre Räume und das Wasser steigt an; ebenso steigt auch das Wasser im Urquellenschachte. Um die Höhe, in welcher hier das Niveau gestiegen ist, muss nun der durch die ideale communicirende Röhre ausgeübte Druck vermindert gedacht werden. Dem geringeren Drucke entspricht eine geringere zufließende Wassermenge; eine Erscheinung, die sich, wie allgemein bekannt, darin äussert, dass sich ein Gefäß aus einem communicirenden Rohre anfangs rasch, und mit steigendem Wasserspiegel immer langsamer anfüllt. Da eine geringere Wassermenge zufließt, kann auch gegen die Gruben nur eine geringere Menge abfließen; der geringeren Menge entspricht ein kleinerer capillarer Widerstand in den Spalten des Porphyrs und naturgemäss auch eine kleinere Ueberhöhung der Wassersäule im Urquellenschachte gegenüber den Inundationswässern. In je höherem Niveau sich die Wasserspiegel befinden, desto geringer wird die Differenz sein, in der sie sich ausgleichen; ein Verhältniss, das, wie bereits oben betont wurde, den Thatsachen vollkommen entspricht. Daraus erklärt es sich auch, dass, je tiefer die Wasserspiegel stehen, desto mehr die gegenseitige Beeinflussung beim Sumpfen erlahmt. Man hat es eben mit einer Winkelfunction zu thun, bei der die Niveaudifferenz der Tangente eines mit der Tiefe der Wasserstände stets zunehmenden Winkels entspricht. — Die so gewonnene Vorstellung erklärt es auch, dass, trotzdem wir ein Ansteigen der Thermen aus der Tiefe annehmen müssen, in der Tiefbohrung am Schlossplatze beim Anfahren von neuen Spalten kein Ansteigen des Wasserspiegels beobachtet wurde. Alle Spalten bilden ein zusammenhängendes Netz, dem natürlich auch die Thermen von Schönau angehören; aber der Circulation des Wassers von diesen gegen Teplitz

stehen ganz dieselben Hemmungen entgegen, wie von Teplitz gegen die Gruben.

Ueber dem Thermalwasser circuliren mit derselben Schwerfälligkeit die kalten Tagwässer in den Porphyrspalten und in den auflagernden Plänerschichten. In den zahlreichen Hohlräumen des Porphyrconglomerates mögen sie häufig mit jenen zusammentreten und die Ausscheidung der Baryte und Hornsteine befördern. Im Allgemeinen sind sie einem lebhafteren Wechsel unterworfen, als die Thermalwässer, da sie ganz unmittelbar von den Niederschlägen und dem Wasserstande der Flüsse abhängig sind. Insoferne sie zur Tiefe sinken können, werden sie eine Abkühlung des Thermalwassers herbeiführen, und das wird besonders dann der Fall sein, wenn der Thermalwasserspiegel sich senkt und dadurch Raum in den Spalten für ihren rascheren Zutritt geschaffen wird. Dementsprechend sinkt auch die Quelltemperatur mit sinkendem Wasserspiegel (vgl. die Temperaturcurve auf Taf. X); besonders ist das dann der Fall, wenn durch starkes Pumpen im Quellenschachte der Wasserspiegel rasch gesenkt wird; dann wird besonders viel kaltes Grundwasser in den Schacht gezogen. Es entsteht um den Schacht herum ein Depressionstrichter (s. Höfer, Gutachten S. 44), dessen Wandneigung die Hemmung darstellt, welche das gegen den Schacht abfließende wilde Wasser erfährt.

Sehr viele Brunnen in Teplitz haben eine Temperatur, welche grösser ist als die normale Bodentemperatur (14—18° R.); ein Beweis, dass dem Grundwasser Thermalwasser beigemischt ist. Teuft man hier in geringer Tiefe ab, so wird man bald den wechselnd mächtigen Grundwassermantel durchstossen haben und in die Thermalwasserzone gelangen. Viele Hausbrunnen zeigen auch bei starkem Pumpen eine Zunahme der Temperatur; ein unzweifelhafter Beweis, dass durch den im Depressionskegel verengten Grundwassermantel, der diffus in die wärmeren Regionen übergeht, eine grössere Menge von Thermalwasser nachgezogen wird. — Bei den einzelnen Einbrüchen nahm stets nach einiger Zeit die Temperatur der Einbrüchwässer um circa 1° R. zu (14—15° R.); ein Beweis, dass zuerst mehr wildes Wasser, dann mehr Thermalwasser nachgeflossen ist. Alle diese Erscheinungen, sowie die Bohrung in Wisterschan, lehren, dass eine weit grössere Menge Thermalwasser aus der Tiefe emporsteigt, als in den einzelnen Quellen und oberflächlichen Thermen zum Ausflusse gelangt, und dass sich auch bei ganz normalen Verhältnissen ein grosser Theil des Thermalwassers in seitlichen Grundwasserströmen verliert.

Bei verschiedenen Thermen wurde die Beobachtung gemacht, dass mit zunehmender Niederschlagsmenge nicht nur die Ergiebigkeit, sondern auch die Temperatur der Thermen zunimmt¹⁾. Es wurde diese Erscheinung als Beweis betrachtet, dass die Thermalwässer nichts anderes seien als an Ort und Stelle erwärmte Grund-

¹⁾ Siehe A. Rosiwal; Ueber neue Massnahmen zum Schutze der Karlsbader Thermen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 694.

wässer. Was Teplitz betrifft, spricht gegen diese Annahme, abgesehen von den in der Einleitung hervorgehobenen allgemeinen Gesichtspunkten, vor allem die sehr verschiedene chemische Zusammensetzung von Grundwasser und Thermalwasser, von denen die ersteren bei ihrem Durchgang durch den Pläner einen sehr hohen Härtegrad erlangen, während diese überhaupt nur sehr geringe Mengen fester Substanzen gelöst enthalten. Wenn man annimmt, dass eine Therme stets starke seitliche Ergiessungen in die Grundwasserregion besitzt, welche Theile des Thermalwassers den Hausbrunnen und den Flüssen zuführen, wofür die diffuse Vertheilung der Temperatur in den Hausbrunnen der meisten Thermalquellengebiete geltend gemacht werden kann, so glaube ich, dass obige Erscheinung auch auf andere Weise erklärt werden kann. Man denke sich als extremsten Fall das Grundwassergebiet als ein ähnliches Gefäss wie die Grubenräume gegenüber den Teplitzer Quellen, welche einen Theil des Thermalwassers an sich ziehen. Würden die Grubenräume rasch vom Tage aus angefüllt, so wird selbstverständlich der Abfluss an Thermalwasser abnehmen und eine grössere Wassermenge im Quellenschachte selbst emporsteigen können. Jeder Thermalquellenausfluss, als in einer Terrainvertiefung, meist an einer Thalsohle gelegen, ist stets rings umgeben von dem zu Tage zusitzenden Grundwasser, dessen Spiegel, wie nicht anders zu erwarten, über dem Thermalspiegel steht und unter einem gewissen Drucke demselben zuzuströmen trachtet. Dieser Druck dient aber auch dazu, das seitliche Ausströmen des unter noch grösserem Drucke in der Quellenspalte aufsteigenden Thermalwassers einzuschränken. Wird der Druck durch Ansteigen des Grundwassers erhöht, so kann weniger Thermalwasser nach den seitlichen Spalten austreten und die Ergiebigkeit der Quelle wird ohne Zweifel zunehmen. Dass dabei auch die Temperatur zunimmt, rührt daher, dass die Therme in den obersten Schichten weniger Zuflüsse aus der Region der wilden Wässer erhält.

Die Beziehung zwischen Grundwasser und Thermalwasser ist jedoch wechselseitig. Das Thermalwasser steigt in unzähligen Spalten empor und tritt an der tiefsten Stelle, welche das Spaltennetz durchkreuzt, zu Tage. In den seitlichen Spalten wird es so hoch ansteigen, als es der für die betreffende Entfernung und durch die Gesteinsbeschaffenheit bedingte Abflusswiderstand gegen die Therme gestattet. Ueber dem unebenen Wasserspiegel in den seitlichen Thermalspalten baut sich, stets erneut durch die Niederschläge und andere Zuflüsse, der Mantel der kalten, wilden Wässer auf. Der durch das Thermalwasser in den seitlichen Spalten gegen oben ausgeübte Druck verursacht im allgemeinen einen höheren Stand des Grundwasserspiegels, als wenn das Thermalwasser nicht vorhanden wäre. Eine starke Sumpfung in der Haupttherme wird das Wasser aus den seitlichen Spalten und das darüber stehende Grundwasser nachziehen. Umgekehrt wird eine Verstärkung des Grundwassermantels bei starken Niederschlägen einen Druck auf das darunter angestaute Thermalwasser ausüben und dasselbe gegen die Hauptspalte zurückpressen, wo es dann in erhöhter Menge ausfliessen kann. So würde z. B. höchstwahrscheinlich in Teplitz im Urquellenschachte ein erhöhter Wasser-

zufluss eintreten, wenn es gelänge, grosse Wassermengen in alle Hausbrunnen von Teplitz einzugiessen. Aber nicht durchaus alle Thermen werden sich so verhalten, denn eine Therme, welche schon bei normalen Verhältnissen grosse Mengen von Tagwasser enthält, und sich so in ihrer Beschaffenheit den normalen Grundwasserquellen nähert, wird bei stärkerer Niederschlagsmenge gewiss eine Verminderung der Temperatur zugleich mit der Zunahme der Wassermenge aufweisen¹⁾.

Die Ereignisse in Teplitz und Osseg haben gezeigt, auf wie weite Strecken in einem mit dem Thermalwasser erfülltem Netze die unterirdischen Wasser in engster Beziehung zu einander stehen können. Man kann daraus ersehen, dass bei der Beeinflussung einer Quelle durch die Niederschläge im obigen Sinne sehr grosse Flächen in Betracht kommen können, so dass die mögliche Rückwirkung als Zunahme der Thermalwassermenge durch Verstärkung des Grundwassermantels, nicht ausser dem Verhältnisse mit der Ursache steht:

II. Die Schwimmsandeinbrüche von Brüx.

I. Einige Bemerkungen über Schwimmendes Gebirge.

Der eben geschilderte Fall, in welchem den Bergwerken von unten durch hydrostatische oder durch Gasdruck aufsteigende Wasser starke Schwierigkeiten bereitet werden, ist ein ganz besonderer, der zu den grossen Ausnahmen gehört. Dagegen gehört es zur Regel, dass die Bergbaue mit den vom Tage zusitzenden Wässern zu kämpfen haben. Wenn die Niederschlagswässer in den Boden einsickern, so werden sie stellenweise durch weniger durchlässige Schichten aufgehalten, welche sie nur nach Massgabe des auflastenden Druckes durchdringen können. Ueber solchen Schichten sammeln sich grössere Wassermengen. Aber auch durch die sogenannten undurchlässigen Schichten drängt sich das Wasser langsam und in geringer Menge nach den tieferen Regionen, und sammelt sich dann vielleicht in einer tieferen Lage neuerdings, welche gegen unten abermals von einer undurchlässigen Schichte begrenzt wird. Das Wasser sinkt gleichsam staffelweise zur Tiefe, sich über gewissen Horizonten oder Lagen ansammelnd, zwischen denen sich relativ wasserfreie Schichten befinden. Da das Wasser rascher zufliesst, als es abzusinken im Stande ist, wird das höchstliegende dieser übereinander liegenden Reservoirs bald gefüllt sein und überfließen, d. h. das Wasser wird an dem am tiefsten eingeschnittenen Furchen wieder zu Tage treten. Das hindert aber nicht, dass auch in grössere Tiefen das Wasser langsam und stetig absinkt und auch diese allmählig erfüllt, voraus-

¹⁾ Z. B. die Therme von Brunn bei Wien. Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Commission des Gemeinderathes der Stadt Wien. Wien, 1864, pag. 114. — Das Gegentheil wurde wieder bei der nahe gelegenen Therme von Fischau beobachtet.

gesetzt, dass keine Complicationen durch Schichtenstörungen oder artesische Abflüsse ein directes Ausfliessen des Wassers aus den tieferen Schichten ermöglichten.

Es gibt bekanntlich alle Abstufungen zwischen wasserfreien und wasserführenden Schichten. Kein Gestein ist vollkommen undurchlässig, es sammelt sich sogar in den massigen Graniten in Brunnen von verhältnissmässig geringer Tiefe Wasser an¹⁾.

Im Vergleiche zu der steten Bewegung, in welcher sich das quellenspeisende Grundwasser über den höchsten, undurchlässigen Schichten befindet, hat sich in den tieferen Regionen im Laufe der Jahrtausende ein Gleichgewichtszustand hergestellt, und das Wasser ist in den einzelnen tieferen Reservoirs relativ unbeweglich. Durch die künstlichen Eingriffe beim Bergbaue werden unvermeidlich nicht nur die Circulationsvorgänge in der Nähe der Oberfläche, sondern auch häufig die Gleichgewichtszustände in den Durchtränkungsgraden der tieferen Regionen gestört, und manche Schichten müssen sich rascher entleeren, als sie sich neuerdings zu füllen im Stande sind. Aber nicht nur der Gleichgewichtszustand der Grundwässer, sondern auch der des Gebirges selbst kann gestört werden, wenn dieses theilweise bei grosser Wassercapacität auch ein so lockeres Gefüge besitzt, das von dem bewegten Wasser selbst mitgerissen werden kann. Im höchsten Masse ist das bei dem sogenannten „schwimmenden Gebirge“ oder dem „Schwimmsande“ der Fall²⁾.

Es ist das ein feiner, hauptsächlich aus Quarz bestehender Sand meist geologisch jungen Alters, welcher mit Wasser durchtränkt, in unregelmässigen Linsen zwischen undurchlässigen Tegel oder Schiefern eingeschlossen ist. Solange das Bassin vollkommen umschlossen bleibt, dient der angehäuften Sand als Träger für die überlastenden Schichten; sobald aber durch irgend ein plötzliches Ereigniss dem Wasser ein Ausfluss nach unten oder auch unter hydraulischem Druck nach oben eröffnet wird (wie das z. B. bei der bekannten Katastrophe von Scheidemühl im Jahre 1893 der Fall war³⁾), so reisst das bewegte Wasser die feinen Sandpartikelchen mit sich und beraubt durch unterirdische Unterwaschung die Deckschichten ihrer Unterlage; es entsteht ein Hohlraum, welcher in den meisten Fällen einen sofortigen Einsturz der Decke zur Folge hat.

Es ist klar, dass das Vorhandensein eines solchen Lagers im Hangenden eines Abbaues für diesen, falls er nicht durch eine zähe, mächtige Zwischenlage undurchlässiger Schichten von ihr getrennt ist, die grösste Gefahr mit sich bringt. Man trachtet deshalb darnach, ihnen nach Möglichkeit auszuweichen oder sie auch unschädlich zu machen.

¹⁾ Sir Clements R. Markham. Discovery by Baron Nordenskjöld that Fresh Water will be found by boring through Hard Crystalline Rock for 30 or 35 Metres. Geographical Journal. London. Vol. X, 1897, pag. 465.

²⁾ Die meisten Gesteine besitzen im feuchten Zustande eine geringere Widerstandsfähigkeit und Zähigkeit als im ausgetrockneten. Vergl. M. O. Keller: Saturation hygrométrique de l'écorce du globe. Annales des Mines, 9. Sér., Tom. XII, 1897, pag. 59 ff.

³⁾ A. Jentzsch. Zeitschrift für praktische Geologie, 1893, pag. 347 und F. M. Stapff ebenda, pag. 383 und 1894, a. a. O.

Im trockenen Zustande ist dieser Sand vollkommen fest, er lässt sich in den Sandgruben, welche zu Tage über dem Niveau des Grundwasserstandes liegen, in sehr steilen Wänden abgraben. Die trockenen Körner können, durch ihr eigenes Gewicht zusammengebacken, in fast senkrechter Mauer stehen bleiben. Wo es irgend thunlich ist, sucht man deshalb den Schwimmsandlagern das Wasser zu entziehen. Man öffnet dem Wasser des Bassins einen Ausweg nach unten, während der Sand durch geeignete Filter zurückgehalten wird. Durch die Schaffung einer derartigen künstlichen Quelle wird das Schwimmsandbassin aus der Region der statischen Wasserfüllung in die Region des schwankenden Grundwasserstandes gerückt, und der Erfolg der Entwässerung hängt dann nur mehr davon ab, ob es gelingt, einen genügend grossen Abfluss herzustellen, welcher sich nicht aus einem grösseren Niederschlagsgebiete ersetzt; d. h. wenn die geologischen Verhältnisse derartige sind, dass mit dem Entleeren tiefer liegenden Wassers nicht das Grundwasser anderer Regionen ebenso rasch nachzufliessen im Stande ist. Das Entwässerungsverfahren ist an verschiedenen Orten schon mit gutem Erfolge angewendet worden¹⁾.

Das Abteufen eines Schachtes durch eine mächtigere Schwimmsandlage, wenn sie nicht entwässert werden konnte, erschien früher als eine Unmöglichkeit; erst nachdem Herr Ingenieur Poetsch ein sinnreiches Verfahren eronnen hatte, sind solche Abteufungen, wenn auch mit grossen Kosten, durchführbar. Es wird bei diesem Verfahren der abzuteufende Schacht von einem Kranze von Bohrungen mit eingesenkten Röhren umgeben, durch welche eine Kältemischung geleitet und dadurch das Wasser des schwimmenden Gebirges zum Gefrieren gebracht wird. In dem auf diese Weise gefestigten Sande lassen sich auch tiefe Schächte gefahrlos abteufen, und die Erfindung von Poetsch findet nun mit geringen Abänderungen überall Anwendung, wo stark durchwässertes und leicht bewegliches Gebirge durchsunken werden soll²⁾.

Aber nicht nur durch die menschliche Thätigkeit, sondern auch durch natürliche Vorgänge können unterirdische Schwimmsandlager plötzlich in Bewegung gerathen und eine grössere Verschiebung der Lagerungsweise hervorrufen. Als Beweise für solche Vorgänge in früheren geologischen Epochen können die „Sandsteingänge“ dienen; es sind wahrhaftige Gänge von feinem, meist nachträglich durch Kalkspath verkittetem Quarzsand, welche anders geartete, Sedimentär- oder auch Eruptivgesteine genau in derselben Weise wie die Gänge irgend eines Eruptivgesteines durchsetzen. Das grossartigste Beispiel solcher Gänge wurde durch Diller³⁾ aus Nord-

¹⁾ S. z. B. Bergdirector M. Rubesch, Schwimmsandentwässerungs-Methode auf der Rudiaybraunkohlensche in Bilin. Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. Wien 1896. Nr. 3, pag. 27.

²⁾ Vergl. z. B. M. Scalin, Note sur le fonçage des puits à grande profondeur par le procédé Poetsch. Bulletin de la Société de l'Industrie Minérale. Saint-Etienne. 1897. Tom. XI, pag. 647.

³⁾ J. S. Diller, Sandstone Dikes. Bulletin of the Geological Society of America. New-York 1890, Vol. I, pag. 441.

Californien beschrieben. An den Nordwestgehängen des Sacramentothales werden die Schiefer der Kreideformation (Horselown und Chico beds) in einem Gebiete von 15 englischen Meilen nörd-südlicher Länge und 6 englischen Meilen Breite von 45 bisher bekannt gewordenen Sandsteingängen durchsetzt. Sie durchdringen an meist senkrechten Klüften die Schiefer und Sandsteine ohne Störung oder Verzerrung der unmittelbar anschliessenden Schichten. Die schwächsten von ihnen sind fadendünn, die mächtigsten werden bis 8 Fuss dick; sie konnten in Längenerstreckungen von 200 Fuss bis mehr als 9 englische Meilen verfolgt werden.

Die etwa tausend Fuss mächtigen Bildungen der Kreideformation liegen discordant und gegen Ost einfallend über den metamorphischen Gesteinen des Küstengebirges (Coast Range); die senkrechte Stellung der Gänge beweist, dass sie jünger sind als die Neigung der Kreidebildungen. Sie dringen nicht mehr in die jüngeren Ablagerungen des Sacramentothales, in die Tuffe, Sande und Thone von wahrscheinlich pleistocänem Alter ein. Sie stammen also ohne Zweifel aus der Tertiärzeit, wenn auch eine nähere Altersbestimmung sich nicht durchführen lässt. Die feinere Structur des Sandsteines zeigt, dass derselbe nicht durch allmälige Ausfüllung von oben eingeführt werden konnte; und besonders die Anordnung der beigemengten Glimmerblättchen parallel der Seitenwände der Gänge deutet auf ein Eindringen des Sandes in die Spalten in einem dem flüssigen ähnlichen Zustande und lässt sich mit der Anordnung der Krystalle in einem durch Fluidalstructur ausgezeichneten Eruptivgesteine vergleichen. Dass die Bewegung unter einem ziemlichen Druck stattgefunden hat, geht daraus hervor, dass sich an den Glimmern verschiedene Stauungs- und Verbiegungserscheinungen beobachten lassen.

Hauptsächlich der Umstand, dass viele Gänge die Oberfläche nicht erreichen, sondern innerhalb der Masse der Kreideschichten abbrechen, führt Diller zu der Annahme, dass die Sandmasse in Form des schwimmenden Gebirges von unten emporgedrungen ist. Gewisse Sandsteinbänke innerhalb der Schiefer haben grosse Aehnlichkeit mit dem Sandstein der Gänge und einzelne von ihnen erreichen eine Mächtigkeit bis zu 100 Fuss. Sie streichen im Westen der Gänge an der Oberfläche aus und fallen circa 15° ostwärts. Die Entfernung des Tagaufschlusses der Sandsteinlager von den Gängen ist so gross, dass diese, wenn das östliche Einfallen constant bleibt, bis in Tiefen von 10.000 Fuss reichen müssen. Ihre grosse Ausdehnung an der Oberfläche in einer Länge bis zu 6 Meilen, macht aber auch diese Tiefe nicht unwahrscheinlich. Nach den Lagerungsverhältnissen kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass der artesische Druck, unter welchem sich die vom Wasser durchtränkte Sandmasse zur Tertiärzeit befand, die emportreibende Kraft gewesen ist. Die Entstehung der Spalten, d. i. die unmittelbare Veranlassung für die Bildung der Gänge wird von Diller auf Erdbeben zurückgeführt. Es ist eine längst bekannte und durch viele Erfahrungen bestätigte Thatsache, dass die unterirdischen Wasserbassins durch Erdbeben in weit höherem Masse bewegt werden, als die Erdoberfläche selbst; dass z. B. bei starken Erdbeben aus einer Ebene plötzlich Spring-

brunnen von Grundwasser emporquellen und im Boden plötzlich kreisförmige, mit Wasser erfüllte Einsenkungen entstehen, dass die Brunnen überquellen und die Brunnenkreuze losgerissen und emporgeschleudert werden u. s. w. Auch die Entstehung von Spalten an der Erdoberfläche wurde häufig bei jenen starken Erdbeben beobachtet, bei welchen die Oberflächenwellen einen derartigen Grad von Intensität erlangt hatten, dass die Elasticitätsgrenze der obersten Erdschichten überschritten wurde. Allerdings ist kein Beispiel bekannt, bei welchem man das Aufreissen von Spalten bis zu nur annähernd ebenso grossen Tiefen beobachtet hätte, wie die Tiefe, welche nach Diller die Sandsteingänge des nördlichen Sacramentogebietes erreichen. Bedenkt man aber, dass die Form der Sandsteingänge unbedingt ein plötzliches Aufreissen und ein plötzliches Empordringen der Sandmassen voraussetzt und berücksichtigt man die Mithilfe, welche ihrer Entstehung noch zu Theil geworden ist durch den hohen artesischen Druck und die starke emportreibende Bewegung, welche erfahrungsgemäss unterirdische Wassermassen bei starken Erdbeben annehmen, so wird wohl zugegeben werden müssen, dass kaum eine andere Erklärung als die Diller's hier angewendet werden kann. Dazu kommt noch, dass das Gebiet des Sacramentothales noch heute ein sehr bewegtes Erdbebengebiet ist, und dass man aus geologischen Gründen eine noch bedeutend lebhaftere seismische Thätigkeit daselbst zur Tertiärzeit voraussetzen kann.

Auf dieselbe Weise haben auch alle übrigen Autoren, welche Sandsteingänge in eingehender Weise beschrieben haben, deren Entstehung auf Erdbeben in früheren geologischen Epochen zurückgeführt, ob nun die Sandsteinmasse, wie in dem eben geschilderten Falle von unten emporgedrungen oder einfach von oben in die neuentstandenen Spalten eingeflossen war¹⁾. Gewiss ist, dass, wenn diese Erscheinungen mit Erdbeben in Verbindung gebracht werden, sehr heftige Erschütterungen vorausgesetzt werden müssen. Die später zu besprechenden Schwimmsandgebiete in der Umgebung von Brück werden nicht selten von schwächeren Erdbeben heimgesucht; bei der hochgradigen Störung, welche die Gleichgewichtsgegenstände unterirdischer Wassermassen bei solchen Erschütterungen erfahren, wäre es wohl nicht unangemessen, auch die möglichen gegenseitigen Beziehungen gelegentlich zu berücksichtigen. Ohne Zweifel müssen aber schon die Vorbedingungen für grössere Verschiebungen der Schwimmsandmassen vorhanden sein, wenn sie durch eine so leichte Erschütterung, wie sie in jenem Gebiete vorzukommen pflegen, zur Auslösung gelangen sollen. In einem anderen Aufsätze hoffe ich, auf diese Frage noch einmal zurückkommen zu können.

¹⁾ E. Kalkowsky. Ueber einen oligocänen Sandsteingang an der Lausitzer Ueberschiebung bei Weinböhla in Sachsen. Sitzungsberichte und Abhandlungen der naturwissenschaftlichen Gesellschaft „Isis“, Dresden. Jahrgang 1897, Juli bis December, pag. 80.

A. P. Pawlow. On dikes of oligocene sandstone in the neocomian clays of the district of Alatyr in Russia. Geol. Magazin. London 1896, December, Vol. III, pag. 49.

W. Cross. Intrusive Sandstone dikes in Granite. Bull. of the Geol. Soc. of America. New York 1894. Vol. V, pag. 225.

II. Lagerungsverhältnisse der Braunkohlengebilde in der Umgebung von Brüx und deren Schwimmsand-Einlagerungen.

Das Braunkohlengebiet von Brüx bildet eine grosse Bucht jener grössten Ausweitung des sich am Fusse des Erzgebirges dahinziehenden Tertiärgebietes, welche als das Aussig-Teplitz-Dux-Saazer Becken bezeichnet wird. Die Tertiärgelände des nordwestböhmisches Braunkohlengebietes zerfallen in folgende Unterabtheilungen: 1. Die untere, oder vorbasaltische Stufe, bestehend aus Quarzsandstein mit überlagernden, sandig thonigen Schichten (Saazer Schichten) und Flötzen von Moor und Glanzkohle. 2. Die mittlere Stufe, in deren Bildungsperiode die basaltischen Aufbrüche fallen, und welche von den basaltischen Tuffen, hin und wieder Conglomeraten und auch abbauwürdigen Flötzen gebildet werden. Sie ist hauptsächlich im Mittelgebirge verbreitet und fehlt in dem genannten Becken. 3. Die dritte, nachbasaltische Stufe ist aus Thonen und Schieferthonen mit Einlagerungen von losem Sand (Schwimmsand) und Schotter zusammengesetzt. Sie enthält die allermächtigsten und werthvollsten Flötze.

Das Hauptflötz wird in der Umgebung von Brüx allein abgebaut. So wie es vom Erzgebirgsrande her unter einem wechselnden Winkel von 8—36° gegen die Muldenmitte einfällt, so senkt es sich unter der Stadt Brüx aber unter einem bedeutend flacheren Winkel (unter 8°) gegen Nordwesten. Westlich von Brüx tritt es zu Tage und es wird hier die Kohle in grossartigen Tagbauen gewonnen. Bei Kopitz (7 Kilometer NW von Brüx) liegt das Hauptflötz bereits 114 *m* tief, bei Rosenthal 224 *m*. Die tiefsten Punkte erreicht es zwischen Oberleutensdorf und Maria-Ratschitz in 353 *m* unter Tag. Das Flötz ist unmittelbar bei Brüx meist 8—18 *m* mächtig, doch schwillt es auch hier, so wie bei Oberleutensdorf stellenweise zu 30 *m* Mächtigkeit an; bei Bilin wurde es 38 *m* mächtig gefunden,

Innerhalb der je nach der Tiefenlage des Flötzes verschieden mächtigen hangenden Sand- und Lettengelände finden sich die sehr unregelmässigen Schwimmsandeinlagerungen. Eine genaue Einzeichnung der Umgrenzung dieser Lagen ist aus verschiedenen Gründen sehr schwierig. Zunächst sind dazu sehr zahlreiche Bohrungen nöthig, und diese werden, nur wenn die Bohrlöcher sehr nahe beieinander liegen, ein verlässliches Bild über die Ausbreitung und den Zusammenhang der in verschiedenen Horizonten mit sehr unregelmässiger Umgrenzung wechselseitig auskeilenden und gegenseitig übereinander übergreifenden Lager geben können. Dazu kommen noch die zahlreichen grösseren und kleineren Verwerfungen, welche die Schwimmsandmulden stellenweise abschneiden und wenn sie nicht sehr mächtig sind, durch die Bohrungen nur sehr schwer nachweisbar sind. In den Bohrjournalen wird nach Vereinbarung jener Sand als Schwimmsand bezeichnet, „welcher wasserführend ist, nicht steht, nicht mit dem Bohrer gewonnen, sondern mit dem Schmantlöffel gehoben wird, wobei die Röhrentour einfach gesenkt wird.“ Es können aber auch Lagen von dieser Beschaffenheit im Streichen ihren Charakter in der Weise

ändern, dass obige Definition nicht mehr zutrifft; abgesehen davon, dass der Wassergehalt und damit die Consistenz des Sandes in einem unregelmässigen Lager sich ändern kann, es auch vorkommen, dass einzelne Partien durch stellenweise Kalkspathvermittlung erhärtet sind und ihr Zusammenhang mit dem Schwimmsand deshalb nicht erkannt wird. Auf diese Weise konnte es kommen, dass trotz der Untersuchungsbohrungen sowohl den Bergbau-Interessenten als auch der Bergbehörde das Vorhandensein der Schwimmsandlinse unterhalb der Stadt Brügge und die damit verbundene Gefahr für die Stadt und für die Gruben entging.

Höfer und Uhlig haben in ihrem Gutachten anlässlich des am 19. Juli 1895 erfolgten Haupteinbruches eine Probe von den in den Annahilsbau vorgetriebenen Sandmassen untersucht. Nach ihrer Angabe enthält der lichtgraue, fast weisse Sand mehr als 90% ziemlich abgerundete Quarzkörnchen, zumeist von 0.13—0.25 mm Durchmesser, denen noch Staub von unter 0.09 mm und ferner spärliche Feldspaththeilchen und Muscovitblättchen beigemischt sind. Kleine scharfkantige Kohlentheilchen sind ohne Zweifel erst während der Bewegung des Sandes von der Einbruchsstelle her, durch die Gruben dazugekommen. Nach den Untersuchungen der genannten Autoren an verschiedenen Proben nimmt der Schwimmsand 31.14—33.2% Wasser auf. Es wird also ein Drittel des Schwimmsandvolumens von Wasser eingenommen.

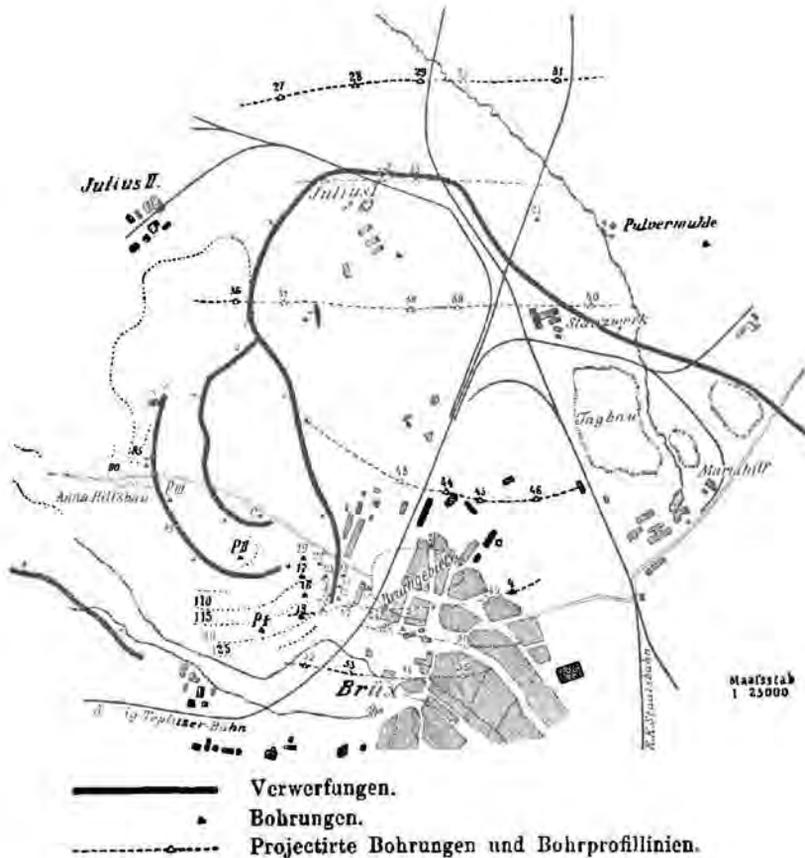
Nicht durchwegs hat aber der Schwimmsand so feines Korn, und die Proben aus dem Annahilsbaue können wohl bereits als ein Auswaschungsproduct betrachtet werden, dessen Feinheit die des Durchschnittes übertrifft, indem die kleinsten Bestandtheile von dem Wasser weiter getragen als die gröberen und beim Einbruche durch die Gruben weiter nach vorwärts gebracht wurden. Ein gutes Bild der Lagerung der Sandschichten von gröberem und feinerem Korne bieten die Aufschlüsse in den Sandgruben der Umgebung von Brügge.

Sie geben ein vortreffliches Bild jener Art der sogenannten falschen Schichtung oder Diagonalschichtung, welche durch die fortwährende Umlagerung des Sandes im Wellenschlage eines Seegestades entsteht. Jede stärkere Welle hebt wie eine lange Schaufel einen Streifen des angehäuften Sandes heraus, wirbelt ihn empor und lässt ihn dann im Zurückgehen wieder an derselben Stelle in die eben geschaffene, nach oben concave Mulde niedersinken. Dabei ordnen sich im Zurückfallen die Sandpartikelchen; zu unterst lagern sich die gröberen Körnchen und zuletzt, nachdem die Welle wieder ganz zum Stillstande gelangt ist, fallen erst die ganz feinen Sandtheilchen in die eben von der Welle neu ausgehobene Mulde. So liegt der Sand in dünnen Streifen, welche gegen oben concave Bögen beschreiben. Zu unterst ist der Bogen am gewölbtesten und steilsten, und enthält auch die gröbsten Körnchen, welche nicht selten die Grösse eines Handschuhknopfes, ja sogar hin und wieder die einer Erbse erreichen. Gegen aussen, d. h. gegen die Richtung, in der sich die Welle zurückzieht, liegen die Sandstreifen immer flacher, das grobe Material ist hier bereits zum Sinken gebracht worden und nur mehr der ganz feine Sand, der eigentliche Schwimmsand, hat sich in ruhigerer Form

gesetzt. Die horizontale oder geneigte Ablagerungsform der einzelnen Partien ist durch eine äusserst feine Streifung von abwechselnd wenig gröberem und feinerem Materiale markirt.

Eine neue Welle durchschneidet mit einer neuen Curve die eben gebildete Ablagerung, und während sich der Process immer von Neuem wiederholt, schiebt sich die ganze Sandmasse durch stetige Zufuhr

Fig. 4.



immer mehr gegen das Innere des Sees vor. Auf diese Weise entsteht das System der sich durchschneidenden gegen oben concaven Linien, welche alle in einer Richtung verflachen. Manchmal tritt eine Unterbrechung in der Ablagerungsfolge ein durch einen Stillstand in der Bewegung; es mag ein Theil der Bucht durch irgend einen Zufall vom Hauptwellenschlage gesondert worden sein, und es setzt sich eine dünne Bank von feinem, lettenartigem Schlamm zwischen den Sanden ab; oder das ganze System wird durch eine besonders starke

Welle horizontal abgeschnitten und darüber beginnt eine neue Serie in der gleichen Lagerungsform.

Um einen Anhaltspunkt über die Herkunft des Schwimmsandes zu gewinnen, habe ich einige besonders grosse Körnchen aus dem Sande gelöst und davon Dünnschliffe anfertigen lassen. Sie bestehen hauptsächlich aus äusserst feinkörnigem Quarz, dem hie und da ganz kleine, farblose Leistchen eines glimmerigen Minerals eingelagert sind. Einzelne Stücke sind ganz erfüllt von feinen Hämatitschuppen; andere wieder enthalten grössere Mengen von Thonschiefernadelchen und auch hie und da ein erkennbares Korn von Rutil. Man hat es offenbar mit Bruchstücken quarzreicher Linsen und Schmitzen aus einem phyllitartigen Gestein zu thun. Obwohl sich die Ablagerungen am Südufer des miocänen Sees befinden, kann also der Sand unmöglich aus dem Mittelgebirge stammen, wo derartige Gesteine nicht vorkommen. Seine ursprüngliche Heimat ist wahrscheinlich im Erzgebirge oder in einem entfernteren krystallinischen Gebiete zu suchen. Höchstwahrscheinlich stellt er aber nichts anderes dar als eine neuerliche Umlagerung des Materiales, aus dem der Quadersandstein gebildet ist.

Die zahlreichen jüngeren Störungslinien, welche das Braunkohlengebiet nach verschiedenen Richtungen durchqueren, gehören einer anderen Gruppe als die älteren eigentlichen tektonischen Verwerfungen, welche bestimmend sind für den Gebirgsbau im Grossen; wie z. B. die Brüche am Rande des Erzgebirges. Betrachtet man die auf Fig. 4 dargestellten Verwerfungen in der Umgebung von Brüx, so gewahrt man in dem bogenförmigen Verlaufe und der Art und Weise der Verzweigung einen anderen Charakter als den der eigentlichen tektonischen Verwerfungen. Ja es erscheint mir zweifelhaft, ob sich diese Störungen überhaupt in das ältere, liegende Gebirge fortsetzen. Im Allgemeinen sinken an ihnen die Sedimente stoffelförmig gegen das Innere der Mulde ab; nicht selten verlieren sich kleinere Störungen des Flötzes im Hangenden; eine Erscheinung, die man auch in den kleinsten Verhältnissen an den zu Tage aufgeschlossenen Sandbänken beobachten kann. Es scheint, dass der grösste Theil der jungen Verwerfungen nur die Folge eines Zusammensinkens in sich selbst der tertiären Schichtenmasse ist, welches in der Mitte der Mulde, wo die Mächtigkeit die grösste ist, auch den höchsten Betrag aufweist. So bröckelt sich die Masse, niedersinkend, an dem Muldenrande parallelen Risse ab und wo eine vorspringende fremde Kuppe in die Tegel und Sandlager hineinsinkt, wie z. B. die Basaltkuppe des Brüxer Schlossberges, da weichen die Verwerfungen um dieselbe in deutlichem Bogen aus. (Siehe vorstehende Fig. 4.)

III. Haupteinbruch am 19. und 20. Juli 1895.

Das Stadtgebiet von Brüx einschliesslich des Bahnhofes der Aussig-Teplitzer Eisenbahn wird gegen NW begrenzt von der Johnsdorferstrasse. Bei der Anlage der Abbaue im Ostfelde des Annahilfsbauschachtes wurde im Sinne der in der Verleihungsurkunde

enthaltenen Vorschriften zur Sicherung dieser Strasse ein Schutzpfeiler von 40 m Breite eingehalten. In dieser Entfernung von der Stadt Brück wurden die ersten Abbaupläne angelegt und sollte wie gewöhnlich von der Grenze des Grubenfeldes gegen den Schacht zu heimwärts abgebaut werden. Nach dem damaligen Stande der Kenntnisse über die Beschaffenheit des Hangendgebirges und der benachbarten Regionen waren die k. k. Bergbehörde und die Direction der Brücker Bergbaugesellschaft berechtigt, diese Massnahmen als vollkommen zureichend zur Sicherung der Strasse und der Eisenbahn anzusehen. Die zur Untersuchung vor Beginn des Abbaues niedergestossenen Bohrlöcher hatten zufälliger Weise eine derartige Vertheilung, dass das Vorhandensein einer Schwimmsandlinse unterhalb des nördlichen Stadttheiles von Brück nicht vermuthet werden konnte ¹⁾. Selbst das von der späteren muthmasslichen Einbruchsstelle nur 50—60 m gegen Norden entfernte Bohrloch E (Taf. XI) gab keinerlei Anhaltspunkte, welche auf die Nähe des bedeutenden Schwimmsandlagers hätten schliessen lassen. Man hatte hier bis auf das in 97·52 m Tiefe gelegene Hauptflötz — abgesehen von einem kleinen (2·30 m) Hangendflötz in 33·70 m Tiefe — nur verschiedene Wechsellagerungen von trockenem Sand und Letten durchbohrt. Das Bohrloch liegt nämlich bereits jenseits der erst später erkannten und damals noch nicht vermutheten Verwerfung, welche nahe der Grenze des Grubenfeldes vorbeistreicht und die Schwimmsandlinse in ihrer Hauptmächtigkeit gegen Westen begrenzt.

Ein weiteres Bohrloch S, beim Kaiserbade in Brück, 330—340 m südwestlich von der muthmasslichen Einbruchsstelle und 12 m vom Bielaufser gelegen, ergab wohl in 3 m eine 3·6 mächtige Schwimmsandlage. Das weitere Dachgebirge bis auf das Hauptflötz in 43·6 m Tiefe bestand auch hier blos aus Letten und eingelagerten Kohlenbänken. Man hat es hier, wie weiter unten erklärt werden soll, mit dem gegen Süden auskeilenden Rande der Brücker Schwimmsandlinse zu thun. Der Wassergehalt des Sandes wurde auf die Nähe des Bielafusses zurückgeführt. Damals konnte Niemand das gewaltige Anschwellen dieses kleinen Lagers gegen Norden, oder gar einen gefahrbringenden Zusammenhang bis auf die 330 m entfernten Abbaupläne, in welchen später der Einbruch erfolgte, vermuthen. Auch die Verwerfung, welche zwischen den bekannten Bohrungen hindurchstreicht, konnte nicht aus den verschiedenen Höhen, in denen das Flötz angebohrt worden war, erkannt werden, indem sich dieser Umstand einfach durch ein sanftes Nordfallen ($4\frac{1}{2}^{\circ}$) des Flötzes erklären liess.

Vor dem Einbruch waren bereits alle zwölf unmittelbar am Schutzpfeiler der Strasse gelegenen Abbaupläne niedergelassen worden, ohne dass sich ein verdächtiges Anzeichen bemerkbar gemacht hätte. Wohl hatten einzelne Pläne und besonders der Plan 1260 (s. Taf. XI) beim Niederlassen intermittirende und nicht sehr erhebliche (3 Minutenliter) Wassermengen gebracht; sowohl der genannte, als auch der Plan

¹⁾ Prof. H. Höfer und Prof. V. Uhlig. Beantwortung der Fragen, welche an die geologischen Sachverständigen anlässlich der am 19. Juli 1895 erfolgten Schwimmsand-Einbruchskatastrophe gestellt wurden. 6. Februar 1896, pag. 12, II.

1266 waren auch vorzeitig Zubruche gegangen, ohne aber Wasser zu bringen. Man konnte diesen Erscheinungen aber keine wesentliche Bedeutung beilegen, zumal sie sich durch örtliche Umstände, nämlich durch das Vorhandensein einer den Plan von Westen nach Osten durchsetzenden Russkluft, erklären liessen. Erfahrungsgemäss gaben oft auch ganz trockene Russklüfte Veranlassung zum vorzeitigen Zubruchegehen eines Abbaues. Ueberdies war auch das in den Plänen zuzitzende Wasser auf seinen Sandgehalt geprüft worden; es hatte sich aber nur als lettenführend erwiesen.

Kurze Zeit vor der Katastrophe war bereits die zweite Abbaureihe in Angriff genommen; und auch der dem oben genannten Bohrloche zunächst liegende Plan Nr. 1294 war bereits niedergelassen und ausgefördert worden. Noch am Nachmittage (4 Uhr) des Tages, an welchem der Einbruch erfolgte, war er betreten und in ganz normalem Zustande befunden worden. Gegen 9 Uhr Abends befanden sich 3 Häuer in der Nähe dieses Abbaues, von denen einer trauriger Weise durch den Einbruch um's Leben kam. Die übrigen beiden hörten um die genannte Zeit ein Getöse, als wenn zwei Hunde zusammenstossen würden, und darauf ein längeres Geräusch, als wenn ein Hund über einen Bremsberg abrollen würde. Dann löschte ein Windstoss die Lichter aus und sie hörten, wie das Wasser aus dem Plane 1294 über die Mundlochstrecke herab gegen den Ulm der Streichstrecke auslug und weiterhin über die Strecken hinunter rauschte¹⁾.

Sowohl der Herr Verwalter des Annahilfsbauschachtes als auch die geologischen Sachverständigen Prof. H. Höfer und Prof. V. Uhlig waren der Ansicht, dass der Einbruch nicht in dem genannten Plane 1294 erfolgt sei, da sich obige Angaben der Häuer nur auf Gehörswahrnehmungen bezogen, sondern dass der bereits oben wegen zeitweiliger Wasserführung, wegen vorzeitigen Zubruchegehens und wegen seiner Russkluft erwähnte Plan Nr. 1260 dazu die Veranlassung gegeben hat. Derselbe liegt in der unmittelbaren Nachbarschaft des Planes 1294 und ist von ihm nur durch einen 8 m breiten Kohlenpfeiler getrennt; die oben genannten Umstände, durch die der Plan sich auszeichnete, lassen auch eine bedeutende Klüftigkeit des Dachgebirges in dieser Region vermuthen. Herr Oberbergverwalter F. Schröckenstein neigt hingegen der Annahme zu, dass der Einbruch in dem mehr südlich gelegenen Plane Nr. 1266 erfolgt ist, welcher sich ebenfalls durch Russklüfte auszeichnete und auch vorzeitig Zubruche gegangen war; von hier aus hat sich nach seiner Annahme die Schwimmsandfluth gegen den Plan 1293 und weiter nach Durchbruch des schwachen Kohlenpfeilers gegen den Plan 1294 ergossen.

Die muthmassliche Einbruchsstelle liegt in mindestens 112 m S. H., aber wahrscheinlich entsprechend der Flötmächtigkeit und der Höhe der Abbaukammern bedeutend höher, vielleicht in 149 m S. H.

¹⁾ Gutachten der mont. Sachverständigen Prof. J. Ullrich und Bergbauingenieur L. Stamm über die anlässlich der am 19. Juli 1895 erfolgten Brüxer Schwimmsandkatastrophe zu treffenden Massnahmen, pag. 22 ff.

Gegen das Füllort des Annahilsbauschachtes senkt sich das Flötz in einer schmalen, länglichen Mulde bis auf 90·1 *m* S. H. Von dem ebenfalls tiefer liegenden Grubenfelde des Annaschachtes ist diese Mulde durch einen Sattel von 112 *m* S. H. getrennt; sein Füllort befindet sich in 131 *m* S. H. Die Sand- und Wassermassen erfüllten abwärts fliessend rasch die Strecken des Annahilsbaues und erstickten die Wasserhaltungsmaschinen. Wegen der möglichen hohen Lage der Einbruchsstelle konnte auch ein Uebertreten des Wassers in das Gebiet des Annaschachtes befürchtet werden. Das Wasser stieg aber nur bis 103 *m* S. H. und bereits am 20. Juli, 6 Uhr Morgens, konnte festgestellt werden, dass kein weiteres Ansteigen des Wassers mehr stattfand, sondern im Gegentheil das Wasser schon im Sinken begriffen war. Der Schwimmsand musste sich also selbst den Weg verlegt und abgesperrt haben. Die höchstgelegenen Abbaukammern am Ostrande des Grubenfeldes, welche bis 122 *m* S. H. reichen, waren demnach leer geblieben, wovon man sich später durch Bohrungen auf die Kammer Nr. 1284 überzeugt hat.

Der Wasserspiegel ging bald auf 102 *m* Seehöhe zurück, bis auf welche Höhe die Strecken mit consistenter Sand- und Schlamm-masse erfüllt waren, deren gesammte Mächtigkeit nach dem Gesagten nicht ganz 12 *m* betrug.

Das Volumen der erfüllten Streckenräume wurde anfänglich auf 50.000, später aber auf 90.000—95.000 Cubikmeter geschätzt.

Kurz nach erfolgtem Einbruche in den Gruben, d. i. um $\frac{1}{4}$ 10 Uhr Abends, begannen die Senkungen im nördlichen Stadttheile von Brüx; der Einbruch ging in den ersten Stunden rascher und dann mehr allmähig vor sich, und währte circa 9 Stunden, nämlich von 9 Uhr Abends bis 20. Juli, 6 Uhr Früh. Aus der Darstellung des Herrn Oberbergverwalters F. Schröckenstein geht deutlich hervor, dass die Pingen zuerst in dem von der muthmasslichen Einbruchsstelle entfernteren Theile des Bruchgebietes niedergingen und sich in einer im Allgemeinen concentrischen Reihenfolge immer mehr gegen Westen vorschoben¹⁾. Zuerst ging eine Pinge nieder an der Gabel der Ziegel- und Gassgasse (beim Hause Nr. 626); und zugleich wurde ein eigenthümliches Geräusch, wie vom unterirdisch fliessendem Wasser vernommen, welches von einem erfahrenen Fachmanne sofort dahin gedeutet wurde, dass ein Schwimmsandeinbruch stattfinde²⁾. Immer grösser und tiefer werdend, rückten die Pingen gegen die Bahnhofstrasse, während sich zugleich das Bruchgebiet unter fortwährendem Einsturz der Häuser erweiterte. Gegen 11 Uhr Nachts entstand die grosse, gegen 100 *m* lange Pinge beim Hause Nr. 689. Gegen 2 Uhr Morgens stürzten die südlich davon liegenden Häuser Nr. 639—570, und am Ende der Quergasse der Reihe nach zusammen. Inzwischen erweiterte sich das Bruchgebiet gegen Norden und Osten durch sprungartige Senkungen. Nach einer Pause von einigen Stunden entstand noch eine grössere Pinge von 18—20 *m* Breite und 18 *m*

¹⁾ F. Schröckenstein, Studien über den Schwimmsandeinbruch in Brüx. „Der Kohleninteressent“, Teplitz 1896, Bd. XIV, Nr. 9, pag 67.

²⁾ Gutachten Ullrich u. Stamm, pag. 2.

Tiefe im Bahnhofgebiete. Die letzte Pinge von 25 *m* Durchmesser und 16 *m* Tiefe entstand um 6 Uhr Morgens ganz nahe der Einbruchstelle in die Gruben. Auch im Süden, in der Nähe des Taschenberges und der Wenzelskirche waren in den Morgenstunden noch einige kleinere Pingen niedergegangen.

Das Gebiet, welches diese Pingen einnehmen, einschliesslich der sie umschliessenden langen Erdspalten im Norden und Nordosten, umfasst rund 6 Hektare Grundfläche¹⁾.

Innerhalb sechs Tagen war der Sand bereits entwässert und vollkommen fest geworden. In den Strecken des Annahilsbaues wurden bald in der Côte 106 provisorische Dämme errichtet, um eventuelle neuerliche Sandnachschiebe hintanzuhalten.

Ueber das Wesen der Katastrophe konnte Niemand im Zweifel sein; es war ohneweiters klar, dass der Schwimmsand eines grösseren Lagers einen Weg gegen die offenen Grubenräume gefunden hatte und dahin ausgeflossen war. Dadurch waren Hohlräume entstanden, welche den Einsturz des Deckgebirges und die Entstehung der Pingen zur Folge hatten. Da aber die Grubenräume nicht völlig ausgefüllt waren, und man neuerliche Schwimmsand-Nachschiebe befürchten konnte, war es von höchster Wichtigkeit, die Ausdehnung und die genaueren Lagerungsverhältnisse des Schwimmsandlagers zu erforschen. Von diesen Verhältnissen musste auch die Bestimmung eines neuerlichen Schutzpfeilers für die Stadt Brück gegen die westlich benachbarten Gruben abhängig gemacht werden. Demgemäss wurde die Niederstossung einer grossen Anzahl von Bohrlöchern angeordnet, und die dadurch eröffnete genauere geologische Kenntniss des Gebietes gestattet auch ein genaueres Verfolgen des stattgehabten Vorganges.

Die Bohrungen haben ergeben, dass der Schwimmsand unterhalb des nördlichen Stadttheiles von Brück eine selbstständige, gegen Süden und Osten auskeilende Mulde bildet (s. Profil Taf. XII). In den östlichsten Bohrungen 1 und 4 wurde gar kein Schwimmsand angetroffen. Das schwache Schwimmsandlager, welches beim Kaiserbade (Bohrung 20 im Süden) im Hangenden der Côte 206 angetroffen wurde, ist bereits oben erwähnt worden. In dem Masse, als sich die Bohrungen der Mitte des Einbruchgebietes nähern, sinkt die Côte des Schwimmsandliegenden und zu gleicher Zeit nimmt auch das Schwimmsandlager an Mächtigkeit zu. So bezeichnen die Bohrungen 3, 11, 6 und 7 in einem inneren parallelen Bogen gleichsam an der Oberfläche eine innere Isohypse des Schwimmsandes, in welcher seine Basis auf 196—194 *m* S. H. gesunken und seine Mächtigkeit auf 11—14 *m* zugenommen hat. Ein zweiter Bogen noch tieferer Senkung wird dargestellt durch die Bohrungen 2, 21, 5, 8; an der Bohrung 2 liegt der Schwimmsand auf dem Liegendletten mit einer Mächtigkeit von circa 12 *m*, einschliesslich einer dünnen Lettenzwischenlage in der S. H. von 189 *m*, im Bohrloche 8 in der-

¹⁾ Eine lebhaft Schilderung der Zerstörung nebst photographischen Illustrationen findet sich bei F. Toula, Ueber die Katastrophe von Brück. Zeitschr. d. Ver. z. Verbr. naturwissenschaftl. Kenntn., Bd XXXVI, Heft 1, Wien 1896.

selben Höhe und mit verschiedenen Zwischenlagen von festem Sand circa 20 *m* mächtig; unter den Bohrlöchern 21 und 5 dagegen in 186 *m* in einer Mächtigkeit von 14 und 16 *m*. Da aber an diesen Stellen, sowie bei 8 der Schwimmsand nahe unter dem Rasen von trockenem Sande mit spärlichen Lettenzwischenlagen unmittelbar überlagert wird, kann auch die Gesamtmächtigkeit des hier nur theilweise durchfeuchteten Lagers als grösser angenommen werden. Die grössere Höhenlage des Schwimmsandliegenden in der Bohrung 9 (194 *m* S. H.) beweist, dass hier der Liegendletten einen vorspringenden Rücken bildet, auf welchem das 13·5 *m* mächtige Schwimmsandlager aufruht. In der Bohrung 10 neben der grossen Pinge am Bahnhofs ist die Côte des Liegenden bereits auf 168 *m* gesunken. Hier erscheint der Schwimmsand in mehreren Lagen von 1·5—3·8 *m* Mächtigkeit, welche durch Zwischenlagen von Sand, sandigem Letten und dünnen Sandsteinbänken getrennt sind; die Gesamtmächtigkeit der diese Schwimmsandlagen umfassenden Schichtreihe beträgt mehr als 20 *m*. Man kann auch annehmen, dass sich die Schwimmsandlinse hier in mehrere Lagen spaltet. (S. Profil Taf. XII.)

Es befindet sich also unterhalb des nördlichen Stadttheiles von Brux eine gegen Westen anschwellende, gegen Osten und Süden ausgehende Schwimmsandlinse, welche gegen Westen geneigt ist. Bei Bohrloch 9 befindet sich ein Rücken von bedeutender Erhebung, in dessen Nähe (beim Pampl) eine kleine Häusergruppe unversehrt stehen geblieben ist. Von Bohrloch 9 fällt die Côte im Schwimmsandliegenden einerseits gegen Bohrloch 8, so dass hier eine schmale, gegen Bohrloch 5 abfallende Partialmulde entsteht; anderseits sinkt es noch steiler gegen Bohrloch 10; auch von hier aus zieht sich eine Art Rinne gegen Bohrloch 5.

In den Erscheinungen an der Oberfläche haben sich die Vorgänge bei der Entleerung der Schwimmsandlinse deutlich wieder gespiegelt. In dem Masse, als der Schwimmsand gegen die Einbruchsstelle sich vorschob, wurden zuerst am äussern Rande, dann immer weiter westwärts Hohlräume geschaffen, welche der Reihe nach einstürzten. So entstanden zuerst die kleinen Pingen in der Gasgasse, später die grossen Einbrüche zwischen der Bahnhofstrasse und Johnsdorferstrasse; dann erst der kesselförmige Einbruch am Bahnhofs und zuletzt erst gegen 6 Uhr Morgens die grosse runde Pinge von circa 25 *m* Durchmesser und 14—16 *m* Tiefe in der Nähe der Einbruchsstelle. Einzelne kleinere Hohlräume sind unverstürzt und theils leer, theils mit Wasser erfüllt zurück geblieben. Ein solcher Hohlraum wurde im Bohrloche 9 im trockenen Sand in 5 *m* Tiefe angefahren; beim Bohrloche 7 traf man auf eine Schlammblase im Schwimmsande in 21 *m* und im Bohrloch 8 auf eine Wasserblase in 10 *m* Tiefe.

Das Zusammenfliessen der Masse durch die beiden Rinnen gegen die Stelle, wo später die Bohrung 5 angelegt wurde, verursachte daselbst eine besonders lebhafte Bewegung des Wassers. Ein hier aufgestellter Fahnenmast war in die Tiefe gesunken und wurde durch einen unterirdischen Wirbel durch lange Zeit in drehender Bewegung erhalten.

Auch Mauerstücke, welche an dieser Stelle in die Tiefe gesunken waren, waren verschoben worden, wie durch vier Versuchsbohrungen in der Nähe des Hôtel Siegel später nachgewiesen worden ist¹⁾.

Als unmittelbare Veranlassung für den Durchbruch der Schwimmsandmasse in die tieferliegende Abbaukammer Nr. 1260 wurde von den geologischen und montanistischen Sachverständigen das nahe Vorbestreichen eines Verwurfs an dieser Kammer, durch den das Hangendgebirge klüftig geworden war, angenommen. Für das Vorhandensein einer solchen, jetzt wegen der Unzugänglichkeit der Grubengebiete nicht mehr an Ort und Stelle constatirbaren Verwerfung, können folgende Gründe geltend gemacht werden:

1. Das oben erwähnte vorzeitige Zubruchegehen der Kammern 1260 und 1266 an der Ostgrenze des Grubenfeldes, sowie der zeitweise grössere Wasserzufluss und das Vorhandensein einer Russkluft; es sind das alles Umstände, welche auf eine starke Zerklüftung des Gebirges in dieser Region hindeuten.

2. Die Vertheilung der Pingen, welche sich gleichsam zusammenziehend gegen die Abbaukammern 1260 und 1266 erstrecken, ohne über dieselben hinauszureichen.

3. Die Ergebnisse der Bohrungen. Jenseits der Bohrung 15 wurden zwar hin und wieder in den zahlreichen Untersuchungsbohrungen kleine, wasserführende Sand- und Sandsteinlagen angetroffen, das mächtige Schwimmsandlager von Brüx ist aber nicht mehr vorhanden. In der Bohrung 15 hinter dem Aussig—Teplitzer Bahnhofe wurde unter dem Hauptflötze in 94·7 *m* Tiefe (127 *m* S. H.) eine 3 *m* mächtige Schwimmsandlage durchfahren. Eine Commission unter Zuziehung der Sachverständigen constatirte einhellig, dass diese 3·0 *m* mächtige Sandlage nichts anderes sei, als die Ausfüllung einer Auskolkung im Flötze durch Schwimmsand in Folge des stattgehabten Einbruches. Ueberdies wurde in den Bohrlöchern 13 und 15 die Sohle des circa 18·5 *m* mächtigen Flötzes um 12 *m* höher liegend gefunden als in den unmittelbar benachbarten Abbaukammern. Es sind das weitere Umstände, welche darauf hindeuten, dass in der unmittelbaren Nähe der Bohrungen 12, 13 und 15, und zwar zwischen diesen und der Schutzpfeilergrenzen, wahrscheinlich parallel der letzteren, eine Störung etwa in der auf dem Profil Taf. XII dargestellten Weise hindurchstreicht.

4. Das Grubenfeld des Juliusschachtes I, welches im Brüxer Einbruchgebiete liegt, musste seinerzeit in Folge Schwimmsandeinbruches sistirt werden. Das Schwimmsandgebiet dieses Schachtes bildet wahrscheinlich die nördliche Fortsetzung der Brüxer Mulde und der Einbruch erfolgte an einer wohlbekanntenen Kluft, welche im Bogen den Juliusschacht I umziehend, sich gegen SSW wendet (s. Fig. 4 u. Taf. XI). Mit demselben Streichen ist sie durch einzelne Ausrichtungsstrecken, welche die Landstrasse nach Johnsorf unterfahren, noch in ziemlicher

¹⁾ Schröckenstein, l. c. pag. 74.

Nähe des Lagerhauses beim Bahnhofs der Aussig -- Teplitzer Bahn angefahren worden. Diese Kluft fällt in demselben Sinne, wie man es von der hypothetischen Kluft annehmen muss, d. i. gegen WSW und W und man braucht nur eine neuerliche geringe Wendung im Streichen gegen S zuzugeben, um in dieser die Fortsetzung der Verwerfung des Julusschachtes I zu erkennen.

5. Das verschiedene Verhalten des Grundwasserspiegels vor und hinter der angenommenen Kluft, welches weiter unten im letzten Capitel besprochen wird.

6. Die kleinen Störungen, welche in der Pinge nächst dem Bohrloche 13 beobachtet wurden, und welche die geologischen Sachverständigen Prof. Uhlig und Prof. Höfer in ihrem Gutachten hervorgehoben haben. Als ich die Stelle besuchte (Juni 1897) war die Pinge bereits verschüttet, so dass eine sichere und überzeugende Beobachtung nicht mehr gemacht werden konnte. Nach den Angaben der genannten Autoren wurde in der erwähnten Pinge eine nördlich einfallende, kleine Verwerfung beobachtet, welche vielleicht der Russkluft im Plane 1260 entsprach.

Was die neuerliche Inbetriebsetzung der Annahilfsbaugruben betrifft, wurde zunächst ein Schutzpfeiler bestimmt, welcher den ganzen Raum von der Strasse zunächst dem Bahnhofs bis zu dem NS verlaufenden Bremsberg IV und dessen geradliniger Fortsetzung bis zum Durchschnitte der Schutzpfeilergrenze am Bielaflusse im Süden und dem Schutzpfeiler für die Brück--Johusdorfer Bezirksstrasse im Norden einnehmen sollte. Diese Bestimmung war unter der Voraussetzung getroffen, dass in dem Gebiete nirgends Schwinmsand gefunden wurde; nach den später erfolgten Bohrergebnissen ist diese Voraussetzung auch zugetroffen. Durch die grosse Breite dieses Schutzgebietes, welche an der schwächsten Stelle 155 m beträgt, war im weitgehendsten Masse für die Sicherheit des Stadtgebietes gesorgt worden. Bis zu der neuen Grenze sollte vom Schachte aus durch Räumung der Strecken vorgedrungen werden und durch starke Kugeldämme an den zum Bremsberg und in das östliche versandete Gebiet führenden Strecken einem neuerlichen Vorschube der Sandmassen vorgebeugt werden.

Nur zu den südlichen, höher liegenden Abbaukammern sollte durch entsprechende Umbruchstrecken vorgedrungen werden. Dort war durch die Bohrung 14 auf die Kammer 1281 nachgewiesen worden, dass sie weder versandet noch verbrochen war. Da man es für eine ständige Gefahr halten konnte, dass ihr Zubruchegehen vielleicht weitere Folgen haben könnte, sollten sie versetzt werden. Der Abbaubetrieb sollte nicht wie früher an der Schutzpfeilergrenze beginnen, sondern umgekehrt vom Schachte aus gegen Osten vordringen.

IV. Nachträgliche Einbrüche und Sanierungs- Massnahmen.

1. In der Nacht vom 6. auf 7. August 1896.

Nach einer Ruhepause von mehr als einem Jahre erfolgten in der Nacht vom 6. auf 7. August 1896 einige neuerliche kleinere Nachbrüche, durch welche etliche Gebäude beschädigt wurden; so besonders eine Reihe von Häusern (Nr. 5, 6, 7 und 8) am Taschenberge NW der Wenzelskirche, wo zwei kleine Pingen entstanden waren; ferner die Gebäude im oberen Theile der Quergasse in der Richtung gegen die Bohrung Nr. 8, einzelne Tracte von diesen Gebäuden waren vollkommen eingestürzt. Ausserdem wurde noch die oben erwähnte Häusergruppe beim Pampf an der Johndorfer Strasse (749, 757, 809), welche bisher auffallender Weise unversehrt geblieben war, ein wenig in Mitleidenschaft gezogen; die hier entstandenen kleinen Sprünge und Haarrisse waren aber nur sehr unbedeutend. Am Bahnhof in der Nähe des Bahnhofes hatten die unbedeutenden Senkungen nur eine kurze Unterbrechung des Verkehrs zur Folge. Bei den Befahrungen der Gruben, in denen die Sauberungsarbeiten vom Annaschachte gegen den Annahilfsbau schon sehr weit vorgeschritten waren, wurden gar keine Veränderungen daselbst bemerkt. An den Balkendämmen, durch welche die versandeten Strecken vorläufig von den Grubenräumen abgeschlossen wurden, waren gar keine Veränderungen des Wasserzuffusses zu beobachten.

Von den Sachverständigen war schon seinerzeit die Wahrscheinlichkeit hervorgehoben worden, dass in dem entleerten Schwimmsandgebiete unverbrochene Hohlräume zurückgeblieben waren, deren Einbruch vielleicht vorläufig dadurch verzögert wurde, dass sie sich mit Wasser erfüllt hatten. Einzelne Bohrungen haben das Vorhandensein solcher Hohlräume auch später dargethan. Diese Wasseransammlungen sind in der Nacht vom 6. auf 7. August aus einem unbekanntem Grunde in Bewegung gerathen, und zwar ist allem Anscheine nach ein Theil des Schwimmsandes gegen die Gruben geflossen, welcher in der engen unterirdischen Mulde, die sich von der Bohrung 5 gegen die Bohrung 8 zieht, haften geblieben war. Das abgeflossene Quantum wurde nach den entstandenen Einsenkungen und Pingen auf 500—1000 Cubikmeter geschätzt. Diese geringe Menge wird in den noch nicht versandeten Strecken und alten Abbauen leicht Platz gefunden haben, so dass jenseits der Verdämmungen von dem Vorgange nichts bemerkt werden konnte.

2. In der Nacht vom 9. auf 10. September 1896.

An den genannten Tagen wurde das Einbruchsgebiet durch neuerliche bedeutendere Senkungen gegen Südwesten erweitert. Eine genauere Schilderung der Vorgänge über Tag und in den Gruben, sowie die Erläuterung der Ursachen entnehme ich dem im Stationsgebäude der Aussig—Teplitzer Eisenbahn am 14. September 1896 aufgenommenen Protokolle:

„In der Nacht vom 9. auf 10. September wurde um 1 Uhr von der im Bruchgebiete der Stadt Brück bestellten Nachtwache auf ihrem Rundgange die Wahrnehmung gemacht, dass sich an der innerhalb des alten von dem Schwimmsandeinbruche des Vorjahres herrührenden Verbruchterrains gelegenen, mit dem Bahnkörper parallel laufenden Brück—Johnsdorfer Bezirksstrassen in der Nähe des (oben schon mehrmals genannten) Hauses des Herrn Baumeisters Pampfl neue Risse zeigen. Bald darauf gewahrten die Bahnbetriebsorgane eine Senkung der ersten, gegen die Stadt zu gelegenen Eisenbahngeleise. Um 2 Uhr Nachts zeigten sich Senkungen südwärts vom Gehsteige, welche die Biegung der Johnsdorferstrasse abkürzend, den Bahnkörper übersetzt. Gegen 3 Uhr erstreckte sich die Senkung bis zur Strassenüberfahrt gegen Süden und von der Dammböschung zunächst dem seit der ersten Katastrophe verschütteten Viaduct bis über die Laderampe an der Johnsdorferstrasse. In dieser Zeit war die grösste Senkung bei Weiche 45 von nur 30 Centimeter Tiefe und die Risse hatten bereits eine Breite von 10 Centimeter. Das Fundament des ersten Stützpfiebers des Gehsteiges senkte sich um 4 Centimeter. Nach 3 Uhr ging zwischen den beiden Hauptgeleisen eine Pinge nieder von 5 m Länge, 3 m Breite und 6 m Tiefe; gleichzeitig zwei Pingen in der Strassenböschung von 2 m Länge und Breite. Um $\frac{1}{2}$ 4 Uhr erweiterte sich die Pinge zwischen den Hauptgeleisen durch Nachfall, so dass die inneren Schienenstränge der beiden Geleise in der Luft hingen. Die zwei Pingen in der Strassenböschung erweiterten sich auf 3 m Durchmesser. Das Gehstegfundament senkte sich bis auf 10 Centimeter Tiefe. Um 4 Uhr wurden Risse auf dem Bahnobjecte und der Johnsdorferstrasse bemerkt, die Trottoirsteine lösten sich ab. Um $\frac{1}{2}$ 6 Uhr Früh standen beide Hauptgeleise bei der Pinge ganz in der Luft, ebenso die Weiche 42; das Fundament des Stützpfiebers des Gehsteiges war um 6 Uhr bereits um 24 Centimeter gesunken, gleichzeitig auch das Fundament des Joches des Gehsteiges. Ausserdem ging um 5 Uhr Früh auf der Johnsdorferstrasse zwischen der Bahn und der Stadt eine Pinge nieder.“

Erst gegen 3 Uhr Nachmittags waren die Bewegungen zum Abschlusse gelangt. Nur ganz geringe Senkungen fanden noch am Bahnkörper bis zum 12. September statt. Sie mögen durch die starken Regengüsse dieser Tage befördert worden sein.

Die neuerlichen Einbrüche liegen hauptsächlich ausserhalb des Stadtgebietes, sie hatten deshalb nicht so viele Beschädigungen an den Gebäuden verursacht. Nur die schon früher ziemlich beschädigten Häuser Nr. 739, 750 und 769 in der Nähe der Bohrung Nr. 8 wurden nun theilweise zum Einsturze gebracht. Dagegen hat ein Stück des Bahnkörpers von ca. 200 m Länge eine wellenförmige Senkung erlitten; dazwischen waren Pingen angereicht, deren Dimensionen aber 6 m in der Breite und 3 m in der Tiefe nicht überschritten. Die Senkungen gingen quer über die ganzen Geleise hinweg. In der neu hergestellten Unterfahrung der Johnsdorferstrasse unter dem Bahnkörper hatten sich beide Widerlager stark gesenkt, so dass das dazwischen liegende Trottoir gehoben schien.

Wie aus vorstehender Schilderung ersichtlich ist, ging dieser Einbruch in unregelmässiger Weise und sehr allmählig vor sich; aus letzterem Umstande wurde von den Fachleuten sofort geschlossen, dass die Ausflussöffnung nur einen sehr kleinen Querschnitt haben dürfte, der den Wässern nur einen langsamen Abfluss gestattet.

Als um 3 Uhr Morgens des 10. September am Annahilfsbauschachte bekannt wurde, dass in Brüx eine Erdbewegung vor sich ging, wurde die Grube sofort zunächst von Herrn Ingenieur Schwarz, dann von Herrn Bergverwalter Getschold befahren. Um die genannte Zeit wurde der Wasserzuffluss am Füllorthorizont des Annahilfsbaues noch unverändert, wie vorher, mit 50 Liter per Minute beobachtet. Um $\frac{3}{4}$ Uhr befand sich der erstgenannte Herr am Schachte, als plötzlich das Licht durch schlechte Wetter verlöscht wurde; kurz nachher wurde ein prasselndes Geräusch vernommen, welches von dem aus der Hangendstrecke herabfallenden Wasser herrührte. Um diese Zeit wurde der Zuffluss auf 20 Cubikmeter per Minute geschätzt. Bald darauf stand der Füllort einen halben Meter tief unter Wasser, welches aber nur kaum merklich anstieg. Es hatte also ein plötzlicher Schub oder ein momentaner Durchbruch stattgefunden, welcher dann wieder nachliess. Das Wasser war wohl von feinem Schlamm erfüllt, hatte aber augenscheinlich nicht so grosse Sandmassen mitgebracht, wie beim ersten Einbruche.

Das Wasser war aus der südlichen Hangendstrecke gekommen und es wurde sofort beschlossen, daselbst eine provisorische Verdämmung zu errichten. Um circa 7 Uhr Früh war ein neuerlicher, plötzlicher, grösserer Wassereinbruch, begleitet von Gasausströmungen, eingetreten, welcher eine vorübergehende Unterbrechung der bereits begonnenen Verdämmungsarbeit verursachte. Um 8 Uhr 40 Min. war der Zuffluss wieder bedeutend abgeschwächt und betrug nur circa 4—5 Cubikmeter per Minute.

Auch in den tieferen Horizonten (der tiefste in 93 *m* S. H.), wo stellenweise ein vermehrter Zuffluss von trübem Wasser stattfand, sollten die provisorischen Holzverdämmungen theils verstärkt, theils neu errichtet werden. Die meisten von ihnen konnten aber des steigenden Wassers wegen nicht fertiggestellt werden.

Vom 12. September, 6 Uhr Früh wurde an den Gruben keine auffallende Erscheinung mehr bemerkt. Das Wasser stieg langsam weiter und erreichte am 14. September gegen Mittag den höchsten Stand 101'468 *m* S. H.; bis 9 Uhr fiel es auf 101'429 *m* und stieg dann wieder in Folge Stillstandes der Sumpfung auf 101'530 *m* S. H. Von da an begann die energische Sumpfung mit Wasserkästen.

Bei diesem Einbruche kann man sehen, wie eine anscheinend geringfügige Veranlassung eine grosse Bewegung des unterirdisch angesammelten Wassers hervorrufen kann; denn es kann als nachgewiesen gelten, dass er durch einen kleinen, künstlichen Eingriff verursacht worden ist.

Nachdem die erste Bewegung am 20. Juli 1895 von selbst zum Stillstande gekommen war, hatte man angenommen, dass sich die

Schwimmsandmasse durch Ausfüllung der Abbaukammern und Strecken selbst den Weg verstopft habe, dass demnach alle Abbaue theils verbrochen, theils angefüllt seien, so dass ein weiterer Nachschub nicht mehr stattfinden könne. Der Einbruch vom 6. und 7. August, bei welchem ein neuerlicher Ausfluss stattgefunden hatte, ohne dass in den Gruben ein Vorschub des Sandes bemerkt worden wäre, liess im Gegentheile darauf schliessen, dass sich in den Grubenräumen selbst noch unausgefüllte Hohlräume befänden, welche eine ständige Gefahr für die über dem Schwimmsande befindlichen Stadttheile bedeuten konnten. Man beschloss deshalb, durch neuerliche Untersuchungsbohrungen den Sachverhalt zu prüfen; ausser der Bohrung 21 im Stadtgebiete, sollten zu dem genannten Zwecke die Bohrungen 22, 23, 24, 25 und 26 auf die Abbaukammern Nr. 1293, 1313, 1272, 1314 und 1265 niedergestossen werden. Die Hohlräume sollten mit Lettenmaterial ausgefüllt und dadurch die Gefahr weiterer Bewegungen beseitigt oder wenigstens verringert werden.

Die Bohrung 25 (Côte 219·66 *m*), welche zuerst durchgeführt wurde, ergab in der That nach Durchteufung des aus Sanden und Letten bestehenden Hangendgebirges einschliesslich des 4 *m* mächtigen unreinen Hangendflötzes (s. Profil Taf. XII die nahe gelegene Bohrung 23) in einer Tiefe von 79·89 *m* (140 *m* S. H.) einen Hohlraum von 9·10 *m* Höhe, darunter 12·30 *m* Verbruchmaterial und dann in circa 119·5 *m* S. H. den braunen Letten im Liegenden des Flötzes. Das Grundwasser war zuerst in 24 *m* u. T. (195·66 *m* S. H.) angetroffen worden. Beim Anbohren einer Lettenschicht, welche dem hangenden, nicht verbrochenen Theile des Hauptflötzes in S. H. 145·1 eingelagert war, stieg das Wasser im Bohrloch um 16 *m* bis auf 211·6 *m* S. H. Der Wasserstand blieb derselbe als diese Lettenschicht von 38 Centimeter durchsunken war, bis nach Durchbohrung von weiteren 5 *m* Kohle der Bohrer plötzlich in dem Hohlraum fiel. Das Wasser, welches aus der Lettenschicht emporgestiegen war, konnte nicht aus den Grubenräumen gekommen sein, denn der Bohrer war ganz trocken herausgezogen worden und das Wasser sank plötzlich auf 139·58 *m* S. H., und füllte jetzt erst den früher leer gebliebenen Hohlraum ganz aus. Beim Anbohren des Bruchmaterials (am 8. September) wurde das Bohrloch neuerdings trocken, so dass Wasser nachgeschüttet werden musste.

Um die Verfüllung des nun constatirten Hohlraumes durchführen zu können, war es nothwendig, die allzu engen Röhren zu ziehen, und mit solchen von weiterem Durchmesser nachzuschneiden. Bis 9. September, 6 Uhr Abends war die ganze innerste Verrohrung von 9 Centimeter Durchmesser glücklich gezogen worden. Als aber die nächste Röhrentour von 12 Centimeter, welche bis auf 71 *m* u. T. reichte, bis 41 *m* u. T. (178 *m* S. H.), wo eine kleine Sandsteinbank dem Letten eingelagert ist, gehoben war, hörte man plötzlich im Bohrloche das Wasser fliessen; die Bewegung hörte bald wieder auf, begann aber neuerdings und nahm immer mehr zu, während das Nachschneiden durchgeführt wurde. Sie wurde am stärksten, als man die oben genannte Lettenschicht in 74 *m* Tiefe erreichte. Der Bohrführer versuchte die Rohre von 12 *cm* D. wieder

ins Bohrloch zu senken, um vielleicht die Bewegung aufzuhalten; bis 6 Uhr Früh des 10. September hatte er sie bis auf 40 *m* herabgebracht, er konnte sie aber auch im Verlaufe des Tages nur auf 62 *m* Tiefe nachsenken; weiter liessen sich die Rohre nicht mehr hinunterbringen. Während der ganzen Zeit hielt das Rauschen des fliessenden Wassers ununterbrochen an. Am 10. September, nachdem der Einbruch bereits erfolgt war, dauerte die Bewegung im Bohrloche mit geringen Unterbrechungen fort, während der Wasserstand in demselben wechselte und einmal bis 63 *m* u. T. sank, und wieder bis über 30 *m* u. T. stieg. Am 10. September, 7 Uhr Abends war das Bohrloch ruhig und das Wasser stand 22·30 *m* u. T. Dann wurde das Betreten der Umgebung des Bohrloches verboten, da man ein Zubruchegehen der angebohrten Kammer fürchtete.

Als am 11. Sept. um 7 Uhr Früh das Bohrloch neuerdings besucht wurde, war der Wasserstand 62 *m* u. T. und in ziemlicher Bewegung; es wurden Wasser- und kleine Kohlentheilchen aus dem Bohrloche herausgeworfen, 6—7 Minuten hat das Bohrloch Luft eingesogen und stiess dann eine halbe Stunde Luft wieder aus. — Am 11. September, 1 Uhr p. m. Wasserstand 24 *m* u. T.; um 3 Uhr p. m. 31 *m* u. T.; man hörte wieder bedeutendes Brausen aus demselben. — Um 4¹/₄ Uhr Wasserstand 22 *m* u. T. — um 7¹/₄ Uhr p. m. wurde der Wasserspiegel bei starkem Ausströmen der Luft 52 *m* u. T. constatirt. Geräusch und Zittern des Erdbodens deuteten auf ein Verbrechen des Hohlraumes.“

Am 11. September, 10 Uhr Abends wurde in der Grube wieder ein gesteigerter Wasserzufluss aus der südlichen Hangendstrecke gemeldet. Am 12. September, 2 Uhr Früh wurde das Bohrloch wieder bis auf ein schwaches Glucksen bei einem Wasserstand von 25·5 *m* u. T. ganz ruhig befunden. Aber am selben Tage konnte das Rauschen im Bohrloche neuerdings wieder bereits auf 6 *m* Entfernung gehört werden. Von Zeit zu Zeit wurde eine heftige Erschütterung des in die Bohrung zum Zwecke der Verfüllung eingesenkten Gestänges beobachtet. Noch am 13. September, 6 Uhr Früh wurde am Bohrloche ein leises Brodeln gehört.

Die Verfüllung des Hohlraumes mit Kohlenlösche oder Letten war bereits am 12. September in Commission beschlossen und am 13. Morgens mit Lösche begonnen worden. Durch eine Verstopfung der Rohre wurde ein neuerliches Ziehen derselben veranlasst, und man beobachtete, dass die gezogenen Rohre von 39·7 *m* u. T., d. i. von der Höhe der Sandsteinbank an, auf eine Länge von 22 *m* stellenweise blank gerieben waren. Man nahm an, dass die Rohre entweder an der harten Sandsteinschicht in 40·7—41 *m* u. T. gerieben, oder von dem abfliessenden Sand gescheuert worden waren. Bis 14. September, an welchem Tage eine neuerliche Verrohrung durchgeführt war und die Verfüllung mit Letten begonnen wurde, war im Bohrloche „ein zeitweiliges, bald stärkeres, bald leiseres Tropfen und Gurgeln“ genommen worden.

Nach einigen unwesentlichen Hemmungen gingen die Verfüllungsarbeiten vom 14. September Abends an, ungestört vor sich. Am 28. September, nachdem 566 Cubikmeter Letten eingeführt waren, — wurde zur Beschleunigung der Arbeit neuerdings mit Rohren von 32 Cen-

timeter Durchmesser vorsichtig nachgeschnitten. Bis 11. October waren dann im ganzen 2727 Cubikmeter Letten in den Hohlraum eingefüllt worden, während das Wasser ständig in 12·8 *m* unter dem Rasen stehen blieb.

Ebensowenig wie der Zusammenhang der Erscheinungen im Bruchgebiete und in den Gruben, lässt sich der Zusammenhang dieser beiden mit den am Bohrloche 25 wahrgenommenen Erscheinungen verkennen. Das Anfahren einer wasserführenden Lettenschicht in den Hangendtheilen des Hauptflötzes mag für den Verlauf der Ereignisse bedeutungslos sein. Dagegen wurde dem Wasser einer höheren Schichte durch das Ziehen der Rohre am 9. September ein Weg nach den tiefer liegenden offenen Hohlräumen geöffnet, und zwar war diese verhängnissvolle Schichte die kleine Sandsteinbank in 178 *m* S. H. (41 *m* u. T.), von welcher weiter unten noch einmal die Rede sein wird. Als die Röhren bis zu dieser Höhe gehoben waren, stürzte das Wasser durch die enge neugeschaffene Communication in die Tiefe; nachträglich mochte das Wasser durch Abspülung des knapp an den Rohren anliegenden Lettens seinen Weg auch seitlich ausserhalb der später wieder eingesenkten Röhren erweitert haben. Das blanke Abscheuern dieser Röhren bis zur Höhe der Sandsteinbank deutet auch auf eine starke Bewegung des Sandes ausserhalb der Verrohrung. Das wechselnde Aus- und Einströmen von Luft am Bohrloche weist auf die lebhaften Strömungen des Wassers in der engen Röhre hin, welche aber noch anhielten, als im Bruchterrain die Senkungen bereits zum Stillstande gelangt waren. Die Gesamtheit der Erscheinungen beweist aber, dass zwischen der kleinen Sandsteinbank und der Schwimmsandlinse von Brütz, ungeachtet der anzunehmenden Verwerfung an der alten Schutzpfeilergrenze eine Verbindung bestehen muss.

3. Neue Sanirungs-Massnahmen.

Durch den Septembereinbruch hatte sich die Frage nach der möglichst raschen Sicherung des Einbruchsgebietes und besonders der Communicationen der Aussig-Teplitzer Eisenbahn neuerdings noch schwieriger gestaltet, als bisher. Nun kannte man die latente Gefahr, welche die zahlreichen Hohlräume, die in den versandeten Gruben zurückgeblieben waren, bedeuteten. Man konnte sich nicht gedulden, bis die Strecken gesäubert und am neuen Schutzpfeiler beim Bremsberg IV die Dämme errichtet waren; und selbst dann waren ja die Hohlräume und die schwebende Gefahr nicht beseitigt. Als mögliche Sicherungen wurden zunächst von verschiedenen Seiten drei Projecte ins Auge gefasst:

1. Die Verfüllung der noch vorhandenen Hohlräume mit Versatzmaterial; diese Arbeit hätte den Vortheil, dass die verhältnissmässig rasch und ohne Gefahr durchgeführt werden konnte. Dagegen bietet die Aufsuchung der Hohlräume ziemliche Schwierigkeiten und es wird sich schwer eine Sicherheit gewinnen lassen, ob alle Hohlräume in der That verstopft sind. Natürlich musste mit der Verfüllung eine entsprechende Verdämmung in den Grubenstrecken, wie sie bereits nach der ersten Katastrophe geplant war, Hand in Hand gehen.

2. Durch ein Ersäufen der Annahilsbau-Gruben die Grubengewässer bis zur Höhe des Grundwassers im Schwimmsandgebiete ansteigen zu lassen, so dass ein Abfluss von diesem gegen jenes nicht mehr stattfinden kann. Es würde aber mehrere Jahre dauern, bis dieser Zustand erreicht wird, während welcher Zeit die Gefahr stets vorhanden wäre. Ausserdem würde die Ersäufung eine eminente, ständige Gefahr für die benachbarten Gruben, namentlich für die ärarischen Juliuschächte und die Victoria-Tiefbauschächte bedeuten, deren Grubengebiete durch keinerlei geologische Trennungslinien von den Annaschächten gesondert sind, und bis in deren unmittelbare Nähe sich die Schwimmsandlinse von Brück mit anscheinend noch zunehmender Mächtigkeit fortsetzt.

3. Der dritte Vorschlag wurde von Herrn Ingenieur O. Smrecker aus Mannheim vertreten, der als erfahrener Hydrotechniker zum Studium der Verhältnisse nach Brück berufen worden war; sein Vorschlag ging dahin, dem Schwimmsande durch künstliche Entwässerung seine Beweglichkeit zu nehmen. Um eine solche Trockenlegung mit Erfolg durchführen zu können, wäre unbedingt nöthig gewesen, zuerst die genaue Ausdehnung des Schwimmsandgebietes, namentlich seine muthmasslich grössere Verbreitung im Norden des Stadtgebietes und seine Umgrenzung genau zu kennen, und dann die Grundwasserbewegung innerhalb desselben, insbesondere die Wege, auf welchem dasselbe vielleicht besondere Zuflüsse erhält, ob es mit dem Weissbache und dem Bielafusse in Wechselbeziehung steht, zu erforschen. Zu diesem Zwecke wurde von Smrecker die Niederbringung von 55 Bohrlöchern, theils innerhalb des Stadtgebietes, theils im Norden desselben bis über den Julius-Schacht II hinaus anempfohlen, welche 7 parallele Profile durch die Schwimmsandlinse ergeben sollten. Die Trockenlegung sollte dann durch Pumpen aus mit entsprechenden Filtern versehenen Brunnen vorgenommen werden. (Siehe Fig. 4, Seite 490.)

Abgesehen von den grossen Kosten, welche die Durchführung dieses interessanten Projectes verlangt haben würde, wäre der Erfolg desselben schon deshalb unsicher, weil sich darüber hätte nach Durchführung der Hauptarbeit, nämlich der Bohrungen, kaum eine Gewissheit gewinnen lassen, ob es gelingen würde, die Grundwasserzuflüsse zur Schwimmsandlinse abzuschneiden. Man entschied sich also für die erstgenannte Massregel, welche bei schnellster Durchführbarkeit auch die geringste Gefahr mit sich zu bringen schien; und zwar sollte dieselbe in der folgenden Weise durchgeführt werden:

Die Abbaukammern 1293, 1313, 1265 und 1272 (bei Bohrg. 24) sollten durch Bohrungen mit Röhren von 230 mm lichter Weite untersucht werden, und falls sie sich nicht durch Schwimmsand angefüllt erwiesen, auf dieselbe Weise, wie die Kammer 1314 durch Letten oder Kohlenlöschte versetzt werden. Die provisorischen Dämme, welche in den Strecken der unmittelbaren Umgebung des Annahilsbauschachtes errichtet worden waren, sollten in der Weise verstärkt oder durch neue Objecte ersetzt werden, dass man von ihnen einen genügenden Widerstand gegen jeden möglichen Anprall oder Wasserdruck erwarten konnte. Diese Dämme liegen aber in einer Entfernung von 600 m von der muthmasslichen Einbruchstelle und zwischen beiden befindet sich

ein ausgebreitetes Streckennetz, welches ohne Zweifel zum grossen Theile offen geblieben ist und Raum bietet für neuerliche vorgeschobene Einbruchsmassen. Eine Ausfüllung dieser Hohlräume wäre nicht durchführbar; man musste deshalb darnach trachten, dieses Grubengebiet auch noch von der Sphäre der Wirksamkeit auf das Schwimmsandgebiet auszuschalten. Das wird dadurch erreicht, dass die Strecken, welche zu dem als neue Schutzpfeilergrenze bestimmten Bremsberg IV führen, möglichst nahe an diesem eine zweite, innere Reihe von Verdämmungen angebracht wird. Daran, diese Stellen vom Schachte aus durch Säuberung zugänglich zu machen, konnte natürlich nicht gedacht werden; deshalb wurde beschlossen, einen Schacht in der Nähe dieser projectirten Objecte (bei Bohrung 27, Taf. XI) niederzubringen und von hier aus durch Streckenauffahrung und Säuberung die Freimachung der für die Dammobjecte ausersehenen Stellen zu bewirken.

Die provisorischen Verdämmungen in den tieferen Strecken am Annahilsbauschachte standen natürlich unter Wasser. Um sie zugänglich zu machen und verstärken zu können, musste vorher eine Sumpfung vorgenommen werden. Eine solche Sumpfung konnte aber bei ungleicher Belastung die provisorischen Dämme zum Durchbruch bringen. Zu diesem Zwecke musste man vorher untersuchen, ein wie hoher Druck auf den Objecten lastet; dazu, sowie überhaupt um eine Regelung und Controlle der Wasserstände zu ermöglichen, wurden drei Pegelbohrlöcher niedergebracht, und zwar: 1. eine Bohrung (P I) auf die südliche Oberbaustrecke in der Nähe der neuen Schutzpfeilergrenze beim Bremsberg IV; 2. eine Bohrung (P. II) auf ungefähr zwei Drittel des Weges vom Bruchgebiete gegen den Schacht auf die Seilbahnstrecke und 3. eine Bohrung (P. III) hinter einem Dammobjecte in unmittelbarer Nähe des Schachtes.

Letztere Bohrung hatte in der Strecke einen Hohlraum von 1.10 *m* und darunter das sandige, mit Kohlenstücken vermengte Anschwemmungsmaterial von nur 0.2 *m* durchfahren. Der Wasserstand war mit 101.95 *m* S. H. ungefähr übereinstimmend mit dem am Füllorte des Annahilsbauschachtes, jenseits des provisorischen Dammes, gefunden worden. Dadurch war also nachgewiesen worden, dass auf den provisorischen Balkendämmen, welche das Ostfeld vom Füllorte absperrten, kein grosser Wasserdruck lastet, und man konnte sich zur Sumpfung entschliessen.

4. Weitere kleine Senkung am 6. December 1896.

Die angegebenen Sanirungsarbeiten, die Sumpfung der Gruben, ferner die Anbohrung und Verfüllung der Abbaukammern, waren im besten Gange und die der Kammer 1272 durch die Bohrung 24 bereits vollendet, als durch eine gleiche Veranlassung wie im September in der Nacht vom 5. auf 6. December eine neuerliche Bewegung im Schwimmsandgebiete, diesmal aber glücklicherweise von so geringen Dimensionen hervorgerufen wurde, dass nur die wenigsten Bewohner der Stadt davon überhaupt Kenntniss erhalten hatten. Die Veranlassung war das Ziehen einer Röhrentour beim Bohrloche 23 über dem Abbauplane 1313.

Die Bohrung war am 6. November begonnen und in der Tiefe 87·85—90·65 (134·50—131·78 S. H.) ein Hohlraum angefahren worden; darunter befand sich Lettenschlamm mit Kohlenstücken vermengt. Die Plandecke sollte sich aber erst in 96 m Tiefe befinden; es wurde deshalb weiter geteuft und nach Durchsinking von 5 m verbrochener Kohle der in die Kammer eingedrungene Schwimmsand erreicht. Der Hohlraum konnte nur von dem Verbruche der Plandecke herrühren. Nachdem 286 Hufe Lettenmaterial in den Hohlraum eingeführt worden waren und es trotz des Nachgiessens von Druckwasser nicht mehr möglich war, weiteres Material niederzubringen, galt die Abbaukammer als vollkommen ausgefüllt. Man wollte die Verrohrung wieder herausnehmen, die Röhre sollten successive gehoben und nachgezogen werden. Als am 5. December, 11 Uhr Abends, zwei Röhrentouren aus der Teufe 82·54 m um 10·45 m gezogen worden waren, wurde im Bohrloche ein auffälliges Rauschen bemerkt. Zu gleicher Zeit beobachteten die Bahnbediensteten in der zerstörten Häusergruppe der Johnsdorfer Quergasse ein bemerkenswerthes Knistern. Nach kurzer Zeit stürzte der östliche Tract eines bereits beim Septembereinbruche zerstörten Hauses in der Nähe der Bohrung Nr. 8 ein. An den in der Nachbarschaft befindlichen Häusern wurden die bereits vorhandenen Risse merklich erweitert. Einzelne neue Pingen und Risse entstanden in der Quergasse und in den östlichen und westlichen Häusergruppen (Tafel XI).

Die Senkungen gingen nirgends über das bisherige Einbruchgebiet hinaus, und auch der Bahnkörper war vollkommen intact, und der Betrieb vollkommen unbeeinflusst geblieben. Um 3 Uhr Morgens war die Bewegung zum Stillstande gelangt.

Um womöglich ein neuerliches Erwachen der Bewegung zu hemmen, wurde commissionell angeordnet, dass die gezogenen Röhren so rasch als möglich wieder niedergebracht werden. In den Röhren befand sich ein von der Verfüllung herrührender Lettenpfropf von 6·2 m Höhe, der mit den Röhren gehoben worden war. Dieser Pfropf sollte angebohrt werden und, falls das in die Kammer eingeschüttete Material in andere Streckentheile gezogen und verschwemmt worden war, eine neuerliche Füllung versucht werden.

An den Dammobjecten in der Nähe des Füllloches des Annahilfschachtes war gar nichts Auffälliges bemerkt worden. Die Dämme waren theils ganz trocken (Object I), theils wurde der normale Wasserzufluss (Object IV 46 Liter per Minute) constatirt.

Um 2 Uhr Nachts waren die Röhren bereits wieder eingetrieben worden, und zwar um 1·16 m tiefer als vorher, d. i. auf 83·7 m Teufe. Das Geräusch vom fließenden Wasser, das während der ganzen Zeit angehalten hatte, liess daraufhin nach. Am Bohrloche war außerdem das Ausströmen von kohlensäurehaltigen Gasen mit hörbarem Zischen beobachtet worden. Nach Durchstossung des Lettenpfropfens in den Röhren wurde ein neuerlicher Hohlraum von 4·8 m Höhe constatirt, der vielleicht zum Theil durch die auswaschende Thätigkeit des durch das Bohrloch herabfließenden Wassers neu entstanden war. Die neuerliche Verfüllung wurde demnach sofort begonnen. Das Ereigniss war ganz analog dem vom September 1896 und beweist das Vorkommen derselben wasserführenden Sandschichte, wie bei Bohrung 25, auch bei Bohrung 23i

5. Wassererschötung im Verdämmungsschachte am 9. December 1897.

Die Arbeiten an der Verdämmung beim Füllorte des Annahilfsbauschachte gingen in vollster Ordnung ohne Unterbrechung vor sich; am 8 Jänner 1897 war die Füllortsohle wasserfrei und konnte mit den Säuberungsarbeiten begonnen werden. Am 12. August desselben Jahres fand bereits die behördliche Collaudirung sämtlicher Dammobjecte beim Schachte statt. Die Pegelbohrlöcher II und III, welche dazu gedient hatten, den auf den provisorischen Dämmen und auf der Sandmasse lastenden Druck zu messen, konnten nun aufgelassen werden. Im Bruchgebiete wurde keine weitere Bewegung beobachtet, ausser zwei unbedeutenden Pingen nächst dem Taschenberge (15. und 22. März 1897), wahrscheinlich bloss Nachbrüche eines bereits im August 1896 entstandenen schlauchartigen Hohlraumes.

Der Herstellung der inneren Verdämmungen in der Nähe des Bremsberges IV stellten sich aber unerwartete Schwierigkeiten entgegen, so dass dieselben erst im Herbst des Jahres 1898 zum endgiltigen Abschlusse gebracht werden konnten. An der Stelle des Verdämmungsschachtes war ein Bohrloch 27 niedergebracht worden, welches am 9. December 1896 in 113 *m* die Kohle erreicht hatte. Die Abteufung des Schachtes ging anfangs rasch vor sich und war bis Februar 1897 auf 34 *m* Tiefe vorgeschritten; im März mussten die Arbeiten wegen Hochwassers unterbrochen werden und konnten auch im April, da das Wasser im Schachte stets 18 bis 20 *m* hoch stand, nicht fortgesetzt werden. Im Mai wurden Pumpen eingebaut und mit deren Hilfe weiter geteuft. Der Wasserzufluss im Schachte betrug im Juni und Juli constant 120 Liter per Minute. Von August bis November 1897 erfolgte in Folge Hochwassers eine neuerliche Unterbrechung der Arbeit. In 42 *m* Tiefe war das Hangendflötz durchteuft worden; aus diesem und aus einer darüberliegenden Sandschichte stammte der Wasserzufluss, der von einer Pumpe mit 1·8 Cubikmeter grösster Leistungsfähigkeit per Minute bewältigt wurde.

Der Schacht war bis auf 64·2 *m* abgeteuft und auf 52 *m* ausgemauert, als am 9. December 1897 Morgens plötzlich an der Schachtsohle ein Wassereinbruch erfolgte. Schon um 10 Uhr Abends des 8. December war ein stärkerer Wasserzufluss aus dem Schachtbohrloche beobachtet worden, welcher stets zunahm, so dass das Wasser um 3 Uhr Morgens bereits 3 *m* hoch über der Schachtsohle stand. Um diese Zeit beobachtete ein Häuer ein plötzliches Aufwallen und darauf folgendes rascheres Ansteigen des Wassers. Um 4 Uhr Morgens stand es bereits 22 *m* hoch im Schachtraume und hatte die Pumpenkammer erreicht.

Man nahm sofort an, dass das Wasser aus einer 6·5 *m* unter der Schachtsohle gelegenen und durch die vorausgegangene Bohrung constatirten Sandsteinschichte gekommen sei. Es ist das ohne Zweifel dieselbe Schichte, welche die Calamitäten bei den Bohrungen 25 und 23 und die damit zusammenhängenden Einbrüche verursacht hatte. Das unter Druck stehende Wasser dürfte sich, als durch

die Abteufung eine Entlastung hervorgerufen worden war, entlang der Verrohrung des Bohrloches einen Ausweg erzwungen haben. In diesem Falle konnte es aber glücklicherweise wegen des geringen Fassungsraumes des Schachtes keinerlei schädliche Einwirkung auf das Bruchgebiet zur Folge haben. Ebenso wenig wurde irgend ein Einfluss auf die Grube constatirt; das Wasser floss an allen Verdämmungsobjecten ganz klar und in den gewöhnlichen Mengen.

Der höchste Wasserstand im Schachte betrug am 10. December, 6 Uhr Früh, 192.72 *m* S. H. (29.85 *m* u. T.); von diesem Zeitpunkt an wurde ein langsames Fallen beobachtet. Ueber den Einfluss dieses Einbruches auf die Brunnenwasserstände in Brück wird weiter unten die Rede sein.

Am 26. December war der sinkende Wasserspiegel im Schachte in 31.74 u. T. stehen geblieben; über die Schachtsohle hatten sich 9 *m* Sand allmählig angehäuft. In Folge des nachgewiesenen Einflusses des Wassereinbruches im Schachte auf den Grundwasserspiegel wären bei der weiteren Teufung und Sumpfung der Schachtwässer neue grosse Schwierigkeiten und auch mögliche Gefährdungen der Tagobjecte im Bruchgebiete zu befürchten gewesen. Man musste sich deshalb entschliessen, von der weiteren Teufung abzusehen und den Schacht mit Letten und Schotter zu verstürzen. Zur Erreichung der Stellen, an welchen die innere Verdämmung durchgeführt werden sollte, wurde ein neues Project vorgelegt und dessen Durchführung in Angriff genommen. Es wurden vom Annahilfsbauschachte 11.72 *m* über die Füllortsohle durch doppelte (Förderstrecke und Wetterstrecke) Umbruchstrecken die alten Strecken in südlicher und südöstlicher Richtung überfahren. Die Neuanlage deren Einzelheiten rein montanistischer Natur sind, und welche 1460 *m* Strecken, 5 Dammthüren und 5 Mauerobjecte umfasst, war bis zum Herbste 1899 fertiggestellt worden. (S. Taf. XI, Object XV—XIX.)

Die amtliche Collaudierung unter der Leitung des k. k. Oberberg-rathes Dr. J. Gattnar fand am 15. October 1898 statt, und nachdem die Sicherungen vollständig zweckentsprechend schienen, konnten die provisorischen Verdämmungen I, VI und XI—XIV aufgelassen werden. Die Säuberung des zwischen den alten und den neuen Verdämmungen liegenden Streckennetzes konnte nunmehr vorgenommen werden.

Sämmtliche Strecken waren an den Punkten, wo die Verdämmungen angebracht wurden, vollständig mit Sand verschlämmt und ausgefüllt; nur bei der höchstgelegenen, südlichen Streichstrecke, bei Object XV, war das oberste Drittel freigeblieben. Hieraus geht hervor, dass keine bedeutenderen Hohlräume unter dem östlichen Streckennetze mehr bestehen können, ein Umstand, der die montanistischen Sachverständigen, die Herren Ingenieure Ullrich und Stamm zu der beruhigenden Versicherung veranlassen konnte, dass keine grösseren Nachschübe von Schwimmsand aus der Linse unterhalb des nördlichen Stadtgebietes von Brück gegen die Grubenräume möglich erscheinen. Nur in dem möglichen Vorhandensein einiger unverstürzter Hohlräume, welche von früheren Einbrüchen zurückgeblieben sind und nachträglich niedergehen könnten, ist noch eine gewisse Gefahr gelegen, welche sich aber nicht auf die Gebäude ausserhalb des Bruchgebietes erstrecken kann.

V. Grundwasser und Grubenwasser.

Der erste Einbruch war von einem allgemeinen Sturz der Brunnenwasserstände im Schwimmsandgebiete begleitet; nachher erholte sich der Grundwasserspiegel nur allmählig, kehrte aber während der ganzen nachfolgenden Zeit nicht mehr auf seine ursprüngliche Höhe zurück.

Vor der Katastrophe befanden sich die Nullpunkte der Brunnen alle in circa 213 *m* oder weniges darunter, der Grundwasserspiegel dürfte nahezu horizontal gewesen sein. Da sich das Terrain im Allgemeinen ganz wenig gegen die Biela senkt (vergl. die Cöten auf dem Plane Taf. XI), so war der Grundwasserspiegel annähernd parallel der Terrainoberfläche; in der Nähe des Bobbe'schen Hauses (s. Karte im SO) wurde er von dieser geschnitten, was in dem Austritte einer frei fließenden Quelle in Côte 212·20 *m* zur Erscheinung kommt. Hier hatte also das Wasser einen Abzug gegen das 3—5 *m* tiefer liegende Biela-gebiet, der sich auch auf die entfernter liegenden Theile des Grundwassers, wenn auch in sehr schwacher Weise, fortgepflanzt haben wird.

Ein ganz anderes Bild zeigen aber die Grundwasserstände nach der ersten Katastrophe. Nicht nur wurden alle Wasserspiegel bedeutend gesenkt, sondern auch ihr gegenseitiges Verhältniss ist ein ganz anderes geworden. Auf der Karte Taf. XI sind die Grundwasserstände eingetragen, wie sie im August 1895, also einige Wochen nach dem ersten Einbruche, an den Brunnen und Bohrlöchern beobachtet worden sind. Verbindet man die Punkte mit annähernd gleichen Wasserständen, so ergeben sich im Grossen beiläufig concentrische Zonen, die sich, vielleicht von O nach W fortschreitend, folgendermassen zusammenfassen lassen:

	(ca. 212—213)	Meter
1. Bohrloch 1		211·66
Brunnen der Gasanstalt <i>a</i>		213·16
" " <i>b</i>		211·57
Bohrloch 4		212·58
Brunnen, Fischer		212·04
Quelle, Bobbe		212·20
(Bassin II)		213·69
	(ca. 211—212)	Meter
2. Bohrloch 3		211·16
Brunnen, Loos P.		211·40
" Siegel W.		211·12
Bohrloch 7		211·40
Spittel		211·91
	(ca. 211—210)	Meter
3. Bohrloch 10		210·53
" 11		210·64
" 8		210·03
" 9		210·34
{ " 5		210·65)
4. Bohrloch 10		208·34

Die Grundwasserisohypsen ergeben also nahezu concentrische Ringe um den Mittelpunkt des Einbruchsgebietes; ein Beweis, dass das Grundwasser nun einen anderen Abzug, und zwar gegen die Gruben

genommen hat. Ja im grossen Ganzen haben diese Isohypsen eine gewisse Aehnlichkeit mit den Isohypsen des Schwimmsandliegenden, welche besonders markirt wird durch die ausserordentlich tiefe Lage des Grundwasserspiegels bei Bohrloch 10 (208·3 *m*), wo der Schwimmsand eine Art schmalen Abzugscanal gebildet hat, und auch durch die verhältnissmässig hohe Lage desselben bei Bohrloch 9 (210·74 *m*) gegen Bohrloch 8 (210·03 *m*), bei welchem letzterem das Schwimmsandliegende eine vertiefte Rinne bildet. Nur gestört wird das Bild durch die höhere Lage des Grundwasserspiegels bei Bohrloch 5 (210·65 *m*). Mit Ausnahme von Bohrloch 10, wo den Schwimmsand Letten überlagert, wird derselbe an keinem der anderen Beobachtungspunkte von einer undurchlässigen Schichte überdeckt und es kann das Schwimmsandwasser hier füglich als Grundwasser gelten. Sein Spiegel stellt gleichsam den eines gegen ostwärts breit erweiterten und offenen Schlauches dar, der sich gegen Westen senkend und sehr stark eingeeengt unter den wasserdichten Letten und gegen die Gruben hinabzieht. Da der nach der Katastrophe gewonnene neue Abzug gegen die Gruben, wie schon aus der steilen Neigung des Grundwasserspiegels hervorgeht, viel bedeutender ist, als der frühere gegen die Biela, und wahrscheinlich durch die Sumpfarbeiten in den Gruben noch gesteigert wurde, so ist es ganz erklärlich, dass der Grundwasserspiegel nicht mehr auf die frühere Höhe zurückkehren konnte.

Noch deutlicher wurde die Beziehung des Grundwasserspiegels zu den Grubenwässern beim zweiten starken Einbruche am 10. September 1896. Damals wurden die mehr westlich gegen die Gruben zu liegenden Brunnen viel heftiger und plötzlicher beeinflusst als die entfernteren. Man kann hier, vom Kerne der Schwimmsandmulde nach aussen vorrückend, leicht mehrere Gruppen verschieden starker Senkung unterscheiden. Es fiel das Wasser in folgenden Brunnen:

- Federle (nächst der Quergasse) (von 212·13 *m* auf 206·54 *m*) um 5·59 *m* innerhalb einiger Tage;
- Siegel H. (von 212·18 *m* auf 207·54 *m*) um 4·64 *m* innerhalb einiger Tage;
- Centrale (Bahnhofstrasse) (von 212·27 *m* auf 209·58 *m*) um 2·69 *m* bis 1. October;
- Spittel (nächst der Wenzelskirche) (von 211·90 *m* auf 208·78 *m*) um 3·15 *m* bis 1. October;
- Bassin II (von 212·08 *m* auf 208·50 *m*) um 3·58 *m* bis 20. September;
- Siegel W. (von 212·29 *m* auf 210·34 *m*) um 1·95 *m* bis 1. October, später langsamer gesunken, im Ganzen um 2 *m*;
- Loos (von 211·73 auf 210·11 *m*) um 1·62 *m* bis 1. October, später langsamer gesunken, im Ganzen um 2 *m*;
- Administration (von 212·01 *m* auf 210·89 *m*) um 1·12 *m* bis 1. October;
- Gasanstalt bis 1. October (von 211·83 *m* auf 210·89 *m*) um 0·94 *m*, später bis November auf 210·15 *m*, im Ganzen um 1·68 *m*.

Die im Einbruchgebiete gelegenen Brunnen sind nicht nur viel stärker und plötzlicher beeinflusst worden als die äusseren, sondern sie haben sich auch viel rascher wieder erholt. Während sie bereits im Ansteigen begriffen waren, hat sich in dem Bestreben, die Horizontale wieder herzustellen, der Wasserspiegel der äusseren Brunnen noch fort-dauernd gesenkt. In ganz ähnlicher Weise äusserte sich, wenn auch in geringerem Masse, der Wassereinbruch am 6. December 1896 und auch

der Wassereinbruch im Verdämmungsschachte am 9. December 1897, nachdem sich der Wasserspiegel infolge des regenreichen Sommers bereits bedeutend erholt hatte.

Auf Seite 497 wurden die Gründe angegeben, welche für das Vorhandensein einer Störung nächst der alten Schutzpfeilergrenze an der Johnsdorferstrasse geltend gemacht worden sind. Jenseits dieser Linie liegt unter dem Humus und Lehm nur wenig Sand, der mit dem Schwimmsand nicht im Zusammenhange steht; darunter der wasser-dichte Letten und das Hangendflötz. Was hier an Wasser stellenweise in den oberen Schichten angefahren wurde und als das hier in den Bohrungen heimische Grundwasser füglich zu gelten hat, steht in keiner Beziehung zu dem Grundwasser des Schwimmsandgebietes. Die Fortsetzung des letzteren zieht sich vielmehr mit dem Schwimmsand bei Bohrung 10 in die Tiefe und folgte wenigstens während des ersten Einbruches einer Kluft, welche zu den Grubenräumen hinabführte. Da sich das Grubenwasser nicht vollkommen entleert hatte, und da die Hohlräume in einzelnen Abbaukammern trocken und leer angebohrt worden sind, indem sich das Wasser nach dem Annahilsbau und seitwärts durch die Kohle verlaufen hatte, muss man schliessen, dass diese Kluft sich von selbst verstopft und geschlossen hatte.

Während die Bohrungen im westlichen Gebiete dargethan haben, dass die mächtige Schwimmsandlage hier nicht mehr vorhanden ist, hat sich aber gerade an ihnen in unzweifelhafter Weise erwiesen, dass nichtsdestoweniger einzelne Sandsteinbänke im Hangenden des Hauptflötzes das Wasser des Schwimmsandgebietes fortzuleiten im Stande sind. Das Schwimmsandlager, welches an der Verwerfung, die sich vielleicht besser als eine von Klüften begleitete Flexur bezeichnen liesse, der Hauptmasse nach auskeilt, setzt vielleicht jenseits derselben in der Form dieser dünnen Sandsteinbank fort. Wenn ein thatsächlicher Verwurf vorhanden ist, so wird seine Sprunghöhe nicht die Mächtigkeit der wasserführenden Sandschichten übertreffen, so dass ihr Contact auch über die Störung hinaus bestehen bleibt. Bei der Katastrophe im September 1896 hat sich der Contact das erste Mal in deutlichster Weise gezeigt; beim Ziehen der Rohre im Bohrloche 25 ist bei der Sandschichte in 41 *m* u. T. das Wasser ausgeflossen, dem durch die Bohrung ein Weg nach den Grubenräumen eröffnet worden war. Das neuerliche Senken der Rohre konnte die Oeffnung nicht mehr versperren, da das Wasser den Abfluss offenbar bereits ausgerissen und über den Querschnitt der Bohrung erweitert hatte. Durch den neugeschaffenen Schlauch zog nun das Grundwasser gegen die Grubenräume ab, was den starken Sturz der Brunnen im Schwimmsandgebiete zur natürlichen Folge hatte. Da diesmal keine so rasche Verstopfung der Oeffnung erfolgt war, wie beim ersten Einbruche, was wohl dem Umstande zuzuschreiben ist, dass nicht so grosse Schwimmsandmassen in Bewegung gebracht worden waren — haben die Grundwasserspiegel eine noch bedeutendere Senkung erfahren als im Juli 1895.

Aus derselben Sandschichte erfolgte die Wassererschöpfung am 6. December 1896 in der Bohrung 23 sowie der Wassereinbruch im Verdämmungsschachte am 9. December 1897. Die wasserführende Schichte liegt im letzteren Falle in 151·8 *m* S. H., während das

Schwimmsandliegende bis über 200 *m* ansteigt und bei Bohrung 10 noch in 168 *m* liegt. Der Grundwasserspiegel, der zum artesischen Auftrieb hier noch in Betracht kommt, befand sich in 211 bis 212 *m*. Durch den Druck der Wassersäule von circa 50 *m* Höhe wurde, als sich die Schachtssole nur mehr 6·4 *m* hoch über der wasserführenden Schichte befand, das Wasser entlang der Verrohrung des Bohrloches im Schachte durchgepresst. Schon um 10 Uhr Abends des 8. December 1896 hatte der Zufluss in der Schachtssole begonnen; der eigentliche Einbruch erfolgte aber erst gegen 3 Uhr Morgens des 9. December und bis 4 Uhr war das Wasser im Schachte bis auf 170 *m* S. H. gestiegen; bis Nachmittag 3 Uhr 30 Minuten erreichte es die Côte 192·39 *m* und ging von da an wieder langsam zurück. — Um 6 Uhr Früh des 9. December war an den Brunnen noch keine Veränderung wahrzunehmen gewesen, dagegen waren bis 8 Uhr die Brunnenwasserspiegel in ähnlichem Verhältniss untereinander wie beim Septembereinbruche um 20—4 *cm* gesunken. Um 10 Uhr schon war kein weiteres Sinken mehr zu beobachten. Der höchste Wasserstand im Schachte wurde aber, nach vorübergehenden kleinen Senkungen, erst am 10. December, 6 Uhr Früh in 192·72 *m* S. H. erreicht. Um dieselbe Zeit hatten auch die Brunnen ihren tiefsten Stand, und zwar stand der tiefste unter ihnen in 210·80 *m* S. H. Es bestand also gegen die Schachtwässer eine Differenz um circa 18 *m*, welche Zahl den Widerstand ausdrückt, der sich dem durch die Sandbank abfließenden Wasser entgegensetzt. Dieser Einbruch hat auf die Grubenwässer gar keine Wirkung gehabt, denn das ganze System von wasserführenden Schichten und Grubenräumen stellt gleichsam ein gegen Westen gesenktes Rohr vor, das sich an der Verwerfung wieder in zwei Röhren spaltet: in die höhere, welche von der wasserführenden Sandschichte gebildet wird, und in eine tiefere, die Grubenräume. In das letztere Rohr wurde ein Abfluss eröffnet beim ersten Einbruche durch die zu den Abbaukammern führende Kluft und später bei den Einbrüchen im September und December 1896 wurde durch die Bohrung 23 und 25 ein Abfluss aus dem höheren Rohre in das tiefere geschaffen. Beim Wassereinbruche im Verdämmungsschachte wurde aber nur das obere Rohr angeschlagen.

Die Pegelbohrlöcher I bis III geben den Wasserstand in den Grubenräumen an. Nach Verstopfung der Verwerfungskluft sind dieselben wieder als ganz gesondertes System zu betrachten, wie vor dem Einbruche, das keinen Zusammenhang mit dem Grundwasser der Schwimmsandlinse aufweist. Sie zeigen dementsprechend nach Versperrung der Ausflussöffnung, die durch die Bohrung 25 im September 1896 geschaffen war, von den Brunnen ganz unabhängige Wasserspiegel. Bei Pegel I stand das Wasser durchschnittlich in Höhe 122·5, also nur 80 *m* unter den Brunnenwasserständen; ein Beweis, dass nur sehr geringe Wassermengen an der ehemaligen Einbruchsstelle durchsickern konnten. Noch tiefer standen sie bei Pegel II und III (97 *m* und 95 *m*).

Die Niveaudifferenzen entsprechen der capillaren Hemmung, die sich in den stellenweise ganz verschleimten Streckenräumen auf eine Entfernung von circa 350 *m* von Pegel I bis Pegel II und von circa 550 *m* von Pegel I bis Pegel III dem durchsickernden Wasser entgegensetzt. Als sich bei dem Einbruche am 6. December 1896 durch das Bohrloch 23 das Wasser in die Grubenräume ergoss, ist selbstver-

ständig der Wasserstand bei Pegel I sofort rasch gestiegen, und zwar vom 5. December Abends bis 6. December Morgens von 122·63 *m* bis 144·66 *m* S. H. Das Wasser hatte sich in diesen östlichen Grubenräumen sehr rasch wieder verlaufen, da der Zufluss durch Verfüllung des Planes unterhalb der Bohrung 23 bald wieder gehemmt worden war. Bis 7. December Abends war es wieder bis auf 125·90 *m* S. H. gesunken. In dieser kurzen Zeit war bei der langsamen Communication durch die Strecken die Wassermenge nicht ausreichend, als dass sie sich noch an den Pegel II und III durch Ansteigen des Spiegels hätte bemerkbar machen können. — Die Wechselbeziehung zwischen dem Grundwasser der Schwimmsandblase und Grubenwasser ist also hier, wie leicht einzusehen, keine unmittelbare; eine solche ist nur dann vorhanden, wenn zeitweilig durch einen unglücklichen Eingriff ein directer freier Abfluss gegen die Gruben geschaffen wurde.

VI. Schlussbemerkungen.

In der besprochenen Region zeigt der Schwimmsand als solcher nirgends einen directen hydrostatischen Auftrieb. Die Verschlemmung des Verdämmungsschachtes mit Sand bis auf 192·72 *m* S. H., kann ganz gut allein der erodirenden und transportirenden Kraft des durch den hydrostatischen Druck bewegten Wassers zugeschrieben werden. Stapff und Jentzsch¹⁾ haben die Möglichkeit discutirt, ob der Schwimmsand als solcher überhaupt einen Auftrieb zeigen kann, oder ob seine Bewegung in allen Fällen nur der Erosionswirkung des strömenden Grundwassers zugeschrieben werden muss. Seinen schärfsten Ausdruck findet das Problem in der Frage, ob es möglich ist, dass der Schwimmsand blos durch das Gewicht des auflastenden Gebirges einen Auftrieb erleiden kann, oder ob in einem solchen Falle unbedingt die Verbindung mit höher gelegenen wasserführenden Schichten angenommen werden muss. Stapff hat sich der letzteren Annahme zugeneigt und es spricht für sie auch unbedingt der Umstand, dass dem Schwimmsande sein gesamtes Wasser, das unter Umständen 40—50%, seines Volumens beträgt, entzogen werden kann, ohne dass er sein Volumen verändert und an Tragfähigkeit gegen das auflastende Deckgebirge verliert. Nichtsdestoweniger ist auch der erste Fall theoretisch denkbar.

Der Schwimmsand kann im trockenen Zustande in nahezu senkrechten Wänden abgegraben werden. Die Ursache dieser Haltbarkeit ist die grosse Reibung zwischen den einzelnen Quarzkörnern; sie entspricht der grossen Reibung zwischen zwei glattgeschliffenen Adhäsionsplatten. Bekanntlich genügt eine äusserst feine capillare Wasserschichte, um die Reibung zwischen zwei solchen Platten verschwinden zu machen. Ein Haufwerk von Kugeln, welche an den Flächen keine Reibung

¹⁾ A. Jentzsch. Ueber den artesischen Brunnen in Schneidemühl. Zeitschrift für praktische Geologie, Jahrg. 1893, S. 353, und F. M. Stapff, Ein paar Worte über Bodentemperatur und artesische Strömungen. Ebenda S. 383.

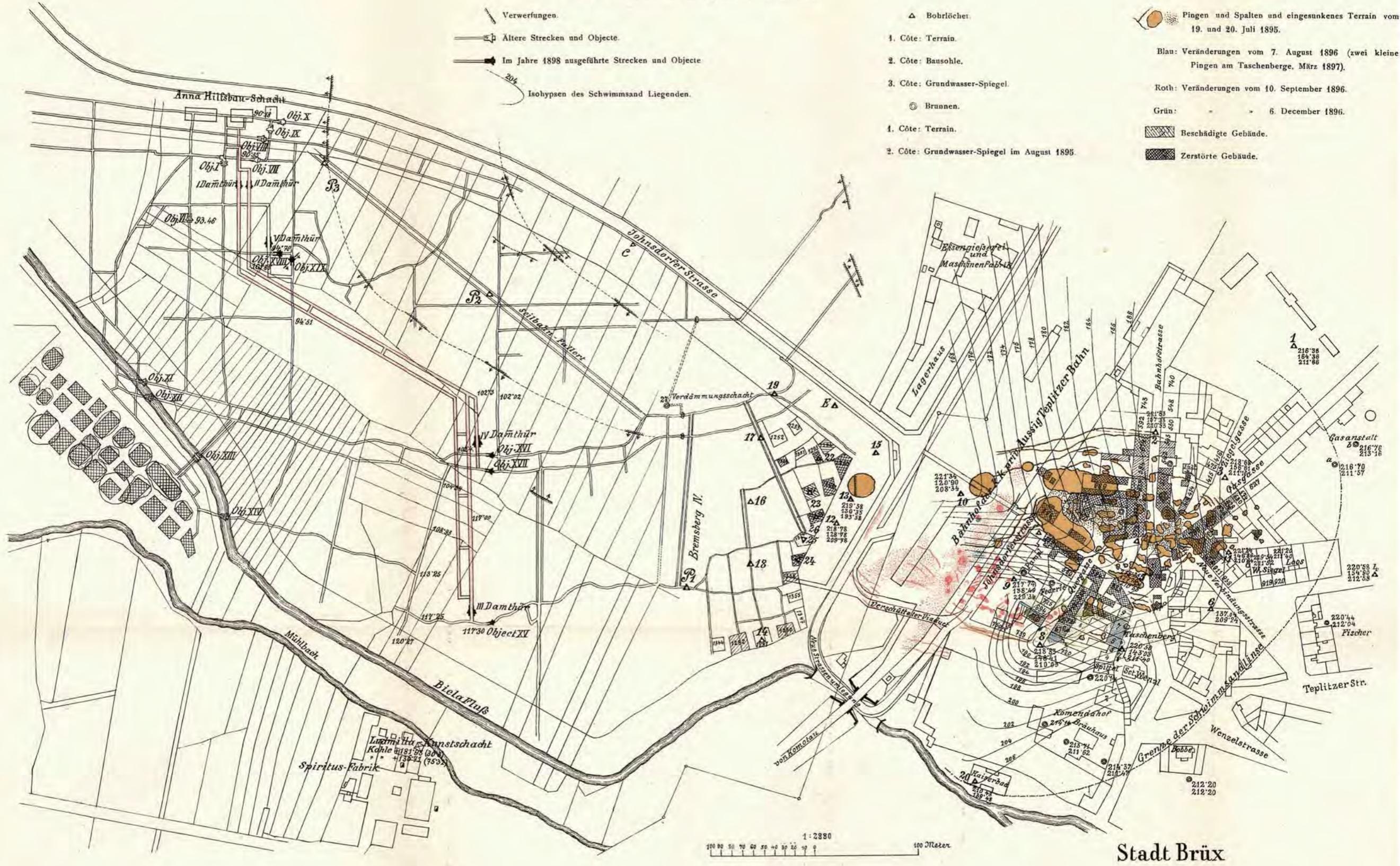
zeigen, wird sich aber verhalten wie eine Flüssigkeit und auch in communicirenden Röhren dasselbe Verhältniss zeigen wie diese. Ebenso verschwindet im Schwimmsande die Reibung in Folge der Durchtränkung mit Wasser, welche sich als Capillarerscheinung bis auf die feinsten Trennungsflächen zwischen den Quarzkörnern erstrecken muss, und er verhält sich dann wie eine Flüssigkeit. Wenn man ein mit Wasser gefülltes Gefäss in der Weise mit einem specifisch schwereren Deckel verschliesst, dass dieser an den Rändern kein Wasser durchlässt und doch frei beweglich bleibt, und dann den Deckel durchbohrt, so wird das Wasser unbedingt durch die Bohrung aufsteigen, während der Deckel sinkt. In derselben Weise ist es denkbar, dass in gewissen Fällen, wie z. B. bei der Katastrophe von Schneidemühl, bloss das Gewicht des auflastenden Gebirges den Schwimmsand emportreibt, während die Decke einbricht. Im Allgemeinen wird sich keine scharfe Grenze zwischen beiden Erscheinungsweisen ziehen lassen; und was die Brüxer Einbrüche im Besonderen betrifft, so wird schon durch die nach dem ersten Einbrüche nachgewiesenen zahlreichen stehen gebliebenen, kleinen Hohlräume dargethan, dass der Druck des Deckgebirges keine so grosse Rolle gespielt hat. Dazu kommt noch, dass, wie oben erwähnt, der Sand sehr viele, ziemlich grobkörnige Partien enthält, die ohne Zweifel nur durch die erodirende Kraft des fliessenden Wassers entfernt werden konnten, wodurch eine Unterwaschung, ähnlich wie an dem Steilrande eines Flusses, platzgriff, und das seiner Unterlage beraubte Deckgebirge zum Einsturze gebracht wurde.

Zum Schlusse sei es mir gestattet, auf einige Erscheinungen, welche den im Principe ganz einfachen Vorgang der Schwimmsand-einbrüche von Brüx begleitet haben, im Besonderen das Augenmerk des Lesers zu richten, da sie vielleicht allgemeineres Interesse beanspruchen dürfen, und zwar: 1. der Verlauf der Entstehung der Pinggen beim ersten Einbrüche, bei welchem die entfernteren Theile über der Schwimmsandlinse zuerst niederbrachen und die Senkungen allmählig gegen die Einbruchstelle bei der Abbaukammer Nr. 1294 vorrückten; 2. die scheinbar geringe Veranlassung, durch welche der zweite grössere Einbruch am 9. September 1896 hervorgerufen wurde; die Durchstossung einer nur 20 *cm* mächtigen Sand- oder Sandsteinbank mittels eines Loches von nicht viel mehr als 150 *mm* Durchmesser, hatte den Ausfluss grosser Wassermassen und den Einsturz einiger Häuser zur Folge gehabt; 3. das Leitungsvermögen für das Wasser einer nur 20 *cm* mächtigen Sand- oder Sandsteinschichte, welche in verschiedenen Bohrlöchern nirgends zu grösserer Mächtigkeit anschwillt. Besonders durch den beim Wassereinbruch im Verdämmungsschachte beobachteten Auftrieb gibt sich die innige Verbindung des Wassers dieses dünnen Sandbänkchens mit dem der Schwimmsandlinse auf eine Entfernung von circa 200 *m* am deutlichsten kund.

Inhalts-Verzeichniss.

	Seite
I. Die Thermalquellen von Teplitz und ihre Geschichte	425
Einleitung	425
I. Allgemeine Bemerkungen. — Die Thermen von Centralfrankreich und die Thermenlinie von Nordböhmen	426
II. Zur Geologie der Umgebung von Teplitz — Schönau und die Thermen	437
1. Die Lagerungsverhältnisse des Teplitzer Porphyrs im Erzgebirge	438
2. Kreide- und Tertiärbildungen	441
3. Spuren früherer Thermalthätigkeit in der Nähe der Teplitzer Quellen	443
4. Die Quellen von Teplitz und Schönau .	447
III. Die Geschichte der Thermen von Teplitz	449
1. Der Wassereinbruch im Döllingerschachte am 10. Februar 1879	450
2. Der erste Wassereinbruch im Victorinschachte am 28. November 1887	458
3. Der zweite Wassereinbruch im Victorinschachte am 25. Mai 1892	464
4. Wassereinbruch im Giselaschachte am 24. April 1897	468
IV. Beziehungen zwischen Thermalwasser, Inundationswasser und Grundwasser	471
—	
II. Die Schwimmsandeinbrüche von Brüx	483
I. Einige Bemerkungen über Schwimmendes Gebirge	483
II. Lagerungsverhältnisse der Braunkohlengebilde in der Umgebung von Brüx und deren Schwimmsand-Einlagerungen	488
III. Haupteinbruch am 19. und 20. Juli 1895	491
IV. Nachträgliche Einbrüche und Sanirungs-Massnahmen	499
1. In der Nacht vom 6. auf 7. August 1896 . .	499
2. In der Nacht vom 9. auf 10. September 1896	499
3. Neue Sanirungs-Massnahmen	504
4. Weitere kleine Senkung am 6. December 1896	506
5. Wassererschöpfung im Verdämmungsschachte am 9. December 1897	508
V. Grundwasser und Grubenwasser	510
VI. Schlussbemerkungen	514

Situations-Plan über das Schwimmsand-Bruchgebiet der Stadt Brüx.



Verwerfungen.
 — Altere Strecken und Objecte.
 — Im Jahre 1898 ausgeführte Strecken und Objecte
 Isohypsen des Schwimmsand Liegenden.

△ Bohrlöcher.
 1. Côte: Terrain.
 2. Côte: Bausohle.
 3. Côte: Grundwasser-Spiegel.
 ⊙ Brunnen.
 4. Côte: Terrain.
 2. Côte: Grundwasser-Spiegel im August 1895.

○ Pingen und Spalten und eingesunkenes Terrain vom 19. und 20. Juli 1895.
 Blau: Veränderungen vom 7. August 1896 (zwei kleine Pingen am Taschenberge, März 1897).
 Roth: Veränderungen vom 10. September 1896.
 Grün: - - - 6. December 1896.
 ▨ Beschädigte Gebäude.
 ▩ Zerstörte Gebäude.

Stadt Brüx

Geologische Uebersichtskarte der Insel Rhodus.

Aufgenommen und erläutert von Gejza von Bukowski.

Mit Tafel XIII.

Einleitende Bemerkungen.

Schon zu wiederholten Malen wurde es von verschiedenen Seiten als eine höchst auffallende Erscheinung angeführt, dass die naturwissenschaftliche Erforschung Anatoliens; namentlich in topographischer und geologischer Beziehung, weit hinter jener anderer, zum Theile vielleicht ein geringeres Interesse erweckender, schwieriger zu bereisender und entlegenerer Länder zurücksteht. Und in der That muss zugegeben werden, dass dieser Ausspruch keineswegs unberechtigt ist, denn unsere Kenntnisse über Kleinasien in seiner Gesamtausdehnung reichen, um nur bei der Geologie zu bleiben, trotzdem fast jedes Jahr neue wichtige Entdeckungen bringt, noch lange nicht so weit, als dies nach der Nähe dieser Gebiete zu Europa und der hervorragenden Rolle, welche dieselben einst in der Culturgeschichte gespielt haben, zu erwarten wäre.

Bis zu einem gewissen Grade eine Ausnahme hievon bildet allerdings die kleinasiatische Inselwelt. Von einer verhältnissmässig grossen Zahl von Inseln des Aegäischen Meeres liegen bereits gründlichere geologische Beobachtungen und Uebersichtsaufnahmen vor, auf Grund deren wir über die Zusammensetzung vieler Terrains daselbst ziemlich gut unterrichtet sind, und die uns in mancher Hinsicht sogar einen Einblick in den Aufbau und die mannigfachen Bildungsphasen des ganzen Archipels gewähren. Immerhin gibt es aber auch hier noch nicht unbedeutende Lücken, deren Ausfüllung gewiss noch länger andauernder, mühsamer Untersuchungen bedürfen wird. Zu den geologisch weniger erforschten Theilen dieser Region gehört heute, falls man von den im Laufe der letzten Jahre durch mich veröffentlichten, theilweise ziemlich ausführlichen Mittheilungen, welche aber nur als Vorberichte zu der vorliegenden definitiven Arbeit zu betrachten sind, absehen will, auch die Insel Rhodus. Wiewohl wir nämlich über den Aufbau derselben nach den Daten, die uns durch W. J. Hamilton und T. A. B. Spratt geliefert wurden, und nach den Schlussfolgerungen, die sich bei der Bearbeitung einzelner

Fossiliensuiten durch verschiedene Forscher ergeben haben, durchaus nicht völlig im Unklaren sind, fehlte es doch bis jetzt an einer genaueren, auf eigentliche Aufnahmen sich stützenden Beschreibung und vor Allem an einer kartographischen Darstellung der geologischen Verhältnisse. Letzteren Mangel zu beheben, soll nun hier, so weit mein Beobachtungsmaterial dies eben möglich macht, versucht werden.

In der vorliegenden Uebersichtskarte und in den nachstehenden Darstellungen, die hauptsächlich den Zweck haben, als Erläuterungen zu der Karte zu dienen, erscheinen die wesentlichsten Endresultate jener Untersuchungen zusammengefasst, welche ich in den Jahren 1887 und 1888 auf der Insel Rhodus durchgeführt habe. Der weitaus grösste Theil der genannten, vornehmlich auf die Kartirung abzielenden Untersuchungen fällt in das Jahr 1887, als mir von der k. k. Wiener Universität ein Reisestipendium zu geologischen Studien im Orient verliehen wurde. Die allerwichtigsten von den während der ersten Reise gesammelten Beobachtungen enthält ein kurzer, im XCVI. Bande der Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien von mir veröffentlichter, vorläufiger Aufnahmsbericht. Der zweite Besuch der Insel, welcher im nächstfolgenden Jahre gelegentlich einer mit Unterstützung der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien zum Zwecke der geologischen Durchforschung der Insel Kasos und einzelner Gebiete des festländischen Kleinasien unternommenen Reise erfolgt ist, galt einestheils Revisionen, die sich als nothwendig herausgestellt hatten, anderentheils ergänzenden Aufnahmsarbeiten. Aus der Zeit unmittelbar nach dem Abschlusse der Untersuchungen stammt der zweite, „Grundzüge des geologischen Baues der Insel Rhodus“ betitelte, gleichfalls in den obgenannten Akademieschriften, Bd. XCVIII erschienene Bericht, dem behufs leichterer Verständlichkeit auch eine provisorische geologische Kartenskizze beigefügt wurde.

Mit Rücksicht darauf, dass der letzterwähnte Aufsatz für eine vorläufige Mittheilung einigermassen zu ausführlich ausgefallen ist, könnte vielleicht eingewendet werden, es sei überflüssig, hier noch eine breiter angelegte Beschreibung zu geben. Es sind jedoch Gründe vorhanden, welche eine solche Beschreibung hier meiner Ansicht nach vollends rechtfertigen. Zunächst halte ich es für zweckmässig, dass die definitive, alle meine bisherigen Publicationen über Rhodus abschliessende Uebersichtskarte von einem Texte begleitet wird, der den uns zu Gebote stehenden Stoff in möglichst erschöpfender Weise behandelt. Dann erscheint dies aber auch insofern nothwendig, als manche Fragen erst heute, nachdem die Durchbestimmung der palaeontologischen und petrographisch-mineralogischen Aufsammlungen zu Ende geführt worden ist, endgiltig beurtheilt werden können und demzufolge eine zusammenhängende, eingehendere Darstellung direct erheischen.

Eine detaillirte Schilderung der geologischen Verhältnisse möge übrigens hier durchaus nicht erwartet werden. Wie schon der Titel der Arbeit sagt, handelte es sich bei meinen Untersuchungen nur um eine die Feststellung der allgemeinen, roheren Züge des Baues verfolgende, übersichtliche Aufnahme, durch welche gewissermassen bloß die erste Grundlage für spätere, mehr detaillirte oder besonderen

Zwecken dienende Untersuchungen geschaffen werden sollte. Es ist deshalb begreiflich, dass sowohl die Stratigraphie, als auch die Tektonik keineswegs ganz, nach allen Richtungen geklärt sein können, und daher kommt es auch, dass Specialstudien in den verschiedenen Schichtensystemen, darunter namentlich in den weit verbreiteten, reicher gegliederten Pliocänablagerungen, nicht durchgeführt wurden, zumal da die von den Aufnahmearbeiten voll in Anspruch genommene Zeit hiefür nicht ausgereicht hat.

Als Grundlage für die vorliegende geologische Karte dient die photographisch auf den Massstab 1:120.000 reducirte englische Admiralitätskarte, das einzige die topographischen Verhältnisse der ganzen Insel in einer unseren Anforderungen wenigstens im Grossen und Ganzen entsprechenden Weise veranschaulichende Originalwerk, das wir besitzen. Ueber Ansuchen der k. k. geologischen Reichsanstalt hat das hydrographische Departement der englischen Admiralität bereitwilligst seine Zustimmung für die Benützung dieser Karte als topographischer Grundlage in der angegebenen Weise ertheilt, und ich fühle mich verpflichtet, demselben hiefür auch von meiner Seite den Dank auszusprechen. An der Darstellung des Terrains, ebenso wie an der Namensschreibung, welche allerdings der Correctur vielfach bedürftig ist, wurde aus manchen Rücksichten gar nicht gerüttelt. Dagegen habe ich es zweckmässig gefunden, im Texte für die Namen der Orte, Berge, Caps, Buchten, kleinen Eilande etc. durchgehends das von einer Commission der Pariser geographischen Gesellschaft vorgeschlagene, hauptsächlich der französischen und englischen Schreibweise angepasste, internationale Transscriptionssystem, welches immer mehr an Verbreitung gewinnt und unter Anderem auch von Heinrich Kiepert acceptirt wurde, in Anwendung zu bringen. Um nun eine gewisse Uebereinstimmung mit der Karte herbeizuführen und die Benützung der Arbeit zu erleichtern, wurden den im Texte der Art transscribirten Namen in Klammern jedesmal auch die auf der englischen Karte stehenden Namen beigefügt. Es erschien dies schon deshalb durchaus nothwendig, weil viele von den daselbst vorkommenden Namen in Wirklichkeit wesentlich, einige sogar ganz anders lauten, als sie die englische Admiralitätskarte angibt.

Unter den Inseln des Aegäischen Meeres ist Rhodus die viertgrösste; ihr Flächeninhalt beträgt 1460 Quadratkilometer oder 26·51 geographische Quadratmeilen. Sie bildet ein Glied jenes Inselbogens, der das Aegäische Meer nach Süden, gegen das eigentliche offene Mittelmeer abschliesst, und nimmt in dieser aus Rhodus, Karpathos, Kasos, Kreta, Cerigotto und Cerigo bestehenden Kette von Inseln, welche, durch unterseeische Barrieren mit einander und mit den benachbarten Festländern verbunden, sich im Bogen von der südwestlichen Küste Kleinasiens, vom Marmaras Golfe, zum Cap Malia in Morea ziehen, die östlichste Lage ein. Von der Halbinsel Dorakia, der nächstgelegenen Küste Kariens, trennt dieselbe eine nur 18 Kilometer breite Meeresstrasse. Der auffallende Gegensatz im Bodenrelief zwischen dem verhältnissmässig seichten Aegäischen Meere und dem tiefen, offenen östlichen Mittelmeerbecken erscheint gerade bei der Insel Rhodus am schärfsten ausgeprägt. Während westlich von Rhodus

als grösste Meerestiefe bloss 1097 Meter gelothet wurden, sinkt in der gleichen Entfernung östlich der Seeboden in der sogenannten karamanischen Depression (vergl. J. Luksch und J. Wolf, Physikalische Untersuchungen im östlichen Mittelmeer, Berichte der Commission für Erforschung des östlichen Mittelmeeres, Denkschr. der kaiserl. Akad. der Wissensch. in Wien, Band LXI, 1894) bis zu 3865 Meter.

Der äussere Umriss stellt sich im Grossen und Ganzen als spitz-eiförmig dar. Die Längsachse zwischen dem Cap Kumburnú im Norden und dem Cap Práso Nísi (Prasso Nisi) im Süden verläuft von Nordost nach Südwest. Die grösste Breite liegt ungefähr in der Mitte. Mehrere kleine, felsige Eilande im Westen, unter denen Khálki oder Khárki alle übrigen an Ausdehnung weit übertrifft, können insofern für dazugehörig erklärt werden, als sie sich auf einem gemeinsamen Sockel innerhalb der 200 Meter-Tiefenlinie erheben. Nicht minder gilt dies dann auch von den isolirten Klippen Októnia Nísi (Octonyanisi), Karávolos und Khfna. Nur die Klippe Paximáda wird von dem nahen Cap Lártos (Cape Lindos or Lardos) durch eine über 200 Meter tiefe Senke des Meeresbodens geschieden.

Die bergige und hügelige Terrainbeschaffenheit überwiegt auf der Insel Rhodus so sehr, dass ihr gegenüber die ebenen Flächen vollständig in den Hintergrund treten. Flachland, überhaupt ebenes Terrain findet sich nur im Bereiche der pliocänen Ablagerungen, der Paludinenschichten und des marinen Jungpliocän, und dort, wo die Alluvionen, wie in der Sumpflandschaft von Kataviá (Katabia) etwas mehr an Ausbreitung gewinnen. Vornehmlich sind es gewisse Strecken entlang der Küste, welche ihm hier zufallen; der davon eingenommene Flächenraum muss aber im Verhältniss zum Berg- und Hügelland als verschwindend klein bezeichnet werden.

Es hängt mit dem geologischen Baue auf das Innigste zusammen, dass in dem Relief von Rhodus eine regellose Gruppierung der Gebirgsmassen herrscht. Durch die Reichhaltigkeit der Sedimente wird allerdings eine grosse Mannigfaltigkeit der Terrainformen bedingt; diese vertheilen sich jedoch über das Inselareal in der Weise, dass die orographische Gestaltung nur selten in weitem Umkreise einheitlich bleibt, sondern die verschiedenartigsten Landschaftstypen zumeist auf verhältnissmässig kurze Entfernungen hin einander folgen. Entsprechend der Zerstückelung, welche die einzelnen Schichtgruppen aufweisen, wechseln felsige, mit schroffwandigen Abstürzen ausgestattete Karstterrains, vielfach von hochgebirgsähnlichem Charakter, dann sanftere, bald steinige, bald einen reichen Vegetationsschmuck tragende Bergregionen, niedrige Hügelgebiete und wellige, durch tief eingeschnittene Thalfurchen stark zerrissene Plateaulandschaften wiederholt und regellos mit einander ab. Die bedeutendsten Erhebungen gehören dem ältesten Schichtensysteme, dem Kalkgebirge an, welches durchwegs in isolirte, stockförmige Massen aufgelöst erscheint. Wohl gibt es aus jüngeren transgredirenden Absätzen aufgebaute, ziemlich hohe Bergriegel, welche zwischen diesen zerstreuten Theilen des eigentlichen Gerüsts der Insel da und dort eine Verbindung herstellen und so gewissermassen zur Entstehung längerer Gebirgszüge

führen; dieselben tragen aber in ihrem ganzen Aussehen einen so abweichenden Charakter zur Schau, dass sie, selbst vom rein geographischen Standpunkte aus betrachtet, den Eindruck einer fremdartigen Einschiebung nicht zu verwischen vermögen. Den Culminationspunkt der Insel bildet der Gipfel des Atáviros oder Atáiro (Mt. Attayaro) mit 4068 engl. Fuss. Alle übrigen Spitzen sind bedeutend niedriger, indem keine die Höhe von 3000 engl. Fuss erreicht. Ueber 2000 Fuss erheben sich blos der Akramíti (Mt. Akramytis), der grosse Eliasberg und Spiriótis Vunó (Mt. Speriolis).

Die Küstenentwicklung ist namentlich im Vergleiche zu den nahen, äusserst stark gegliederten, an schlanken Halbinseln, tief ins Land einschneidenden Golfen und zahlreichen Vorgebirgen, sowie kleineren Buchten reichen Gestaden des kleinasiatischen Festlandes eine sehr einförmige. Nur dort, wo die festen Kalke der ältesten Schichtenserie ans Meer herantreten, hat die Brandung kleine Halbinseln und weiter in die See vorgeschobene felsige Vorsprünge, welche in der Regel winzige, lediglich kleineren Schiffen Schutz gewährende Buchten umschliessen, herausmodellirt. Es zählen hieher die areal beschränkten Gebiete des Línodosberges, des Khórti (Horti) Vunó, des Akramíti (Akramytis) und Armenísti (Mt. Arministhi), des Zámريكا und Arkhángelos Vunó (Mt. Archangelo) nebst den kurzen Küstenstrecken bei den Vorgebirgen Kopriá, Vajá (Vahyah), Ladikó und Vóidi (Voudhi). Sonst zeigt die Küste im Einklange mit ihrer Zusammensetzung aus weicheren, leichter zerstörbaren Sedimenten einen ziemlich stetigen Verlauf. Die Wirkungen der Abrasion auf die weicheren Gesteine äussern sich hier in einer stärkeren, gleichmässigen Zurückdrängung des Gestades, und es hat dies unter Anderem zur Folge, dass zwischen den vorspringenden felsigen Partien weite, flache, bogenförmig gekrümmte Rheden gebildet wurden. Von den der zerstörenden Thätigkeit der Wogen einen geringeren Widerstand entgegengesetzten Küsten besitzt blos jene des südlichsten Theiles von Rhodus eine etwas weniger einförmige Contur, indem daselbst mehrere Caps, zwischen denen etliche offene Einbuchtungen vorkommen, ins Meer hinausgreifen.

Für die grossen modernen Seeschiffe mangelt es Rhodus an einem Hafen. Die beiden gut geschützten Häfen der Stadt Rhodos sind nicht besonders geräumig und überdies heute bereits stark versandet, so dass sie nur von Fahrzeugen mit geringem Tiefgang benützt werden können, während alle grösseren Segler und Dampfer ausserhalb derselben in offener See ankern müssen. Die einstige hervorragende maritime Bedeutung hat diese Insel schon seit Langem fast völlig eingebüsst und dürfte sie dieselbe kaum jemals wieder erlangen. Ihr namhafter Werth liegt jetzt hauptsächlich in dem Landbau, für den sie sich thatsächlich in hohem Grade eignet. Aber auch hier bleiben die bisher erzielten Erfolge hinter dem wirklich Erreichbaren noch weit zurück.

Bevor ich diese Bemerkungen schliesse, erfülle ich endlich noch die angenehme Pflicht, allen Denjenigen, welche meine Untersuchungen gefördert und mir die Lösung der vorgesteckten Aufgabe, sei es in der oder in jener Richtung, erleichtert haben, den wärmsten Dank auszusprechen. In erster Linie schulde ich denselben den Herren Professor

Eduard Suess und weiland Professor Melchior Neumayr, von denen die Anregung zu dieser Unternehmung ausgegangen ist, und die mir durch Rath und That in jeder Weise behilflich waren. Einer wirksamen Unterstützung und eines freundlichen Entgegenkommens habe ich mich ausserdem erfreut von Seite des Herrn Emil Otto Rémy-Berzencovich von Szillas, k. und k. Generalconsuls, derzeit in Bombay und der Herren Anton Casilli, gewesenen k. und k. Viceconsuls in Rhodus, Guillaume de Vandevelde, k. belgischen Consuls in Rhodus und Dr. Georg Manolaki, praktischen Arztes in Rhodus, welchen allen Herren hiermit gleichfalls mein verbindlichster Dank ausgedrückt sei.

Literaturübersicht.

Die zahlreichen, aus dem Alterthum und dem Mittelalter noch erhalten gebliebenen Denkmäler, das herrliche Klima und die landschaftlichen Reize, welche sowohl die Küsten, als auch das Innere der Insel vor Allem in dem reichen Wechsel an Scenerien und Charakterbildern dem Beschauer bieten, üben seit jeher eine grosse Anziehungskraft auf Archäologen, Geschichtsforscher und Touristen aus, und dadurch erklärt sich auch die ziemlich ansehnliche Literatur, welche über Rhodus unter obgenannten Gesichtspunkten entstanden ist. Die naturwissenschaftliche Richtung steht in dieser Hinsicht, sofern man ohne Rücksicht auf die Zahl der Publicationen nur den Umfang des Stoffes und die erzielten Resultate zur Richtschnur nimmt, erst an zweiter Stelle.

Unseren Zwecken dürfte es kaum entsprechen und würde es gewiss viel zu weit führen, wollten wir hier die gesammte über Rhodus vorhandene Literatur ins Auge fassen. Wir beschränken uns im Folgenden deshalb blos auf die Werke geologischen und palaeontologischen Inhaltes und berücksichtigen im Ganzen nur solche Arbeiten, in denen für den Fachmann geeignete, wissenschaftlich verwerthbare Mittheilungen enthalten sind. Hiebei empfiehlt es sich, die geologischen und die palaeontologischen Publicationen getrennt von einander zu betrachten.

Die ersten, von wissenschaftlichem Standpunkte aus wichtigen, geologischen Angaben verdanken wir W. J. Hamilton, der während seiner kleinasiatischen Reisen auch Rhodus berührt und die daselbst gesammelten Beobachtungen in einem kurzen Aufsätze „On a few detached places along the coast of Jonia and Caria; and on the island of Rhodes“, 1840 (Proceedings of the geological society of London, Vol. III, 1838—1842, Nr. 70) veröffentlicht hat. Zwei Jahre später erschien dann in den Transactions of the geological society of London, ser. II, Vol. 6, 1842, unter dem Titel „On the geology of the western part of Asia Minor“ eine gemeinsam von W. J. Hamilton und H. E. Strickland verfasste grössere Abhandlung, in welcher nebst Anderem auch die geologischen Verhältnisse der Insel Rhodus behandelt werden. Dieselbe bringt jedoch betreffs Rhodus keine neuen Daten, sondern stellt sich diesbezüglich nur als eine in geringem Aus-

maasse weiter ausgespinnene Wiederholung dessen dar, was schon in der erstgenannten Arbeit W. J. Hamilton's enthalten ist.

Eine wesentliche Erweiterung erfuhren unsere Kenntnisse nachher durch die Forschungen T. A. B. Spratt's, der gelegentlich der topographischen Aufnahme von Rhodus durch den Officiersstab des englischen Kriegsschiffes Beacon im Jahre 1841 auch dem geologischen Aufbaue besondere Aufmerksamkeit geschenkt hat. Sein Bericht „Notices connected with the geology of the island of Rhodes“ 1842 (Proceedings of the geological society of London, Vol. III, 1838—1842, Nr. 91) bleibt ungeachtet dessen, dass sich in demselben neben sehr schätzbarem Beobachtungsmaterial einzelne irrthümliche Auffassungen, wie beispielsweise die Angaben über das Vorkommen von Glimmerschiefer und von ausgedehnten vulkanischen Strecken, verzeichnet finden, von dauerndem Werthe, namentlich als wichtige Ergänzung zu den Mittheilungen W. J. Hamilton's.

An diese Arbeiten, deren Basis wenigstens einigermaassen umfangreichere Studien der Autoren an Ort und Stelle bilden, schliessen sich nun solche an, die, andere Terrains behandelnd, nur ganz vereinzelte Originalbeobachtungen und kurze Notizen über Rhodus zu unserer Kenntniss bringen, oder die durch Schlussfolgerungen aus palaeontologischen Untersuchungen einiges Licht auf bestimmte stratigraphische Fragen werfen, und endlich Werke, in denen man wichtigen, auf Rhodus Bezug nehmenden, aber auf bereits bekannte Thatsachen sich stützenden originellen Auseinandersetzungen begegnet. Hieher gehören, so viel mir eben bekannt ist, vor Allem folgende Publicationen:

- E. Hitchcock, Notes on the geology of several parts of western Asia: founded chiefly on specimens and descriptions from american missionaries (Proceedings and Transactions of the association of american geologists and naturalists, Boston 1840—1842).
- T. A. B. Spratt, Travels and researches in Crete, London 1865.
- Tournouër, Étude sur les fossiles tertiaires de l'île de Cos (Annales scientifiques de l'école normale supérieure, Paris 1876).
- P. Fischer, avec la collaboration de MM. Cotteau, Manzoni et Tournouër, Paléontologie des terrains tertiaires de l'île de Rhodes (Mémoires de la société géologique de France, Paris, sér. III, tome 1, 1877—1881, Mém. Nr. 2).
- M. Neumayr, Ueber den geologischen Bau der Insel Kos (Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band 40, 1880).
- M. Neumayr, Zur Geschichte des östlichen Mittelmeerbeckens (Virchow's und Holzendorff's Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge, Berlin 1882, Nr. 392).
- E. Tietze, Beiträge zur Geologie von Lykien (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, Band 35, 1885).
- C. Cold, Küstenveränderungen im Archipel, München 1886.
- E. Suess, Das Antlitz der Erde, Wien, Prag, Leipzig, Band I, 1885; Band II, 1888.

Nur damit das Literaturverzeichniss bis zum heutigen Tage vervollständigt erscheint, führe ich hier auch meine eigenen, während der letzten zehn Jahre über Rhodus veröffentlichten geologischen Berichte an, welche als Vorläufer der vorliegenden Arbeit sich eigentlich einer Besprechung an dieser Stelle entziehen. Dieselben sind:

Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme der Insel Rhodus (Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band 96, 1887).

Grundzüge des geologischen Baues der Insel Rhodus (Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band 98, 1889).

Einige Bemerkungen über die pliocänen Ablagerungen der Insel Rhodus (Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, Jahrgang 1892).

Die Gesteinsproben und Minerale, welche ich von Rhodus mitgebracht habe, dienten schliesslich Heinrich Baron von Foullon zu einer interessanten petrographisch-mineralogischen Abhandlung, die den Titel „Ueber Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus“ führt und in den Sitzungsberichten der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band C, 1891, erschienen ist.

Wenn wir uns an das eingangs aufgestellte Princip, blos die wissenschaftlich bedeutungsvollen Publicationen zu berücksichtigen, streng halten, so müssen wir nun sagen, dass hiemit die geologische Literatur über Rhodus erschöpft sei. Wohl gibt es noch eine gewisse Anzahl von Arbeiten, die sich nicht speciell mit der Geologie beschäftigen, dabei aber ganz nebensächlich in irgend einer Richtung die geologischen Verhältnisse der Insel Rhodus berühren; dieselben tragen jedoch sämmtlich, soweit sie mir bekannt sind, in letzterer Beziehung zur Erweiterung unseres positiven Wissens entweder gar nichts oder so äusserst wenig bei, dass man von deren Erwähnung überhaupt vollständig absehen darf. In Folge dessen lasse ich alle jene geographischen, touristischen und archäologischen Werke unberücksichtigt, in denen sich da und dort unvermittelt eine kurze, belanglose Notiz über das Vorkommen dieser oder jener Gesteinsart findet, und deshalb stehe ich auch unter Anderem ab von der Besprechung des Werkes von E. Biliotti und Abbé Cottret, *L'île de Rhodes, Rhodes et Compiègne*, 1882, welches, einer verschiedene Wissenszweige umfassenden Beschreibung der Insel gewidmet, auch ein geologisches Capitel aus der Feder des Abbé Cottret enthält. Wie gut darin vielleicht der archäologisch-geschichtliche Theil sein mag, was zu entscheiden ich übrigens nicht in der Lage bin, so ungünstig muss das Urtheil über den geologischen Abschnitt ausfallen, der Jedermann nur insoweit zur Lectüre anempfohlen werden kann, als derselbe ein Beispiel einer ohne jede Kenntniss der thatsächlichen Verhältnisse, selbst der einfachsten Principien der Geologie abgefasste Schrift kennen lernen und sich an solch' einer Schrift ergötzen will.

Weiter als die eigentlichen geologischen Forschungen reichen die ersten palaeontologischen Nachrichten betreffs Rhodus in der Zeit zurück.

Schon im Jahre 1823, also ziemlich lange vor dem Erscheinen des ersten geologischen Berichtes W. J. Hamilton's, erwähnt Férussac eine fossile *Melanopsis* von der Insel Rhodus, und bereits im Jahre 1832 hat Deshayes in dem grossen Expeditionswerke über Morea einige Versteinerungen beschrieben, durch welche das Vorhandensein jung-tertiärer Süsswasserbildungen auf Rhodus sicher festgestellt wurde.

Der ausserordentlich grosse Fossilienreichtum, welcher die hier weite Gebiete einnehmenden pliocänen Ablagerungen auszeichnet, hat wiederholt Anregung zu palaeontologischen Studien gegeben. Das nach Europa an einzelne Gelehrte und an Museen gelangte Fossilienmaterial bildete die Grundlage einiger wichtiger palaeontologischer Arbeiten und wurde auch vielfach zu vergleichenden Untersuchungen benützt. Zwei Sammlungen sind in dieser Beziehung besonders bemerkenswerth, zunächst die Collection, welche das frühere k. k. Hofmineralien-Cabinet, das heutige k. k. naturhistorische Hofmuseum in Wien von dem verstorbenen schwedischen Consul in Rhodus Hedenborg erhalten hat, und dann die im Jahre 1855 durch den französischen Vice-Consul in Rhodus Prus nach Paris an d'Orbigny eingesandte, nach dem Tode des letzteren von dem Muséum d'histoire naturelle de Paris erworbene Sammlung. Erstere wurde von M. Hoernes durchbestimmt und fand in seinem berühmten Werke über die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien weitgehende Berücksichtigung, diente aber auch noch später verschiedenen Forschern zu wichtigen Vergleichen. Aus der zweiten Fossiliensammlung in Verbindung mit der Collection Deshayes', welche in der École de mines in Paris aufbewahrt wird, gingen wieder die bekannten Arbeiten P. Fischer's, Tournouër's, Manzoni's und O. Terquem's über die pliocänen Faunen der Insel Rhodus hervor.

Da hier nicht der Raum ist, um den Inhalt der palaeontologischen Literatur im Einzelnen zu erörtern, stelle ich im Folgenden sämtliche Publicationen blos unter Angabe der Titel zu einer Liste zusammen, in welche ich auch meine eigenen Arbeiten, sowie jene Jüssen's, die sich auf das von mir gesammelte Material gründen, aufnehme. Zunächst mögen diejenigen Publicationen angeführt werden, die ausschliesslich über Fossilien von Rhodus handeln. Als solche sind zu nennen:

- P. Fischer, Diagnoses molluscorum in stratis fossiliferis insulae Rhodi jacentium (Journal de Conchyliologie, Paris, sér. III, tome 17, Vol. 25, 1877).
- P. Fischer, avec la collaboration de MM. Cotteau, Manzoni et Tournouër, Paléontologie des terrains tertiaires de l'île de Rhodes (Mémoires de la société géologique de France, Paris, sér. III, tome 1, 1877—1881, Mém. Nr. 2).
- O. Terquem, Les Foraminifères et les Entomostracés-Ostracodes du pliocène supérieur de l'île de Rhodes (Mémoires de la société géologique de France, Paris, sér. III, tome 1, 1877—1881, Mém. Nr. 3).
- E. Pergens, Pliocäne Bryozoën von Rhodos (Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien, Band II, 1887).

- E. Jüssen, Ueber pliocäne Korallen von der Insel Rhodus (Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band XCIX, 1890).
- G. Bukowski, Vorläufige Notiz über die Molluskenfauna der levantinischen Bildungen der Insel Rhodus (Anzeiger der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Classe, 1892, Nr. 25).
- G. Bukowski, Vorläufige Notiz über den zweiten abschliessenden Theil seiner Arbeit: Die levantinische Molluskenfauna der Insel Rhodus (Anzeiger der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Classe, 1894, Nr. 26).
- G. Bukowski, Die levantinische Molluskenfauna der Insel Rhodus (Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Classe, I. Theil im Bande LX, 1893; II. Theil, Schluss im Bande LXIII, 1895).

Zu einer besonderen Gruppe vereinigen wir sodann solche Werke, in denen nur nebenbei einzelne neue Versteinerungen aus Rhodus beschrieben vorkommen, die aber deshalb für uns nicht minder wichtig erscheinen. Es sind dies:

- Férussac, Monographie des espèces vivantes et fossiles du genre *Mélanopside* *Mélanopsis*, 1822 (Mémoires de la société d'histoire naturelle de Paris, tome I, 1823).
- Expédition scientifique de Morée; section des sciences physiques, tome III, part. 1, zoologie, mollusques par Deshayes. 1832.
- J. R. Bourguignat, Amenités malacologiques, 1853—1860 (Revue et magasin de zoologie, Paris).
- G. Cotteau, Échinides nouveaux ou peu connus, Paris, sér. I, 1858—1880 (Revue et magasin de zoologie, Paris).

Es darf ferner nicht unerwähnt bleiben, dass es eine verhältnissmässig grosse Anzahl von Arbeiten gibt, welche einzelne, vergleichenden Studien entsprossene und anderen palaeontologischen Darstellungen eingeflochtene Bemerkungen über Fossilien von Rhodus enthalten. Da es wohl viel zu weit führen würde, alle diese Arbeiten hier aufzuzählen, begnüge ich mich mit dem Hinweise darauf, dass es vor Allem folgende Autoren sind, in deren Werken solche Bemerkungen zu suchen sind: M. Hoernes, Th. Fuchs, M. Neumayr, Gwyn Jeffreys, de Monterosato, Tournouër und H. C. Weinkauff.

Schliesslich erübrigt es mir noch anhangsweise hervorzuheben, dass mit geologischen Untersuchungen auf Rhodus sich seinerzeit auch der schon einmal genannte schwedische Consul Hedenborg eifrig befasst hat, und dass in dem k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien auch ein von demselben eingeschicktes Manuscript zur Einsichtnahme aufbewahrt wird, welches sich aus mehrfachen Gründen als nicht druckfähig erwiesen hat. Obzwar es eigentlich nicht in den Rahmen einer Literaturübersicht gehört, ungedruckt gebliebene Manuscripte zu berücksichtigen, kann ich doch nicht umhin, in dem vorliegenden Falle eine Ausnahme von der Regel zu machen, weil mir

die handschriftlichen Aufzeichnungen Hedenborg's noch nachträglich einige Anhaltspunkte zu einer anfänglich aus palaeontologischen Studien abgeleiteten Vermuthung bezüglich einer wichtigen stratigraphischen Frage in dem Oberpliocän von Rhodus geliefert haben und auch schon in meinem dieser Frage gewidmeten Artikel „Einige Bemerkungen über die pliocänen Ablagerungen der Insel Rhodus“ citirt erscheinen.

Geologische Beschreibung.

Um die Art und Weise, in welcher hier die geologische Beschreibung durchgeführt ist, gewissermassen zu begründen, dürfte es angezeigt sein, aus den topographischen Zügen in ihrem weitesten Umriss, von denen die Darstellungsart der geologischen Verhältnisse bekanntlich nicht wenig abhängt, einen Punkt ganz kurz zu berühren, nämlich die Thatsache, dass sich die Insel Rhodus trotz ihrer ansehnlichen Grösse und trotz der sie in hohem Maasse auszeichnenden Mannigfaltigkeit der Terrainformen als ein im Ganzen einheitlicher Landstrich darstellt. Sie lässt sich zum Mindesten, um mich präziser auszudrücken, in scharf gegen einander abgegrenzte und vor Allem natürlich abgeschlossene Gebietsheile, die man als Einheiten für sich betrachten könnte, nicht gliedern. Die Ursache hievon liegt wohl hauptsächlich in dem Mangel an grossen, stark auffallenden Terrainfurchen, zu nicht geringem Theile aber auch in dem geologischen Baue, der zwar einen raschen und wiederholten Formationswechsel bietet, dabei jedoch sich auf dem ganzen Areal der Insel, höchstens die allersüdlichste Region ausgenommen, einheitlich zeigt.

Als die zweckmässigste, ja man kann sogar behaupten, als die einzig richtige ergibt sich demnach hier für die geologischen Erörterungen die schon in den vorläufigen Berichten von mir befolgte stratigraphische Darstellungsmethode, nach welcher wir, die ganze Insel als Einheit genommen, von der Betrachtung der daselbst unterscheidbaren Schichtgruppen ausgehen und erst innerhalb dieser einzelne Terrainabschnitte für sich näher besprechen wollen. Hiebei wählen wir die Reihenfolge von den ältesten zu den jüngsten Ablagerungen, und an die letzteren schliessen wir erst die Mittheilungen über die Eruptivgesteine an.

Von einer Schilderung der topographischen Verhältnisse, wie solche häufig, namentlich dann, wenn es sich um weniger bekannte Länder handelt, den geologischen Beschreibungen vorausgeschickt zu werden pflegen, kann hier ohneweiters Umgang genommen werden, nachdem wir ja im Besitze einer verhältnissmässig detaillirten topographischen Karte sind und es ausserdem verschiedene Werke gibt, welche die Topographie von Rhodus in ihren wesentlichsten Zügen genügend beleuchten. Der Landschaftscharakter, beziehungsweise die wichtigsten Terrainformen finden — bei ihrer Abhängigkeit vom geologischen Baue — jeweilig im Nachstehenden ohnehin die gebührende Würdigung.

I. Cretacische und eocäne Kalke.

Das älteste Schichtensystem wird gebildet durch einen mächtigen Complex von Kalken, von denen ein Theil noch der Kreideformation, ein Theil dagegen schon dem Eocän angehört. Alle Anzeichen deuten darauf hin, dass an der Grenze dieser beiden Formationen hier weder ein Gesteinswechsel, noch eine Faciesänderung stattfindet, dass sich mithin die marin-kalkige Entwicklung aus der Kreide in das Eocän ununterbrochen fortsetzt. Wenn auch sichere Beweise hiefür vorderhand keineswegs beigebracht werden können, weil sich die Grenze zwischen den der Kreide zufallenden und den eocänen Kalkpartien aus mannigfachen Gründen, die aus den unmittelbar nachfolgenden Darstellungen wohl klar zu entnehmen sind, nicht genau feststellen lässt und, wie ich glaube, auch in Zukunft, bei etwaigen Detailuntersuchungen nicht in allen Fällen wird bestimmt werden können, so darf nach dem, was uns bis jetzt an Beobachtungen über das betreffende Terrain vorliegt, das Bestehen eines solchen Verhältnisses zum Mindesten als überaus wahrscheinlich bezeichnet werden.

Als besonders auffallend ist zunächst zu erwähnen, dass die theils cretacischen, theils eocänen Kalke auf Rhodus durchaus nicht in einer zusammenhängenden Zone auftreten und nirgends ein einigermaßen weiter ausgedehntes Gebiet oder einen sich länger erstreckenden Gebirgszug bilden. Sie ragen ausnahmslos Inseln und Klippen gleich aus der zu Folge der ausserordentlich starken Faltung, wie überhaupt der sehr bedeutenden Störungen losgelösten und grösstentheils abgesessenen Flyschhülle und aus der sehr mächtigen und weit verbreiteten Decke jungtertiärer Ablagerungen empor. Bald sind es hoch aufstrebende, umfangreiche Stöcke oder Massivs, so zu sagen Abschnitte einer mächtigen Gebirgskette, bald wieder kleinere, selbst bis zu ganz niedrigen, kaum aus den umgebenden Sedimenten hervortretenden Kuppen zusammenschrumpfende Aufragungen, denen man daselbst begegnet. Ihre Vertheilung ist dabei eine ziemlich regellose, so dass man kaum in der Lage ist, aus denselben den Verlauf eines deutlicher ausgeprägten Gebirgszuges zu reconstruiren. Der Mangel einer Anordnung kommt übrigens auch schon in dem verschiedenen Kammstreichen, das bei den grösseren Stöcken herrscht, vielfach zum Ausdrucke.

Es ist nun selbstverständlich, dass die Zerrissenheit dieses in petrographischer Beziehung ziemlich einheitlichen und hiebei doch Abschnitte zweier Formationen umfassenden Schichtensystems die Feststellung der stratigraphischen Verhältnisse ungemein erschwert. Gerade dadurch wird aber andererseits die landschaftliche Schönheit von Rhodus bedingt, welche ja, wie schon gesagt wurde, hauptsächlich auf dem raschen Wechsel an Scenerien und verschiedenen Terrainformen beruht. Die mannigfach gestalteten und sowohl was Umfang, als auch was Höhe anbelangt, zwischen sehr weiten Grenzen sich bewegenden Stöcke und Pfeiler der cretacisch-eocänen Kalkserie stehen mit ihren bald wildzackigen, felsigen, bald wieder mehr gerundeten, an gewisse Karstterrains erinnernden Umrissen, mit ihrer grell gegen den tiefblauen Himmel abstechenden weissen oder grauen Gesteinsfärbung und in Folge ihres vorwiegend kahlen, mitunter aber doch auch durch dunkle

Waldstrecken angenehm unterbrochenen äusseren Gepräges in ungemein scharfem und sehr malerischem Contraste zu den wellig gerundeten, in der Regel bewaldeten, häufig sogar in üppiger Vegetation prangenden Flyschbergen und zu der vornehmlich durch fahle Lichtreflexe gekennzeichneten, hin und wieder auch gelb schimmernden und von tiefen Furchen, in denen Oleandergebüsch wuchert, nach allen Richtungen durchzogenen Plateaulandschaft der pliocänen Bildungen. Der wiederholte und zugleich rasche Wechsel so verschiedenartiger Formen und Farbentöne bringt es mit sich, dass der Landschaftscharakter niemals in Monotonie verfällt.

Ein sehr grosses, manchmal sogar ein geradezu unüberwindliches Hinderniss für die Bestimmung der Grenze zwischen den Kreidekalken und dem Eocänkalk bildet ferner die allorts herrschende überaus starke Faltung. Bei der überwiegenden Mehrzahl der Vorkommnisse des in Rede stehenden Schichtensystems zeigt sich dieselbe so bedeutend, dass man blos von einer Durcheinanderfaltung sprechen kann, und sehr häufig steigert sie sich selbst bis zur vollkommenen Schichtenzerknitterung. Auf diese Erscheinung kommen wir übrigens später noch einmal zurück, sobald wir das Schichtenstreichen einer eingehenderen Erörterung unterziehen werden.

Vorderhand wenden wir uns aber den petrographischen Eigenthümlichkeiten der theils cretacischen, theils eocänen Kalke zu. Obwohl der Gesteinscharakter sich durchaus nicht überall gleich bleibt, und in dieser Hinsicht so manche Unterschiede sowohl zwischen den einzelnen Gebirgsstöcken, als auch innerhalb eines und desselben Massivs sich der Beobachtung darbieten, kann man doch im Allgemeinen sagen, dass die Hauptmasse aus grauen, bald helleren, bald dunkleren, mitunter ins Röthliche übergehenden, dichten Kalken mit muschligem Bruch oder solchen von körniger Structur besteht, die entweder in ziemlich dicken Bänken oder plattig abgesondert erscheinen. Neben diesen kommen dann auch stellenweise Kalke vor, die man beinahe krystallinisch nennen könnte, und die sich einem weissen Marmor sehr stark nähern; eine nicht zu unterschätzende Rolle spielen endlich dunkelgraue Breccienkalke, welche sich, wie es wohl allen Ansehen hat, vorzugsweise in der höheren Abtheilung vorfinden und hier dadurch, dass sie in der Regel Nummuliten führen, eine besondere Wichtigkeit erlangen. In einzelnen Gebieten sieht man die lichtgrauen dichten Kalke mit Hornsteinbänken wechsellagern, was schon von Hamilton erwähnt wird, und manche Complexe schliessen ausserdem auch Kieselconcretionen in ziemlich grosser Menge ein.

Ausser den bis jetzt angeführten Gesteinssorten treten in dieser Schichtenserie auch noch andere, durchwegs kalkige Sedimentarten auf; da dieselben jedoch an gewisse besondere Niveaux gebunden zu sein scheinen, so ist es angezeigt, sie im Zusammenhange mit der Beschreibung der stratigraphischen Verhältnisse, an die wir nunmehr schreiten wollen, zu behandeln.

Während Spratt die gesammte Schichtgruppe, die uns eben beschäftigt, kurzweg der Scaglia zuweist, worunter nach damaliger Auffassung die Aequivalente der Kreideformation sammt dem Eocän zu verstehen sind, macht uns Hamilton in richtiger Erkennung der

Thatsachen auf bestimmte petrographische Unterschiede aufmerksam, welche zwischen einzelnen Gebietsstrecken hervortreten, und benützt er dieselben, um Vermuthungen über das Alter der unterschiedlichen Complexe zu äussern. Wenn ich auch nicht in allen Punkten mit den Ansichten Hamilton's bezüglich der Altersfrage der betreffenden Kalke übereinstimme, was erst weiter unten näher erörtert werden soll, so kann ich doch wenigstens seine Angaben über die Unterschiede in der petrographischen Ausbildung namentlich zwischen den westlichen und den östlichen Kalkterrains im Grossen und Ganzen bestätigen.

In den westlichen Gebirgsstöcken, zu denen die mächtigsten und höchsten Erhebungen der Insel, der Atáviro oder Atáiro (Mt. Attayaro) und der Akramíti (Mt. Akramytis) gehören, sowie in den kleineren, mehr central liegenden Vorkommnissen herrschen lichtgraue, dickbankige oder plattige, theilweise hornsteinführende, und zwar vornehmlich Kieselknollen enthaltende Kalke vor. Hier begegnet man auch den schon früher erwähnten dunkelgrauen, breccienartigen Kalken, welche fast stets durch reiche Führung von Nummuliten ausgezeichnet sind. Als besonders charakteristisch für diese Region müssen endlich rothe bis grauschwarze, gelbe und geflamme Kalkschiefer von mehr mergeliger Beschaffenheit angegeben werden. Letztere wechsellagern streckenweise mit den dichten lichtgrauen Kalken und dürften, so weit aus meinen Untersuchungen ein Urtheil über ihre stratigraphische Position gefällt werden kann, das oberste Glied des ganzen Schichtensystems kennzeichnen. Mit ihnen schliesst auch nach allen meinen Beobachtungen die cretacisch-eocäne Kalkgruppe ab, und es hat somit ganz den Anschein, dass sie den Uebergang zwischen den eocänen Kalken und der jüngeren Eocänserie, den aus Sandsteinen und Schiefeln zusammengesetzten Flyschablagerungen, vermitteln. Aus den wiederholten Funden von Nummuliten und aus anderen Anzeichen ergibt sich jedenfalls, dass sich an dem Aufbaue dieser Gebiete vorzugsweise die höheren Glieder, die eocänen Kalke, betheiligen; dabei erscheint aber übrigens keineswegs die Möglichkeit ausgeschlossen, dass in den tieferen Lagen daselbst auch Kreidekalke noch vorhanden sind.

Eine gegenüber den eben besprochenen westlichen und centralen Vorkommnissen etwas abweichende Gesteinsentwicklung macht sich bei den östlichen Stöcken und niedrigeren Aufragungen bemerkbar, welche sich längs der Küste zwischen Rhodos und Lindos ziehen und in zahlreichen felsigen Vorgebirgen in die See hineinragen. Hier bilden nicht weissgraue, sondern mehr dunkelgraue, in dicken Bänken abgesonderte, dichte und körnige Kalke das überwiegende Sediment; im Wechsel mit denselben kommen jedoch auch lichtgraue, dickbankige und plattige Kalke vor, in jeder Hinsicht jenen gleich, welche wir an den westlichen Kalkmassivs kennen gelernt haben. Die rothen und geflammten mergeligen Kalkschiefer fehlen dagegen vollständig, und ebenso wurden daselbst die breccienartigen Kalke, welche sonst Nummuliten führen, nirgends beobachtet. Man hat es hier also offenbar mit einer tieferen Abtheilung der Kalkserie zu thun, und nachdem das Alter der höheren Glieder im Westen zweifellos als eocän festgestellt erscheint, so liegt es wohl trotz vorläufigen Mangels an Versteinerungen

am nächsten, zu vermuthen, dass es sich in dieser östlichen Region vorwiegend um Kreideablagerungen handelt.

Hamilton hat bekanntlich die Kalke der letzterwähnten, entlang der Ostküste verstreuten Gebiete ursprünglich wenigstens provisorisch mit der Scaglia vereinigt, später aber in der zusammen mit Strickland verfassten Arbeit dieselben wegen ihrer dunkleren Färbung und offenbar wegen ihres stellenweise mehr körnigen Aussehens unter der Bezeichnung „blue crystalline marble“ zu der von beiden Autoren auf dem kleinasiatischen Festlande ausgeschiedenen Gruppe der „micaceous schists and marble“ hingestellt, welcher Gruppe ja entschieden ein vorcretacisches Alter zukommt. Während dabei Strickland an dieser Einreihung ohne jeden Vorbehalt festhält und Alles, was der genannten Serie von ihm und von Hamilton zugezählt wurde, für unzweifelhaft älter als Kreide betrachtet, lässt Hamilton noch die Frage als offen gelten, ob die betreffenden Kalke nicht etwa cretacisch seien und nur eine gewisse Umwandlung erfahren haben.

Meine Ansicht geht hingegen, ich wiederhole es, dahin, dass die bezüglich ihres Alters fraglichen Kalkcomplexe auf Rhodus hauptsächlich die Kreideformation vertreten, wobei ich es von vornherein durchaus nicht für unmöglich erklären will, dass die tiefsten Lagen noch weiter in der Zeit zurückreichen, obzwar ich hiefür gar keine Anhaltspunkte besitze. Zu dieser Ansicht veranlassen mich namentlich folgende Umstände und Erwägungen.

Nachdem alle meine Beobachtungen auf eine ununterbrochene Continuität der marin-kalkigen Facies in den ältesten, uns hier beschäftigenden Absätzen der Insel hinweisen, wofür wir ja Analoga auch in anderen Terrains, so unter Anderem in den benachbarten Landstrichen des kleinasiatischen Festlandes und in Griechenland haben, und nachdem es sich herausgestellt hat, dass der obere Theil dieser Schichtenserie dem Eocän angehört, und zwar in Anbetracht dessen, dass darüber noch weiter eocäne Ablagerungen in sandig-mergeliger Facies folgen, höchstwahrscheinlich das untere Eocän repräsentirt, so dürfte die Annahme gewiss nicht unberechtigt sein, dass die tieferen Glieder zunächst der Kreideformation zufallen. Eine allein auf den Gesteinscharakter sich stützende Altersdeutung, wie sie Hamilton und Strickland vornehmen zu können geglaubt haben, halte ich aber speciell in diesen Gebieten für verfehlt. Dass zwischen den höheren und den tieferen Partien unserer Kalke gewisse petrographische Unterschiede bestehen, wurde schon constatirt. Wir sahen aber auch, dass diese Unterschiede keineswegs sehr bedeutend sind, indem ich erwähnt habe, dass in engster Verbindung mit den dunkleren, mehr körnigen Kalken der älteren Complexe vielfach auch solche Kalke auftreten, die jenen des jüngeren eocänen Theiles vollkommen gleichen, und ich füge noch bei, dass, abgesehen von der Färbung, halbkrySTALLINISCHE und krySTALLINISCHE und, wie es scheint, auch dolomitische Lagen von mir überhaupt in verschiedenen Niveaux beobachtet wurden. Wie gering mitunter — ich sage nicht immer — der Werth des petrographischen Habitus bei der Altersbestimmung mancher Ablagerungen ist, dafür bietet Rhodus selbst insofern ein gutes Beispiel, als hier in dem eocänen Flysch bei Sklipió (Asklepio) ein pechscharzer,

äusserst harter und fast nicht mehr dicht zu nennender Kalk mit schön erhaltenen Nummulitendurchschnitten angetroffen wurde, den man sonst ohne palaeontologische Beweise gewiss nicht für eocän ansprechen würde.

Cretacische Fossilien in anstehenden Schichten zu entdecken gelang es mir allerdings nicht. Das will übrigens deshalb nicht viel sagen, weil ich über die Kalkterrains nur eine verhältnissmässig geringe Zahl von Touren unternommen habe und manche Kalkgebiete von mir bloß ganz flüchtig untersucht wurden. Die Vertretung der Kreideformation in diesem Schichtensysteme erscheint aber wenigstens angedeutet durch die Auffindung eines Rudisten auf secundärer Lagerstätte, welcher als Rollstück in dem die jungpliocänen Bildungen der Smithhöhe bei der Stadt Rhodos krönenden marinen Conglomerat eingebettet lag. Dass das in Rede stehende, noch ziemlich gut erhaltene Exemplar von weit her stammt, ist kaum anzunehmen. Seine ursprüngliche Lagerstätte dürfte wohl eine der nächsten Kalkregionen, entweder der Rücken des Levtopódi (Mt. Leftopoda), Kúmuli (Koomooley) und Gállata (Gallatah) Vunó oder der am Cap Vóidi (Voudhi) aus dem Oberpliocän auftauchende Stock gewesen sein.

Bevor wir die Auseinandersetzungen in der Altersfrage schliessen, ist es nothwendig, noch eine dieses Thema streifende Angabe aus der Literatur kurz zu berühren. Nach den Mittheilungen Hamilton's soll an einer Stelle der Bay zwischen dem Gebirge von Lándos und Arkhángelos (Archangelo), knapp an der Küste eine harte, schwarze, schiefrige, krystallinische Felsart, offenbar ein Kalk, zum Vorschein kommen, über deren stratigraphische Position einfach gesagt wird, dass sie den dunklen Scagliakalk, also den unteren Complex unserer Schichtgruppe unterlagert. Diese Ablagerung vergleicht nun Hamilton mit Rücksicht auf ihre petrographischen Charaktere mit dem dunklen Kalke des Bosphorus, welcher bekanntlich devonisch ist. Da es mir trotz wiederholten Suchens nicht geglückt ist, die betreffende Aufbruchsstelle zu finden, so bin ich auch selbstverständlich nicht in der Lage, irgend etwas über dieses Vorkommniss zu berichten. Ich kann aber ungeachtet dessen nicht umhin, wenigstens zu bemerken, dass es sich hier meiner Meinung nach, wenn das genannte Sediment nicht etwa noch zu einer der auf Rhodus in petrographischer Hinsicht so ungemein mannigfaltig entwickelten Gruppen der cretacischen und eocänen Absätze gehört, kaum um eine Bildung handeln dürfte, deren Vergleichung mit dem Devonkalk des Bosphorus heute gerechtfertigt wäre.

Die cretacischen und eocänen Kalke stellen so zu sagen das Gerüst der Insel dar und geben nicht nur, wie man deshalb vielleicht glauben könnte, das wichtigste, sondern direct das einzige Gebiet ab, aus dem die Ermittlung der für das ganze Terrain vor Allem maassgebenden Streichrichtung der Schichten zu erwarten ist. Die vornehmlich in Folge ihrer weicheren Gesteinsbeschaffenheit vollends zerknitterten eocänen Flyschbildungen und die oligocänen Sandsteine eignen sich hiezu beinahe gar nicht, und das Gleiche gilt dann auch von den jungtertiären Ablagerungen, welche zwar zum grösseren Theile noch gestört, aber nicht im wahren Sinne des Wortes gefaltet sind.

Leider zeigt sich jedoch die Faltung auch bei den cretacisch-eocänen Kalken viel zu stark und zu unregelmässig, als dass es möglich wäre, diese Frage mit voller Sicherheit zu entscheiden.

In dem zweiten, grösseren, vorläufigen Berichte habe ich die an einzelnen Kalkstöcken gesammelten Beobachtungen zu einem einheitlichen Bilde des tektonischen Aufbaues der Gruppe zu vereinigen versucht und als Ergebniss unter Anderem angeführt, dass hier im Allgemeinen das nordöstliche bis ost-nordöstliche Schichtenstreichen vorherrscht. Hiebei sind dann auch die Ausnahmen von der Regel nicht unberücksichtigt geblieben, indem die Abweichungen von dem obgenannten Schichtenstreichen sogar in ziemlich eingehender Weise besprochen wurden. An allen diesen Ausführungen habe ich heute im Grossen und Ganzen allerdings nicht viel zu ändern, nur erachte ich es für geboten, zu betonen, dass dieselben einigermassen zu decidirt ausgefallen sind, indem ich durch genaue Prüfung meiner Tagebuchaufzeichnungen und nach reiflicher Ueberlegung zu der Ueberzeugung gelangt bin, dass in manchen Fällen doch Täuschungen vorliegen können.

Der weitaus überwiegende Theil des cretacischen und eocänen Kalkterrains bietet verworrene Faltung dar, die man mitunter direct als Durcheinanderfaltung bezeichnen muss, und die namentlich aus einiger Entfernung sehr deutlich hervortritt. Verquert man solche Strecken, so beobachtet man auf Schritt und Tritt nach allen Richtungen wechselndes Verfläachen, und es ist klar, dass in diesem Falle von einer scharf ausgeprägten Streichungsrichtung keine Rede sein kann. Fast nicht minder häufig begegnet man sodann einer vollkommenen Schichtenzerknitterung, welche in der Regel dort vorkommt, wo die Kalke plattig entwickelt sind. Jene Gebiete, in denen das Schichtenstreichen wenigstens einigermassen genau bestimmbar erscheint, gehören geradezu zu den Ausnahmen. Als solche Gebiete sind, wenn man ganz streng vorgeht, eigentlich nur das mächtige Gebirgsmassiv des Atáviros (Mt. Attayaro), der Líndos-Stock und der Khórti (Horti) zu nennen. Hier weisen die cretacisch-eocänen Kalke in ihrer Hauptmasse eine mehr regelmässige Faltung auf und streichen ziemlich deutlich von Südwest nach Nordost.

Bezüglich des Akramíti (Mt. Akramytis), dessen Kamm aus der Ferne eine schon bis zu einem gewissen Grade verworrene Faltung erkennen lässt, kann es zum Mindesten als sehr wahrscheinlich gelten, dass die ihn zusammensetzenden Kalke nordöstlich streichen, zumal derselbe in jeder Hinsicht als die südwestliche Fortsetzung des Atáviros (Mt. Attayaro) aufgefasst werden muss. Bei den anderen Vorkommnissen, sowohl den bedeutenderen Stöcken, als auch den kleineren Aufragungen, ausgenommen etwa das grosse Gebirgsmassiv des Stróngilo, ist man dagegen mehr oder weniger auf Vermuthungen angewiesen. Aus der deutlich ausgesprochenen ost-nordöstlichen Kammrichtung des langgezogenen Kúmuli (Koomooley) -Rückens und des zweifellos seine Fortsetzung bildenden, in das Cap Vóidi (Voudhi) ausgehenden Kalkgebietes von Koskinú (Koskino) habe ich seinerzeit auf einen gleichen Verlauf des Schichtenstreichens in dieser nördlichsten Region geschlossen, und es mag dies auch thatsächlich der

Fall sein, nur muss ich heute, die frühere Behauptung einschränkend, hinzufügen, dass die durcheinandergefalteten und zerknitterten Schichten hiefür keine Anhaltspunkte liefern. Aehnlich verhält es sich dann auch, wie noch zu bemerken übrig bleibt, mit dem Piriónia oder Aphándos Vunó und der Erhebung am Cap Ladikó, sowie mit den kleineren, im centralen Theile der Insel liegenden Aufbrüchen.

Anders als die überwiegende Mehrzahl der cretacisch-eocänen Kalkgebiete scheint dagegen der kurz vorhin erwähnte Stróngilo-Stock gebaut zu sein. Neben vollständiger Schichtenzerknitterung und starker Durcheinanderraltung wurde in demselben zumeist südwestliches Einfallen beobachtet, und dieser Umstand in Verbindung mit der That- sache, dass nahezu die ganze Masse ein schmaler Streifen zwischen den Kalken offenbar eingeklemmter Flyschablagerungen in der Richtung aus Nordwest gegen Südost durchzieht, muss als ein Anzeichen dafür angesehen werden, dass hier der Hauptsache nach südöstliches Schichtenstreichen herrscht. Nimmt man ausserdem noch in Betracht, dass der langgedehnte Kamm des grossen benachbarten, aus dem Eliasberge und dem Spiriótis (Mt. Speriolis) bestehenden Kalkstockes, dessen Schichten ungemein zerknittert sind und dem zu Folge eine ausgeprägte Streichungsrichtung nicht besitzen, so zu sagen einen wider- sinnigen Verlauf zeigt, indem er sich deutlich westöstlich stellt und die Kämme des Atáviro (Mt. Attayaro) und des Kúmulí (Koomooley)- Rückens gewissermaassen schief schneidet, so drängt sich wohl unwill- kürlich die Meinung auf, dass in diesem Terraintheile ein Umbiegen des Schichtenstreichens aus der nordöstlichen in die südöstliche Richtung stattfindet, und dass dieses erst im Stróngilo-Stocke voll zum Ausdrucke gelangende Umschwenken sich durch die Gebirgsmasse des Eliasberges und Spiriótis (Mt. Speriolis) vollzieht. Die einen auf- fallenden Contrast zu der ziemlich regelmässigen Faltung des Lindos- Stockes bildenden, ausserordentlich starken, und zwar hauptsächlich in völliger Schichtenzerknitterung sich äussernden Störungen der Kalke des Arkhángelos (Archangelo) Vunó, welcher sich südöstlich vom Stróngilo, unweit desselben erhebt, stehen auch möglicherweise damit im Zusammenhange.

Es werden jedenfalls noch sehr genaue und detaillirte Unter- suchungen durchgeführt werden müssen, bis es gelingen wird, eine vollständige, sichere Klärung der tektonischen Verhältnisse in dem cretacisch-eocänen Kalkgebirge auf Rhodus zu erzielen. Die in mancher Hinsicht, namentlich was den Bau der zuletzt erwähnten Region an- belangt, gegenüber meinen vorläufigen Mittheilungen heute mehr als Vermuthungen hingestellten Darlegungen dürfen höchstens als skizzen- haft gezeichnete Umrisse, für die noch Beweise zu erbringen sind, aufgefasst werden. Die augenscheinlich locale Umbiegung des Schichten- streichens aus der wohl als normal zu bezeichnenden nordöstlichen Richtung in die südöstliche am Stróngilo und am Eliasberge sammt dem Spiriótis (Mt. Speriolis) hätte übrigens, um darauf noch zurück- zukommen, wenn meine heutigen Angaben darüber später vollends bestätigt werden sollten, nicht nur in Anbetracht der durchgehends überaus starken Störungen nichts Befremdendes an sich, sondern auch deshalb, weil wir schon Analoga hievon unter Anderem aus den

naheliegenden Landstrichen Kleinasiens und aus Griechenland kennen, und weil gerade die beiden in Rede stehenden Streichrichtungen in dem geologischen Aufbaue des Aegäischen Archipels durch ihr Ineinandergreifen eine bekanntlich sehr wichtige Rolle spielen.

Die Verbreitung der cretacisch-eocänen Kalkstöcke, denen noch getrennt von einander gleich im Folgenden kurze Betrachtungen gewidmet werden sollen, ist, wie schon eingangs angedeutet wurde, eine ziemlich ungleichmässige. Die Mehrzahl derselben erscheint in dem mittleren, der grössten Breitenstreckung der Insel entsprechenden Theile zusammengedrängt; wenn man dabei auch die kleinen Eilande und Klippen im Westen, so wie die Insel Khálki berücksichtigt, so ergibt sich eine quer auf die Längsachse von Rhodus verlaufende Zone der stärksten Verbreitung, welche Zone jedoch, wie es scheint, kein besonders bedeutungsvolles Merkmal des geologischen Baues darstellt. Ein Theil dieser der Mittelregion angehörenden Stöcke liegt abseits vom Meere, umgeben von jüngeren Sedimenten; andere treten wieder an die See heran und tragen durch die Bildung felsiger Sporne und zahlreicher Vorgebirge wesentlich zu einer mannigfaltigeren Entwicklung der Küste bei. Hier begegnet man auch den mächtigsten, das heisst sowohl an Umfang, als auch an Höhe bedeutendsten Kalkmassivs, wie denn überhaupt die grössten Erhebungen der Insel diesem Schichtensysteme zufallen.

Das nördliche Gebiet zeichnet sich durch relativ weniger ausgedehnte, obzwar noch immer ansehnliche Höhen erreichende Vorkommnisse aus, welche gleichfalls theils im Inneren des Landes, theils an der Küste sich befinden. Südlich von der Linie, welche etwa Monólithos mit dem Khórti Vunó (Mt. Horti) verbindet, also ungefähr in dem südlichen Drittel von Rhodus, wurden dagegen nirgends Aufbrüche der cretacisch-eocänen Kalke angetroffen. Es kann mithin kein Zweifel darüber obwalten, dass daselbst wenigstens grössere Aufragungen, welche nicht leicht zu übersehen sind, fehlen.

Es erübrigt endlich zu bemerken, dass die Auflösung des cretacischen und eocänen Kalkterrains in einzelne Stöcke nicht ausschliesslich als eine Folge der weiten übergreifenden Verbreitung und der grossen Mächtigkeit der jungtertiären Bildungen angesehen werden darf, sondern vielfach auch durch Brüche erfolgt ist. Die Lagerungsverhältnisse zwischen den eocänen Sandsteinen und Schiefen und den Kalken auf gewissen Strecken oder bei manchen Vorkommnissen, sowie andere Erscheinungen, von denen erst später die Rede sein wird, lassen keine andere Deutung zu, als dass einzelne Complexe des Kalkgebirges mitsammt dem darüber folgenden Flysch an Verwerfungen abgesunken sind und dadurch zwischen den Kalkstöcken Tiefengebiete entstanden sind, in denen entweder noch die Flyschablagerungen als oberes abgesunkenes Sediment zu Tage treten, oder die nachher vom Jungtertiär ausgefüllt wurden. In dem Verlaufe der Brüche äussern sich, soweit man dies heute noch erkennen kann, vor Allem die nordöstliche und die südöstliche Richtung. Je nach dem Schichtenstreichen stellen sich hiebei diese Bruchlinien theils als Längs-, theils als Querverwerfungen dar.

1. Der Kalkstock des Akramíti und Armenísti.

Unter jenen Gebieten der cretacisch-eocänen Kalke, welche in die See hinaustreten, nimmt die erste Stelle ein sowohl in Bezug auf Ausdehnung, als auch auf Höhe der an der Westküste gelegene grosse Stock des Akramíti (Mt. Akramytis) und Armenísti (Mt. Arministhi). Derselbe nähert sich in seiner Gestalt einem Rechtecke, dessen nordwestliche Längenseite und südwestliche stark gegliederte, buchtenreiche Breitenseite vom Meere bespült werden, und besteht zunächst aus dem scharfen, gezackten Grate des Akramíti (Mt. Akramytis), welcher nordöstlich streicht und sich bis zu 2706 engl. Fuss erhebt, dann aus der niedrigen hügeligen Plateaulandschaft, welche eine breite, bis an die See reichende Zone bildend, dem Akramíti (Mt. Akramytis) im Nordwesten vorgelagert ist, und endlich aus dem halbinselartig ins Meer vorspringenden, in das Cap Monólithos, die westlichste Endigung der Insel, auslaufenden Armenísti (Arministhi) -Rücken. Die nordöstliche Begrenzungslinie des Stockes gegen die einer Grabensenkung folgenden, abgessenen Flyschmassen stellt augenscheinlich einen Querbruch dar, und ein ähnliches Verhältniss dürfte auch zwischen den Kalken des Akramíti (Mt. Akramytis) und jenen stark zerknitterten eocänen Flyschbildungen herrschen, welche erstere im Südosten als ein schmaler Streifen eine Strecke lang begleiten, und die erst in der Gegend von Monólithos, wie auch weiter südwestlich bei Aya Badalemóna, dem mittelalterlichen Castell von Monólithos, durch die mächtigen, unmittelbar an die alten Kalke sich anlehenden Paludinenschichten vollständig verhüllt werden.

Eine Besteigung des hohen, schmalen, nach beiden Seiten hin in steilen Wänden abstürzenden Grates des Akramíti (Mt. Akramytis) wurde nicht unternommen. Der Weg, den ich behufs Untersuchung dieses Terrains eingeschlagen habe, führte von Sfana um das Ostende des Stockes herum in den hügeligen, von zahlreichen, aus dem Alterthum und dem Mittelalter stammenden Ruinen und Gräbern besäeten nordwestlichen Gebietstheil zum Armenísti (Mt. Arministhi) und von da nach Monólithos. Daran schloss sich dann noch eine gelegentliche Wanderung längs des Südostrandes von Monólithos nach Sfana an.

Diese zwei Touren genügten, um zu constatiren, dass die Akramíti (Akramytis) -Masse hauptsächlich aus lichtgrauen, dichten, vielfach Kieselconcretionen enthaltenden Kalken aufgebaut ist. In der Nähe der altgriechischen Ruinen und Gräber von Vasiliká wurden überdies auch dunkelgraue, breccienartige, in beträchtlicher Menge Nummuliten einschliessende Kalklagen angetroffen, woraus erhellt, dass zum Mindesten ein Theil der Kalke dieses Stockes dem Eocän angehört.

Überall, wo die Bankung einigermaßen deutlicher ausgeprägt erscheint, kann man sehen, dass die Störungen ungemein gross und die Schichten überaus stark und unregelmässig gefaltet sind. Die verworrene Faltung tritt besonders schön an dem Kamme des Akramíti (Mt. Akramytis) hervor; sie ist namentlich dann am deutlichsten wahrzunehmen, wenn man den Kamm von der See aus, überhaupt aus einiger Entfernung betrachtet. Auch an dem Südabfalle des Grates

wurde fast durchwegs eine sehr unregelmässige Faltung, die stellenweise sogar in völlige Schichtenzerknitterung übergeht, beobachtet. Es ist demnach wohl begreiflich, dass unter solchen Verhältnissen nicht mit Gewissheit angegeben werden kann, wie die Schichten streichen. Bei dieser Art von Störungen bleibt es ja doch überhaupt zweifelhaft, ob eine bestimmte Richtung vorhanden ist, in der die Faltungskraft stärker gewirkt hat, und welche man als die ausschlaggebende oder vorherrschende bezeichnen könnte. Nur der Umstand, dass die Kalke des in der nächsten Nähe liegenden und offenbar die Fortsetzung des Akramiti (Mt. Akramytis) bildenden Stockes des Atáviro oder Atáiro (Mt. Attayaro) nordöstlich streichen, darf als ein Anhaltspunkt für die Vermuthung aufgefasst werden, dass auch hier diese Richtung die massgebende sei.

Die niedrigeren Theile des Akramiti (Akramytis) -Stockes, so der Armenisti (Arministhi) -Rücken, das gegen die See rasch abfallende südwestliche Gebiet, vor Allem aber die ausgedehnte nordwestliche hügelige Plateaulandschaft, tragen über verhältnissmässig weite Strecken die Ueberreste von pliocänen Ablagerungen, welche einst jedenfalls eine zusammenhängende Decke gebildet haben, heute jedoch nur noch als vereinzelte Lappen oder als mantelförmiger, den Unebenheiten des Untergrundes sich anschmiegender, dünner Ueberzug auf den cretaceo-ocänen Kalken liegen, oder präziser gesagt, denselben klebend anhaften. Die kartographische Ausscheidung solcher Vorkommnisse musste bei einer Uebersichtsaufnahme selbstverständlich unterbleiben.

2. Der Kalkstock des Atáviro.

Vom Akramiti (Mt. Akramytis) durch eine nicht besonders breite, aus Nordwest nach Südost sich ziehende Zone von Flyschbergen geschieden, welche in tektonischer Hinsicht ein grabenartiges Senkungsfeld darstellt, erhebt sich weiter gegen Nordost, umgeben von jüngeren Sedimenten, der mächtigste Kalkstock der Insel, der Atáviro oder Atáiro (Mt. Attayaro). Seine bedeutenden Dimensionen, vor Allem die relativ sehr grosse Höhe, welche derselbe in dem Culminationsgipfel erreicht, und in der er alle anderen Kalkstöcke, wie überhaupt sämtliche Kammzüge weit übertrifft, dann aber auch die beträchtliche areale Ausdehnung verleihen ihm eine dominirende Stellung in dem Gebirgsrelief von Rhodus. Seine gedrungene, klotzig aufstrebende, oben breit kuppenförmige Gestalt ragt weit hin sichtbar über die grüne Umgebung empor.

Der überwiegende Theil seiner Gehänge, sowie die ganze Kammregion erscheinen kahl und öde und bieten den Charakter einer Karstlandschaft dar. Daneben gibt es aber auch heute noch ziemlich ausgedehnte Strecken, welche des Waldschmuckes nicht entbehren. Abgesehen von gewissen Thalrissen finden sich grössere zusammenhängende Waldcomplexe namentlich auf der Westseite, dann im Osten, in der Gegend des Monastirs Artamiti, und auf dem langgezogenen südöstlichen Abfalle. Leider schreitet hier ebenso, wie in den meisten Gebieten der asiatischen Türkei, der Waldbestand zu Folge der Misswirthschaft, und zwar in erster Linie wegen der nicht genug strengen

Handhabung der Schutzmassregeln, einem raschen Untergange entgegen.

Von der höchsten Spitze, welche bis 4068 engl. Fuss über den Meeresspiegel ansteigt, und auf der noch die Spuren eines Jupiter-Tempels zu sehen sind, lohnt die Mühe des Aufstieges ein sehr lehrreicher, landschaftlich überaus anziehender Rundblick über ganz Rhodus und öffnet sich eine unvergleichliche Fernsicht auf die zahlreichen umliegenden Inseln und Klippen der südlichen Sporadengruppe und auf die malerische Küste des anatholischen Festlandes. Orographisch zerfällt diese grosse Kalkmasse in mehrere, durch enge Thalfurchen von einander getrennte Rücken, denen die oberste Gipfelregion gewissermassen als Knotenpunkt dient.

In geologischer Beziehung beansprucht der Atáviros (Mt. Attayaro) insofern ein grösseres Interesse, als in demselben die Durcheinandereinfaltung der Schichten im Allgemeinen kein so hohes Ausmass erreicht, dass es gänzlich unmöglich wäre, wie dies sonst vielfach der Fall ist, in den Aufbau, namentlich in die stratigraphischen Verhältnisse einen Einblick zu gewinnen. Unter Anderem bietet sich hier die günstigste Gelegenheit zum Studium des Verhältnisses zwischen den cretacisch-eocänen Kalken und der nächstfolgenden Gruppe, den eocänen Flyschbildungen, nachdem der geringere Grad von Störungen erkennen lässt, dass in der erstgenannten Schichtenserie die oberen Glieder vollständig erhalten vorliegen.

Wie der Stock des Akramíti (Mt. Akramytis) und Armenísti (Mt. Arministhi) erscheint auch der Atáviros (Mt. Attayaro) vorwiegend aus lichtgrauen, dichten, regelmässig gebankten Kalken zusammengesetzt, welche stellenweise Zwischenlagen von Hornsteinen und hie und da ausserdem noch Kieselknollen enthalten. Die Absonderung ist theils eine dickbankige, theils eine plattige, wobei aber erstere vorherrschen dürfte. Wie dort, begegnet man dann auch hier dunkleren, breccienartigen Kalklagen, deren Wichtigkeit im Hinblick darauf, dass sie fast immer reichlich Nummuliten einschliessen, schon früher besonders betont wurde. In der obersten, jüngsten Partie stellen sich endlich Einschaltungen von zumeist rothen oder geflamnten, seltener schwärzlichen, mergeligen Kalkschiefern ein. Diese in dem Verbands der cretacisch-eocänen Kalkserie durch ihre häufig bunte und grelle Färbung in der Regel stark auffallenden schiefrigen Mergelkalke vermitteln gewissermassen, wie weiter unten gezeigt werden soll, den Uebergang zu den eocänen Flyschablagerungen.

Dass an dem Aufbaue des Atáviros oder Atáiro (Mt. Attayaro) einen sehr wesentlichen Antheil die jüngere eocäne Abtheilung der Kalke nimmt, ergibt sich nicht nur aus den Lagerungsverhältnissen, sondern davon zeugen auch einzelne Nummulitenfunde. Solche zu machen, glückte es mir auf dem Wege von Émbona nach Sfana, an der nordwestlichen Seite des Stockes und bei der Besteigung des höchsten Gipfels, welche von dem Monastir Artamíti aus vollführt wurde, ungefähr in der halben Höhe zwischen Artamíti und der Spitze. Letzterer Fund bezieht sich, wie dies am häufigsten zutrifft, auf eine Lage von dunklem Breccienkalk. Ob daselbst neben dem eocänen auch noch der tiefere cretacische Complex vertreten ist,

was ja von vornherein als nicht unwahrscheinlich bezeichnet werden kann, und wo dann etwa die Grenze zwischen denselben zu ziehen wäre, darüber ein Urtheil abzugeben, bin ich nicht in der Lage. Die Lösung dieser schwierigen Frage erheischt eben viel genauere Untersuchungen, als diejenigen es sind, auf welche sich die vorliegenden Mittheilungen gründen, und die nur die Gewinnung einer Uebersicht bezweckten.

Die Umrahmung des Kalkstockes bilden grösstentheils eocäne Flyschablagerungen. Längs der ganzen nordwestlichen und südwestlichen Seite stossen an denselben Gebiete eocäner Sandsteine und Schiefer an. Auch im Südosten begleitet ihn auf eine weite Erstreckung hin ein schmaler Saum von Flyschbildungen. Nur an der Ostseite und entlang der an diese sich anschliessenden Hälfte der südöstlichen Flanke grenzen jüngere, transgredirend auftretende Sedimente an, hauptsächlich die Tharischichten, dann aber auch die mächtigen fluviatilen Absätze der levantinischen Stufe.

Verfolgt man den von Ayos Isídoros zum Monastir Artamfi direct führenden Pfad, so kommt man bald hinter dem erstgenannten Orte an eine Stelle, wo sich eine interessante Schichtfolge der Beobachtung darbietet. Man sieht zunächst in dieser Gegend die lichtgrauen, harten, dickbankigen und plattigen Kalke des Atáviros (Mt. Attayaro) steil nach Südost einfallen und mit bunten, mergeligen Kalkschiefern wechsellagern. Auf die äusserste Bank eines rothen Mergelkalkes, welcher entschieden noch der cretacisch-eocänen Kalkgruppe als oberstes Glied zugezählt werden muss, folgt nun dann concordant ein grünlicher Mergelschiefer, welcher anfangs noch sehr kalkreich, fest und plattig abgesondert erscheint, von dem rothen Mergelkalke sich eigentlich nur in der Farbe unterscheidet, allmählig aber mehr thonig und bröcklig wird und zuletzt vollkommen den petrographischen Charakter der typischen kalkarmen Flyschschiefer annimmt. Nach und nach stellen sich endlich darin Sandsteinbänke ein, und so gelangt man zum Schlusse in echte Flyschbildungen. Es herrschen somit an diesem Punkte Verhältnisse, welche unmittelbar darauf hinweisen, dass die beiden in Rede stehenden grossen Schichtensysteme stratigraphisch mit einander durch concordante Aufeinanderfolge verbunden sind. Die sonst fast überall sich äussernde unconforme oder eigentlich unentwirrbare Lagerung wäre durch die ausserordentlich grossen Störungen, sowohl Brüche und Absenkungen, als auch Durcheinanderfaltung und völlige Schichtenzerknitterung zu erklären.

Nachdem ein ähnlicher Connex zwischen den cretacisch-eocänen Kalken und dem eocänen Flysch, wie bei Ayos Isídoros, auch auf der entgegengesetzten, nördlichen Seite des Stockes, am Wege von Émbona gegen Apóllona, unweit der kleinen isolirten Häusergruppe Mavranéra, jedoch bei nordwestlichem Verflachen angetroffen wurde, so liegt die Vermuthung nahe, dass dieser Theil des Atáviros (Mt. Attayaro) im Grossen und Ganzen ein Gewölbe bildet. Wenn man aber andererseits die Gesamtsumme der die Lagerung betreffenden Beobachtungen berücksichtigt und auf diese Weise das ganze Massiv in Betracht zieht, dann zeigt es sich erst, dass der Bau

keineswegs so einfach ist. Obwohl hier die Schichten, wie schon gesagt wurde, im Allgemeinen nicht so ausserordentlich stark gestört erscheinen, wie bei der überwiegenden Mehrzahl der anderen Kalkstöcke, kommen doch auch da vielfach Strecken vor, auf denen man einer unregelmässig gewundenen Faltung begegnet. Bis zu einem gewissen Grade gilt dies beispielsweise von der östlichen Randregion der Kalkmasse; eine sehr complicirte, verworrene Faltung tritt dann vor Allem mitten in Ayos Isídoros und von hier weiter gegen Westen zu auf, und die gleichen Wahrnehmungen konnten auch, um noch ein Beispiel anzuführen, während des Aufstieges zum höchsten Gipfel von einzelnen Stellen verzeichnet werden.

Während im äussersten Osten aus gewissen Lagerungsverhältnissen wenigstens vermuthungsweise auf einen antiklinalen Bau geschlossen werden kann, scheint die Hauptmasse der Kalke des Atáviro (Mt. Attayaro), nämlich das centrale und das breite westliche Gebiet, einer grossen, zahlreiche kleinere secundäre Faltungen und Knickungen aufweisenden Falte anzugehören, deren nordwestlicher Flügel abgebrochen ist. Es herrscht hier in der ganzen Breitenausdehnung, wenn man von jenen Abweichungen absieht, welche durch die wiederholt auftretenden secundären Störungen bewirkt werden, also im Grossen, südöstliches Einfallen. Die nordwestliche Begrenzungslinie stellt sich hiebei als ein Längsbruch dar, welcher die Falte allem Anscheine nach in ihrem Achsentheile durchschneidet und die längs des von Émbona nach Síana führenden Pfades in den steil abstürzenden Kalkwänden herausstehenden Schichtköpfe bis tief hinab aufdeckt. Dass daselbst ein dem Schichtenstreichen ziemlich genau entsprechender Längsbruch vorliegt, beweist schon der Umstand, dass die in dem Schnitte aufgeschlossenen Bänke mehr oder minder horizontal verlaufen, woraus sich auch die irrige Meinung Spratt's von der horizontalen Lagerung der Kalke des Atáviro (Mt. Attayaro) leicht erklären lässt. Die nach Südost gerichtete Neigung der Schichten, sowie die welligen, mehr untergeordneten Falten und Knickungen, welche dabei vorkommen, treten am deutlichsten hervor und vereinen sich zu einem besonders anschaulichen Bilde des Baues, wenn man als Beobachtungsstandpunkt eine entlegene Gegend im Westen, etwa den Akramíti (Mt. Akramytis) wählt.

Dass die Trennung des Atáviro (Mt. Attayaro) vom Akramíti (Mt. Akramytis) durch das Absinken einer Scholle der cretacisch-eocänen Kalke sammt den darüber liegenden eocänen Flyschmassen stattgefunden hat, und dass mithin diese beiden Stöcke auf den einander zugekehrten Seiten von Querbrüchen begrenzt sind, wurde schon früher hervorgehoben. Die den Atáviro (Mt. Attayaro) gegen Südwest abschneidende Verwerfung, welcher wir die Erschliessung des vorhin erwähnten lehrreichen Profiles verdanken, gibt sich auf einer ziemlich langen Strecke auch durch eine hohe, ungemein steile, nahezu senkrechte Wand kund, an deren Fusse die abgesunkenen Flyschbildungen im Zustande vollkommener Schichtenzerknitterung lagern.

Mag auch nun hier noch Vieles sowohl in Bezug auf Tektonik, als auch auf Stratigraphie ungeklärt bleiben, ein sicheres Ergebniss von besonderer Wichtigkeit haben die bisherigen Untersuchungen

doch wenigstens in der Feststellung des Schichtenstreichens geliefert. Wohl deuten auch im Atáviro (Mt. Attayaro) manche Lagerungsverhältnisse darauf hin, dass an der Faltung, ähnlich wie sich dies in noch weit höherem Ausmasse in den meisten anderen Gebieten von Rhodus bemerkbar macht, nach verschiedenen Richtungen wirkende Kräfte betheiligt waren, aber dabei zeigt es sich immerhin unverkennbar, dass unter diesen Kräften eine die Oberhand behalten hat, und zwar diejenige, welcher das im Grossen und Ganzen deutlich ausgeprägte nordöstliche Schichtenstreichen entspricht.

3. Das Gebiet vom Cap Kopriá.

In dem westlichen Theile der Insel treten die cretacisch-eocänen Kalke ausser in dem Stocke des Akramíti (Mt. Akramytis) und Arminísti (Mt. Arministhi) nur noch zwischen Langoniá, einer an der See gelegenen mittelalterlichen Ruinenstätte, und der Einmündung des vom kleinen Eliasberg herunterkommenden Baches an die Küste heran. Dieses besonders markante Erhebungen nicht aufweisende, vielfach blos aus verhältnissmässig niedrigen Hügelu sich zusammensetzende Gebiet, das noch am passendsten nach dem Vorgebirge Kopriá zu benennen ist, dehnt sich landeinwärts bis in die Nähe von Kástelos aus. Seine Umrisse gegenüber den es auf der Landseite überall umgebenden Flyschablagerungen sind äusserst unregelmässig. Sowohl an den Rändern, als auch im Inneren bilden die Kalke mit den Flyschabsätzen eine chaotisch verdrückte Masse, und dem zu Folge konnte auch seine Ausbreitung bei der Kürze der Zeit, welche für dessen Untersuchung bemessen war, nur ganz schematisch, unter Weglassung der mitten darin vorkommenden Flyschpartien auf der Karte zur Darstellung gebracht werden. Nach der engen Verknüpfung beider Schichtensysteme zu urtheilen, dürfte hier von der cretacisch-eocänen Kalkgruppe vor Allem der höhere Theil vertreten sein.

4. Der Kítala-Rücken.

Schmal und überhaupt klein an Umfang, fällt der Kalkzug der Kítala (Ketallah) -Berge ungeachtet dessen in dem Relief von Rhodus durch seine wenigstens der Umgebung gegenüber ziemlich ansehnliche Höhe, namentlich aber durch die mit dem stark felsigen Charakter zusammenhängenden schroffen Formen auf. Im Westen und an der Südspitze steht er in Berührung mit den Sandsteinen und Schiefen des grossen, nördlich vom Atáviro (Mt. Attayaro) sich ausdehnenden Flyschterrains, im übrigen taucht er hingegen aus den mächtigen, an ihn sich anlehnenden Tharischichten empor. Um ihn zu untersuchen, vollführte ich zunächst eine Durchquerung in dem südlichen Theile und zog ich dann längs des Ostrandes nach Nános¹⁾, bei welcher

¹⁾ Nach H. Kiepert's Specialkarte vom westlichen Kleinasien heisst dieser kleine, aus wenigen Häusern bestehende Ort Manaes (vulg. Mandrikón). Mir wurde dagegen auf Rhodus als sein Name, gleichlautend mit der Bezeichnung der englischen Admiralitätskarte, Nános angegeben, und ich muss daher diesen Namen, obwohl es keineswegs ausgeschlossen ist, dass ich ihn nicht recht verstanden habe, hier vorderhand beibehalten.

Gelegenheit auch sein Nordende gestreift wurde. Ueberall konnte nur constatirt werden, dass die Schichten gänzlich zerknittert sind, dass man also hier ein im höchsten Grade gestörtes Gebiet vor sich hat. An dem Aufbaue betheiligen sich eben so, wie im Atáviros (Mt. Attayaro), neben den lichtgrauen festen Kalken, welche der im Südwesten mitten in denselben auftretende Serpentin zu durchbrechen scheint, vielfach auch die bekanntlich dem oberen Schichtencomplexe eingeschalteten rothen und geflammten schiefrigen Mergelkalke.

5. Der Kalkstock des Eliasberges und Spiriótis.

Gegen Nordost fortschreitend, gelangen wir sodann an den zweitgrössten, was areale Ausdehnung anbelangt, nicht weit hinter dem Atáviros (Mt. Attayaro) zurückstehenden Kalkstock der Insel, den langgestreckten, felsigen Gebirgsrücken, welchen man nach dem in dem westlichen Theile gelegenen Culminationsgipfel, dem bis zu 2620 engl. Fuss sich erhebenden Eliasberge und nach dem eine absolute Höhe von 2121 engl. Fuss erreichenden, der Ostregion angehörenden Spiriótis Vunó (Mt. Speriolis) kurzweg als den Kalkstock des Eliasberges und Spiriótis bezeichnen kann. An denselben knüpft sich, wie schon in den allgemeinen Bemerkungen über das cretacisch-eocäne Kalkterrain dargelegt wurde, ein speciell Interesse nicht so sehr wegen seiner bedeutenden Grösse, als vielmehr wegen seines abweichenden orographischen Verhaltens und wegen der augenscheinlich wichtigen Rolle, welche ihm mit Rücksicht auf gewisse, die Insel als Ganzes betreffende tektonischen Verhältnisse zukommen dürfte.

Im Gegensatze zum Atáviros (Mt. Attayaro) und zum Akramíti (Mt. Akramytis), so wie auch zu dem weiter im Nordosten liegenden Kúmuli (Koomooley) -Rücken streicht der Kamm desselben ziemlich genau von West nach Ost; er schneidet daher, sich so zu sagen quer auf die Längsachse der Insel legend, die Käme der eben genannten Kalkstöcke unter einem schiefen Winkel. Damit in Uebereinstimmung zeigt dann auch seine nördliche Flanke einen dem Kämme mehr oder weniger parallelen, im grossen Ganzen westöstlichen Verlauf, während im Süden der Umriss insofern unregelmässig erscheint, als hier ungefähr in der Mitte, bei Apóllona die jungtertiären Sedimente und der unter ihnen hervorkommende Flysch ziemlich tief in die Kalkmasse eindringen, so dass in diesem Theile eine Begrenzung durch zwei fast rechtwinklig zusammenstossende Linien entsteht. Mit Ausnahme des grösseren westlichen Abschnittes der südlichen Seite und der nordwestlichen Ecke, wo eocäne Flyschablagerungen in schmalen Streifen und vereinzelt Aufschlüssen an den Rändern der Kalke auftauchen, bilden die Umrahmung des Stockes jüngere übergreifende, zumeist pliocäne Ablagerungen, im Westen die ihrem Alter nach noch unbestimmten Thari-Schichten, sonst aber Absätze der levatini-schen Stufe, theils echte Paludinenschichten, theils fluviatile Schotter und Sande.

Aus meinen Untersuchungen, welche allerdings nicht genügen, um sich ein vollständig klares Bild von dem geologischen Aufbaue dieses Gebietes zu machen, geht unter Anderem doch deutlich hervor,

dass hier die Störungen ein ebenso hohes Ausmaass erreichen, wie in den Kítala (Ketallah)-Bergen. In vielen Fällen, das heisst über manche weite Strecken hin, lassen die lichtgrauen, dichten, muschlig brechenden Kalke, in denen ab und zu auch Zwischenlagen der rothen, mergeligen Kalkschiefer vorkommen, überhaupt keine Schichtung erkennen. Ist aber eine schärfer ausgesprochene Bankung wahrnehmbar, dann sieht man fast stets, dass die Sedimente in zahllose kleine, unregelmässige Falten gelegt, nach verschiedenen Richtungen gewunden oder vollkommen zerknittert sind. Die verworrene Faltung und Zerknitterung machen sich namentlich auf der Westseite des Stockes in sehr auffallender Weise bemerkbar. Es ist dies aber durchaus nicht die einzige Region, wo man denselben begegnet. Aehnliche Verhältnisse boten sich ausserdem noch an vielen anderen Stellen der Beobachtung dar.

Directe Anzeichen für das Vorherrschen einer Richtung in dem geologischen Streichen gibt es hier also nicht, und sobald man dieses Kalkterrain blos für sich allein in Betracht zieht, kann man nicht einmal eine Vermuthung darüber äussern, ob zwischen dem abweichenden Kammverlaufe und dem geologischen Baue irgend ein ursächlicher Zusammenhang existirt. Anders ist es dagegen, wenn man, weiter ausgreifend, zugleich auch den übrigen Kalkgebieten seine Aufmerksamkeit schenkt.

Wie schon früher einmal hervorgehoben wurde, sind manche Anhaltspunkte dafür vorhanden, dass in dem grossen benachbarten Stróngilo-Stocke die Schichten von Nordwest nach Südost streichen. Falls wir nun dies der Thatsache gegenüber im Auge behalten, dass im Atáviro (Mt. Attayaro) andererseits die allem Anscheine nach als normal aufzufassende nordöstliche Richtung herrscht, so kommen wir folgerichtig zu der Erkenntniss, dass hier ein locales Umbiegen des Schichtenstreichens platzgreift, welches den Betrag von 90° erreicht. Die Kalkmasse des Eliasberges und Spiriótis (Mt. Speriolis) nimmt aber hiebei nicht nur in Bezug auf ihre geographische Lage, sondern, was besondere Beachtung verdient, auch durch den westöstlichen Verlauf ihres langgestreckten Kammes eine Mittelstellung ein, und das lässt wieder die Anschauung als nicht unberechtigt erscheinen, dass die widersinnige Kammrichtung des Eliasberges und des Spiriótis (Mt. Speriolis) nicht ganz zufällig, sondern in einer Aenderung des Schichtenstreichens begründet sei. Letzteres kann sich sogar in vollem Einklange mit dem Kammstreichen befinden und dürfte überhaupt nur in Folge der überaus grossen Störungen, welche solchen Uebergangsterrains sehr häufig eigen sind, derart verwischt worden sein, dass es sich der directen Beobachtung entzieht.

Nicht unerwähnt mögen daselbst endlich bleiben die mit den umliegenden eocänen Flyschablagerungen innig verquickten Serpentine, da eines dieser Vorkommnisse, nämlich jenes von Platánia, auch mit den cretacisch-eocänen Kalken in unmittelbare Berührung tritt. Bei dem letztgenannten Orte dringt der unter den mächtigen levantinischen Schottern hervorkommende Serpentin gangartig in die Kalke ein. Eine grössere Serpentinmasse, welche gleichfalls einen Durchbruch bilden dürfte, weil sie angeblich mitten in den Kalken aufgeschlossen ist, soll sich ferner unterhalb des Spiriótis (Speriolis) -Gipfels befinden.

Von mir jedoch nicht aufgesucht, konnte dieselbe in Folge dessen auch auf der Karte nicht verzeichnet werden. Die anderen hier ange-
troffenen Vorkommnisse erscheinen dagegen räumlich blos an die
Flyschbildungen gebunden und brauchen deshalb vorläufig nicht in
Betracht gezogen zu werden.

6. Der Kalkstock des Stróngilo und Kutsúthi.

Dieser im Vorangehenden bereits wiederholt genannte Kalkstock hat eine unregelmässige Form, welche noch am besten mit einem Trapez zu vergleichen ist. Als Basis des Trapezes wäre die nord-östliche Flanke, der Steilabfall des von Arkhípoli (Archipoli) nach Südost sich ziehenden felsigen Gebirgsrückens aufzufassen. Diese und die beiden seitlichen Begrenzungslinien zeigen auch einen bei-
läufig geraden Verlauf; die südwestliche Grenze gegen die über-
greifenden levantinischen Schotter bietet jedoch grosse Unregel-
mässigkeiten dar. Unter Anderem sendet hier die Kalkmasse in der südwestlichen Ecke einen sich weit vorschiebenden Sporn aus, der vom Taglárís Pótamos¹⁾ durchbrochen wird, und der das Bild der trapezförmigen Gestalt wesentlich beeinträchtigt.

Als Hauptgebiet erscheint das unwirthliche, schroff aufsteigende Gebirgsland mit dem central liegenden Gipfel Stróngilo und dem 1863 engl. Fuss hohen Kutsúthi (Kootsoothey). An dasselbe schliesst sich dann im Nordosten jenseits eines langen, tief eingeschnittenen und engen Thales, dessen Sohle eocäne, wahrscheinlich von einer Rinfaltung herrührende Flyschsandsteine und Schiefer bilden, der schon erwähnte hohe, nicht minder durch jähe Abstürze sich aus-
zeichnende Bergzug an, welcher aus der Gegend von Arkhípoli (Archipoli) südöstlich streicht. Oberflächlich hängen beide Gebiete mit einander blos durch ein sehr schmales Band im Südosten, dort, wo das tiefe, sie scheidende Thal plötzlich ein Ende findet, zusammen.

Vom Spiriótis (Mt. Speriolis) trennt den Stróngilo-Stock ein verhältnissmässig nur eine geringe Breite erreichendes Niederterrain, das von mächtigen Schottermassen der levantinischen Stufe ausgefüllt ist. Ob daselbst eine ähnliche Senkungszone vorliegt, wie zwischen dem Atáviro (Mt. Attayaro) und dem Akramíti (Mt. Akramytis), lässt sich nicht mit Gewissheit feststellen, weil die ziemlich hoch sich aufthürmenden jungtertiären Ablagerungen den Untergrund gänzlich verhüllen und alle Spuren, die darauf hindeuten könnten, ver-
wischen. Dass dies aber keineswegs ausgeschlossen ist, beweisen die an anderen Stellen auf Rhodus beobachteten tektonischen Ver-
hältnisse. Das Gleiche gilt dann auch von den übrigen drei Seiten des Stockes, denn überall lagern an die cretacisch-eocänen Kalke unmittelbar pliocäne, zum Theil fluviatile levantinische, zum Theil marine oberpliocäne Absätze an. Die eocänen Sandsteine und Schiefer treten, abgesehen von dem vorhin angeführten schmalen Streifen in

¹⁾ Als Taglárís Pótamos bezeichnet die Bevölkerung von Rhodus den linken, als Makáris Pótamos den rechten Quellarm des breitbettigen Torrente, der in der Nähe des Castells von Malóna in die Viglíka (Veeglikah) -Bay mündet.

dem Thale zwischen dem Stróngilo und der nordöstlichen Region, nur in der Nähe von Arkhipoli (Archipoli) über eine kurze Strecke am Rande der Kalke zu Tage.

Eine besonders bemerkenswerthe Erscheinung bildet in diesem Terrain ein kleines Durchbruchsthal. Der während der Regenperiode, im Winter, stark anschwellende Taglárís Pótamos ¹⁾, welcher bei Platánia entspringt, begegnet in seinem Laufe durch die weichen Schotter- und Sandmassen der levantinischen Stufe auch den festen cretacisch-eocänen Kalken des Stróngilo-Stockes, und zwar gerade an der Stelle, wo die Kalke gegen Südwest spornartig vorspringen. Statt nun den Weg um den Sporn weiter in den Schottern zu nehmen, wozu nur eine geringe Ablenkung nothwendig wäre, durchbricht er die Kalke in einer tiefen, sehr engen, gewundenen Schlucht, um in das jungpliocäne Hügelland hinauszutreten, und strömt auf diese Weise gegen Malóna, unterhalb welchen Ortes er sich mit dem Makáris Pótamos ²⁾ vereinigt.

Bei der zweimal vollführten Durchquerung der Masse zwischen Arkhipoli (Archipoli) und dem Plateau von Arkhángelos (Archangelo) und auf einer von Malóna aus in das Centrum zum Stróngilopfel unternommenen Excursion, bei welcher Gelegenheit am Rückwege auch der Durchbruch des Taglárís Pótamos genau begangen wurde, konnte constatirt werden, dass es vorzugsweise weisse bis lichtgraue, dichte, sehr feste Kalke sind, welche das Gebirge hier zusammensetzen. Neben diesen gibt es dann noch Complexe von Kalken, deren Färbung ins Röthliche hinüberspielt, und schliesslich auch Lagen von körnigem bis halbkrySTALLINISCHEM Gefüge. Ein in dem von Flyschbildungen eingenommenen, das Gebiet aus Südost nach Nordwest durchschneidenden Thale lose liegend aufgefundenen Kalkblock mit Nummuliten liefert den Beweis für das Vorhandensein von eocänen Schichten in dieser Gegend, aber es ist mir nicht gelungen, zu ermitteln, ob derselbe aus dem eigentlichen Kalkgebirge stammt, oder jenen kalkigen Bänken angehört, welche als Zwischenlagen in den eocänen Sandsteinen und Schiefeln auftreten. Endlich sei noch erwähnt, dass an gewissen Stellen ziemlich mächtige Ablagerungen der terra rossa angetroffen wurden.

Was nun die Tektonik betrifft, so habe ich den schon früher darüber gemachten Angaben nicht viel hinzuzufügen. Das von dem normalen abweichende südöstliche Schichtenstreichen, welches dieses Gebiet von den anderen Kalkstöcken besonders unterscheidet, leitet sich in erster Linie aus den Beobachtungen über die Einfallrichtungen ab. Wo keine verworrene Faltung herrscht, ist nämlich die Wahrnehmung gemacht worden, dass die Schichten zumeist gegen Südwest geneigt sind. Nicht miuder eindringlich spricht dann hiefür der Verlauf des schmalen Streifens von Flyschbildungen, der die Kalke auf eine sehr lange Erstreckung hin aus Südost nach Nordwest durchzieht und höchstwahrscheinlich auf eine Einklemmung zurückzuführen ist.

¹⁾ Siehe Fussnote auf Seite 544 [28].

²⁾ Siehe obcitirte Fussnote auf Seite 544 [28].

Wie anderwärts, kommen aber auch da vielfach weite Strecken vor, auf denen die Störungen ein ausserordentlich grosses Ausmass erreichen und die Faltung sich als überaus complicirt und verworren darstellt. Hieher gehört unter Anderem der im Südwesten vorspringende Sporn, in dem sich das Hauptgebiet bis über den Taglárís Pótamos fortsetzt. Deutlicher ausgeprägt dürfte die völlige Zerknitterung der plattig abgesonderten Kalke wohl nirgends zu finden sein als in dem engen Durchbruchsthale des Taglárís Pótamos.

7. Der Kúmuli-Rücken.

In dem nördlichen Theile von Rhodus bildet die bedeutendste Aufragung der cretacisch-eocänen Kalke der lange, dabei aber sehr schmale Bergzug, welcher von Westsüdwest nach Ostnordost streichend, der Reihe nach aus folgenden Erhebungen, dem Levtopódi (Mt. Leftopoda), Kúmuli (Mt. Koomooley) und dem Gállata Vunó (Mt. Gallatah) besteht. Der Kürze halber möge derselbe blos nach dem mittleren Gipfel, dem bis 1366 engl. Fuss über das Meeresniveau ansteigenden Kúmuli (Koomooley)¹⁾, den Namen führen.

An die lichtgrauen cretacisch-eocänen Kalke, an welchen weder aus der Ferne, noch auch bei naher Betrachtung während ihrer mehrmaligen Berührung auf meinen Routen eine deutlicher ausgesprochene Schichtung zu bemerken war, lehnen sich discordant und transgredirend grösstentheils fluviatile Schotter und Sände der levantinischen Periode, im Nordosten aber auch marine jungpliocäne Bildungen an. In dem westlichen Theile, wo die ringsum sich ausdehnenden levantinischen Schotter eine sehr grosse Mächtigkeit besitzen, heben sich die Kalke orographisch weniger scharf als sonst ab. Im Osten dagegen, zumal dort, wo das niedrigere jungpliocäne Hügelland an sie anstosst, tritt der felsige Bergcharakter des Rückens sehr deutlich hervor. Die Schotter greifen über die Kalkmasse, namentlich an deren Rändern, in so complicirter Weise über und reichen als Decken, die Continuität vielfach unterbrechend, so hoch hinauf, dass es daselbst nicht möglich war, die Verbreitung dieser beiden Schichtensysteme anders als ganz schematisch darzustellen.

Die Frage, ob der Kúmuli (Koomooley)-Rücken ein in Folge von Brüchen und Absenkungen stehengebliebener Pfeiler ist, muss, da zu deren Entscheidung alle Anhaltspunkte fehlen, als eine offene behandelt werden. Dem jähen Absturze des Levtopódi Vunó (Mt. Leftopoda) gegen Westen und dem steilen Abfalle der Nordseite, auf der, nebenbei gesagt, sich auch Serpentin und Diabas im Contacte mit den Kalken finden, kann für sich allein in dieser Beziehung keinesfalls irgend ein Werth beigemessen werden.

¹⁾ Diesen Gipfel hörte ich in der Umgebung stets Kúmuli Vunó nennen, während ich den auf der von H. Kiepert herausgegebenen Specialkarte vom westlichen Kleinasien stehenden Namen Kolupi niemals vernommen habe. Erstere Bezeichnung, welche ich hier zu verwenden vorziehe, weil sie sich auch auf der englischen Admiralitätskarte findet, mag vielleicht blos ein bei den Umwohnern gebräuchlicher Vulgärname sein.

8. Das Gebiet am Cap Vóidi.

Nach einer Unterbrechung von ungefähr 3 Kilometern tauchen die cretacisch-eocänen Kalke bei dem Dorfe Koskinú (Koskino) aus den oberpliocänen Ablagerungen wieder empor und dehnen sich von hier bis an die See aus, wo sie die Küstenstrecke vom Cap Vóidi (Voudhi) angefangen bis zur Kalithiés (Kalitheas) -Bay einnehmen. Dieses nördlichste Vorkommniss liegt genau im Streichen des Kúmulí (Koomooley) -Rückens und kann deshalb auch ohneweiters als die ostnordöstliche Fortsetzung dieses Zuges angesehen werden. Der nicht weit von Koskinú (Koskino) entfernte Culminationspunkt hat eine Höhe von nur 612 engl. Fuss. Auf den alten Kalken breiten sich, bis zu den höchsten Stellen hinaufreichend, zahlreiche jungpliocäne Deckenreste aus, vorwiegend Strandbildungen, theils conglomeratische Sedimente, theils fossilführende Breccieukalke. Wir haben also den Beweis dafür, dass zur jüngsten Pliocänzeit das ganze Gebiet vom Meere vollständig überfluthet war. Bei der relativ geringen Höhe des Stockes müsste dies übrigens schon von vornherein einleuchten, da man weiss, dass die entweder gar nicht oder nur äusserst wenig gestörten oberpliocänen Absätze weit über 900 engl. Fuss über den heutigen Meeresspiegel ansteigen.

Der beste Einblick in den Bau wird von der Seeseite gewonnen. In den steilen Küstenwänden, welche einen ausgezeichneten Durchschnitt darbieten, sieht man bei einer Bootfahrt längs der Küste sehr klar die starke Durcheinanderfaltung der zumeist plattig abgeordneten Kalke.

9. Das Gebiet am Cap Ladikó.

Jenseits der breiten, flachen Kalithiés (Kalitheas) -Bucht liegt dann weiter südlich die kleine, längliche Kalkmasse, welche aus den zwei niedrigen Erhebungen, dem Ladikó-Gipfel (540 engl. Fuss) im Norden und dem Erimókastron (Errimo Kastri) im Süden nebst der dazugehörigen Küstenstrecke mit dem Vorgebirge Ladikó (Ladhiko) besteht. Zufolge des Umstandes, dass die im Westen an dieselbe herantretenden jungpliocänen Ablagerungen ebenes Terrain oder nur niedrige Hügel bilden, hebt sie sich landschaftlich als ein felsiger Rücken sehr scharf von der Umgebung ab. Genau so, wie in dem unmittelbar vorher besprochenen Gebiete, finden sich auch da auf den grauen, dichten, muschlig brechenden und an der Oberfläche rissig verwitternden Kalken, welche möglicherweise ganz dem unteren, cretacischen Complexe zufallen, zahlreiche oberpliocäne Denudationsreste, und auch hier kann kein Zweifel darüber obwalten, dass das jungpliocäne Meer diesen Rücken einst vollständig bedeckt hat.

10. Piriónia Vunó oder der Aphándos-Berg.

Allseits von marinen Bildungen der Jungpliocänzeit umgeben, erhebt sich nördlich von Aphándos zwischen dem Ladikó-Gebiete und dem Kalkzuge des Levtopódi (Mt. Leftopoda), Kúmulí (Koomooley)

und Gállata (Gallatah) der Piriónia (Mt. Aphandos), ein durch sehr schroffe Abstürze sich auszeichnender Kalkstock, dessen absolute Höhe 1130 engl. Fuss beträgt. Der Name Aphandos Vuúó, welcher sich auf der englischen Admiralitätskarte angegeben findet, ist, nebenbei bemerkt, bei der umwohnenden Bevölkerung gar nicht gebräuchlich. Man nennt diesen Berg im Allgemeinen am häufigsten Piriónia Yunó. Manchmal wird aber die Bezeichnung Piriónia blos für dessen nördlichen Theil angewendet, und im Gegensatz dazu heisst dann wieder der steile südliche Abfall bei den Bewohnern von Aphandos Kokinángremo. Die grösste Längenerstreckung dieses Kalkgebietes, welche die Breite nur um ein Geringes übertrifft, erscheint durch die Lage der zwei Orte, Aphandos im Süden und Kalithiés (Kalitheas) im Norden, die sich ganz in der Nähe der Ränder desselben befinden, fixirt.

Wiewohl ein Versuch, die schroffen Wände zu ersteigen, um die ziemlich ausgedehnte Gipfelregion zu begehren, von mir nicht gemacht wurde, konnte doch gelegentlich der Berührung des Terrains an der Nordseite bei Kalithiés (Kalitheas) und auf den Routen, die nahe an ihm vorbeiführten, mit Sicherheit constatirt werden, dass sich hier die gleichen Kalke der theils cretacischen, theils eocänen Kalkserie aufbauen, wie am Cap Ladikó (Ladhiko) und im Kúmulí (Koomooley) -Rücken. An der Hauptmasse war aus der Ferne weder von einer Faltung, noch auch von einer Bankung überhaupt etwas wahrnehmbar, was nach Analogien mit gewissen anderen Gebieten auf starke Schichtenzerknitterung schliessen lässt.

11. Der Kalkstock des Zábika und Yamakhí.

Graue, dichte Kalke ohne deutlich ausgeprägte Bankung, welche grösstentheils der unteren Abtheilung des uns eben beschäftigenden Schichtensystems angehören dürften, setzen ferner den 982 engl. Fuss hohen Zábika und den nordwestlich davon liegenden Yamakhí (Yamashi) zusammen. Der höhere, mit einem felsig zerklüfteten, zackigen Grate versehene Zábika ragt an der Küste empor und tritt in die See hinaus; der Yamakhí (Yamashi) hingegen taucht abseits vom Meere aus dem Jungpliocän auf und reicht in seinen, niedrige Kuppen bildenden Ausläufern bis nahe an den Lutáni Pótamos¹⁾. Beide Kalkmassen haben eine annähernd gleiche areale Ausdehnung und stimmen auch in ihren Unrissen, die im Grossen und Ganzen oval zu nennen sind, ziemlich gut mit einander überein. Sie verschmelzen zu einem Gebiete mittels einer schmalen, als eine tiefe Einsattlung erscheinenden Verbindungszone. Das vorwiegend einen trostlosen Anblick gewährenden, öde, im Sommer fast jeglicher Vegetation entbehrende Felsenterrain, das uns hier entgegentritt, steht im Einklang mit dem wüstenartigen Charakter der umgebenden jungpliocänen Plateaulandschaft.

¹⁾ Den Namen Lutáni Pótamos führt der entlang dem Gebirgsrücken von Arkhípoli (Archipoli) fliessende und nördlich vom Cap Vajá (Vahyah) in die Aphandos-Bay mündende Torrente.

12. Der Kalkstock des Arkhángelos Vunó.

Der mächtige Kalkstock des Arkhángelos (Archangelo) Vunó, der sich, was den Umfang betrifft, unmittelbar an den Stróngilo-Stock anreihet, stellt ein unregelmässig begrenztes Gebiet dar, in dem der in der Mitte bis zu 1726 engl. Fuss sich erhebende Arkhángelos (Archangelo) -Berg dominirt. Ausser dem eigentlichen Arkhángelos-Berge sammt seinen Ausläufern fallen demselben auch mehrere andere, durch kleine Thalrinnen von der Centralregion mehr oder weniger geschiedene Gebirgsthelle zu, so vor Allem das gegen Malóna abdachende Bergterrain, der in das Cap Arkhángelos (Archangelo) ausgehende Rücken und die im Norden jenseits des Petróna-Thälchens liegenden Höhen.

Eine verhältnissmässig lange Küstenstrecke, welche in der Mitte halbinselartig vorspringt, wird von den Kalken dieses Stockes gebildet. Letztere ziehen sich vom Zábika bis an die Ebene des Makáris Pótamos¹⁾ hin und dehnen sich auch landeinwärts weit aus. Der grosse Ort Arkhángelos (Archangelo) liegt genau an der Grenze gegen die den Stock von der Landseite überall umsäumenden oberpliocänen Ablagerungen, indem dessen unterer Theil noch auf jungtertiärem Boden steht, der obere hingegen terrassenförmig an der steilen Lehne des aus einem dunkelgrauen, wahrscheinlich cretacischen Kalke sich zusammensetzenden Kastellberges aufgebaut ist. Knapp am Westrande, unterhalb des nicht weit davon entfernten Dorfes Malóna findet die Vereinigung des Makáris und des Taglárís Pótamos²⁾ statt. Zwischen der Masse des Arkhángelos (Archangelo) Vunó und dem Zábika verläuft als oberflächlich dieselben trennendes Terrain ein kurzes, von jungpliocänen Sanden und Thonmergeln ausgefülltes Thälchen, das so schmal ist, und in dem das Jungpliocän eine so geringe Mächtigkeit zeigt, dass man beide Kalkstöcke ganz gut auch mit einander verbinden und als ein Gebiet auffassen könnte.

Soweit meine Untersuchungen reichen, lässt sich angeben, dass hier fast durchwegs eine ausserordentlich starke Schichtenzerknitterung herrscht. Am schönsten tritt sie hervor in dem besonders günstige Aufschlüsse bietenden Schluchtenthale von Petróna, in dem man überdies die Kalke von Serpentin durchbrochen sieht, und dann in den streckenweise sehr hohen und ungemein steilen Wänden, die gegen das Meer abstürzen, namentlich um das Cap Arkhángelos (Archangelo). Sie kann aber auch sonst überall ganz gut beobachtet werden, wo sich überhaupt eine Schichtung bemerkbar macht.

Die Kalke erscheinen zumeist plattig abgesondert. Hauptsächlich sind es graue, dichte Kalke, jenen vollkommen gleich, aus welchen der Zábika, Yamakhí (Yamashi), Piriónia (Mt. Aphandos), die Gebiete am Cap Ladikó (Ladhiko) und am Cap Vóidi (Voudhi), sowie der Kúmulí (Koomooley) -Rücken bestehen. Selbst der Hauptmasse

¹⁾ Siehe Fussnote auf Seite 544 [28].

²⁾ Siehe Fussnote auf Seite 544 [28].

der Kalke des Stróngilo-Stockes, des Spiriótis (Mt. Speriolis), des Eliasberges u. s. w. gegenüber wüsste ich keinen durchgreifenden Unterschied anzuführen. Neben den mehr lichtgrauen Sorten kommen daselbst aber auch dunkelgraue, bläuliche, vornehmlich körnige Kalke, die keinen muschligen Bruch haben, vor. Diese bilden beispielsweise, wie schon erwähnt wurde, den Kastellberg von Arkhángelos (Archangelo). Ob ihnen eine besondere stratigraphische Bedeutung zukommt, bin ich nicht in der Lage, zu entscheiden. Am wahrscheinlichsten dünkt es mir, dass sie, wie die anderen, dem Verbande der cretacischen und eocänen Kalkserie angehören und bloß etwa die tieferen Partien repräsentiren.

Im Ganzen darf man wohl hier zunächst an die Vertretung der Kreideformation denken; ich will jedoch die Möglichkeit durchaus nicht bestreiten, dass ausser den cretacischen in gewissen Theilen vielleicht auch noch ältere Bildungen inbegriffen seien. Hiefür könnten aber in Anbetracht der abnorm grossen, die stratigraphischen Verhältnisse völlig verwischenden Störungen jedenfalls nur Fossilienfunde Anhaltspunkte liefern.

Wie alle übrigen, längs der Ostküste vertheilten Aufragungen der in Rede stehenden Schichtgruppe, tragen auch die Kalke des Arkhángelos (Archangelo) Vunó-Stockes bis zu einer gewissen Höhe bald grössere, bald weniger ausgedehnte Lappen von jungpliocänen marinen Ablagerungen, welche, dem erodirten Terrain sich anschmiegend, den Untergrund mitunter auf bedeutende Strecken hin verhüllen. Diese Reste einer mantelförmigen jungpliocänen Bedeckung, die in jeder Hinsicht, namentlich in ihrer petrographischen Entwicklung als zu festem Gestein erhärteter Strandgrus, als tuffig aussehende, poröse Kalke und als fossilreiche Breccienkalke typische Strandbildungen sind, haben jedoch heute in der Regel nur noch eine geringe Mächtigkeit.

13. Der Kalkstock des Línos Vunó.

Nun betreten wir ein Gebiet der cretacisch-eocänen Kalke, das sich allen anderen gegenüber durch einen viel einfacheren Bau auszeichnet oder wenigstens insofern weniger gestört erscheint, als hier die gebirgsbildenden Kräfte nicht in so hohem Masse gewirkt haben, dass es zu einer verworrenen Faltung oder Schichtenzerknitterung gekommen wäre. Weit in die See hinausragend, stellt sich der grösste Theil desselben als eine an Vorgebirgen und Buchten reiche Halbinsel dar, deren felsige Küste mit der uralten, durch alt-hellenische Denkmäler, sowie zahlreiche, aus dem Mittelalter stammende Kunstschätze und Bauten bekannten Stadt Línos und mit dem auch heute als Ruine nicht sehr stark verfallenen Castell der Johanniter - Ritter wegen ihrer landschaftlichen Schönheit seit jeher gern aufgesucht und oft beschrieben wurde. Das Meer greift sowohl auf der Nordseite, in der Viglika (Veeglikah) -Bay als auch im Süden, in der Lártos (Lardos) -Bay tief ins Land ein, so dass eigentlich nur an der Westseite der Zusammenhang mit dem übrigen Terrain, und zwar zunächst mit den daselbst die Umrahmung

bildenden jungpliocänen Ablagerungen erhalten bleibt. Der Umriss ist äusserst unregelmässig, was einerseits in dem ungleichmässigen Vorschreiten der Abrasion, andererseits in dem Uebergreifen des Oberpliocän begründet liegt.

Im Wesentlichen besteht diese Kalkmasse aus dem Lín-dos-Berge ¹⁾, der sich in dem westlichen Theile erhebt, und dessen Kamm die anderen Höhen nicht wenig überragt. Gegen Südost geht vom Lín-dosberge ein langer Ausläufer, der nach und nach schmaler werdende Rücken ab, welcher, am weitesten vorspringend, mit dem Cap Lártos oder Lín-dos endet, und daran schliesst sich endlich im Nordosten das stark gegliederte, niedrigere, felsige Berg- und Hügel-land an, welchem die malerischeste Strecke der Küste mit dem Cap Ayos Miliános, Cap Sumáni, mit dem Hafen von Lín-dos, dem kleinen Apostel-Hafen und der breiten Bucht von Ayos Nikólaos zufällt. Das Küstenrelief bietet auch darin einen Wechsel dar, dass die Kalke bald in hohen, sehr steilen, zuweilen senkrechten Wänden gegen die See abstürzen, bald wieder vom Meere aus ein langsames, allmähliges Ansteigen des Terrains stattfindet.

Der geologische Bau weist, wie schon gesagt wurde, keine grossen Complicationen auf. Die grauen, zum Theil ziemlich dunklen, zum Theil lichtereren Kalke, aus welchen der ganze Stock gleichmässig zusammengesetzt erscheint, sind durchwegs sehr deutlich geschichtet, in dicken Bänken abgesetzt und im Ganzen regelmässig gefaltet. Neben steilen kommen vielfach auch breite, flache Falten vor. Eine blos schwache Undulation der Kalke sieht man beispielsweise sehr klar in der langen und hohen Wand, mit welcher der Rücken des Cap Lártos (Lardos) gegen die Bucht von Ayos Nikólaos abschneidet, und in der die Schichten von unten bis oben hinauf vollständig aufgedeckt sind. Nicht nur aus den Beobachtungen des Verflächens im Einzelnen, das sich, von einigen wenigen etwas abweichend oder vielmehr complicirter gebauten Stellen abgesehen, entweder nach Nordwest oder nach Südost richtet, sondern auch aus dem Verlaufe der Falten im Grossen, der in der Regel leicht zu verfolgen ist, ergibt sich nahezu zweifellos, dass die Schichten gegen Nordost bis Ostnordost streichen. Am Kastellberge von Lín-dos fallen die Kalke nach Nordwest ein. Die Haupterhebung, den Lín-dosberg, habe ich allerdings nicht erstiegen, doch konnte an demselben auch von Weitem, von Pilóna aus, in deutlichster Weise die Faltung beobachtet und zugleich constatirt werden, dass dessen Bau mit dem der übrigen Theile des Stockes übereinstimmt.

Von der jungpliocänen Decke haben sich auch hier noch vielfach Reste erhalten. Als isolirte, verschieden grosse Lappen haften dieselben an vielen Stellen dem Lín-doskalke an. Eine etwas grössere Mächtigkeit und eine bedeutendere, mehr zusammenhängende Ausbreitung erlangen sie in dem hügeligen Terrain von Ayos Nikólaos und längs der Küste auf der Südseite des Lín-dosberges.

¹⁾ Auf H. Kiepert's Specialkarte vom westlichen Kleinasien findet sich für den Lín-dosberg der Name Krana angegeben.

14. Khórti Vunó.

In geringer Entfernung westlich von dem letztgenannten Gebirgsstocke befindet sich an der Lártos (Lardos) -Bay die kuppenförmige, abgerundete Kalkmasse des Khórti (Horti) Vunó. Es ist dies die südlichste Aufragung der cretacisch-eocänen Kalke nicht nur an der Ostküste, sondern auf Rhodus überhaupt. Während ihre Südseite vom Meere bespült wird, stossen im Westen an dieselbe in discordanter Lagerung die offenbar abgesunkenen, daselbst sehr mannigfaltig entwickelten Sedimente des grossen, östlichen, eocänen Flyschgebietes an. Im Norden und Osten umgeben sie dagegen die mächtigen jungpliocänen Ablagerungen, welche sich von der Nordspitze der Insel continuirlich bis hierher ziehen, am Khórti (Horti) Vunó aber plötzlich eine Unterbrechung erleiden. Der schmale, diese Kalkmasse vom Línodosberge trennende Terrainstreifen wird somit von dem Jungpliocän gebildet.

In Bezug auf den geologischen Bau scheint grosse Uebereinstimmung mit dem benachbarten Kalkstocke des Línodos Vunó zu herrschen. Wir haben hier zweifelsohne die gleichen Kalke vor uns, nur tritt bei ihnen die Schichtung weniger deutlich hervor, als dort. Man kann aber immer noch ganz gut erkennen, dass die Schichten beiläufig von Südwest nach Nordost streichen. Dicke Bankung darf als Regel gelten; neben ihr kommt jedoch auch dünnplattige Absonderung vor; wenigstens wurde eine solche im Süden an der Küste, dort, wo der Flysch angrenzt, beobachtet.

15. Rhóino Vunó.

Fast genau im Mittelpunkte der Insel liegt ein kleiner, niedriger Kalkrücken, welcher den Namen Rhóino Vunó (Mt. Rhoeyno) führt. An seiner Zusammensetzung nehmen ausser weissen oder lichtgrauen, dichten Kalken auch rothe, mergelige Kalkschiefer wesentlichen Antheil. Es zeigt sich also, dass er in vollem Einklange mit dem nicht weit von ihm entfernten Atávíros (Mt. Attayaro) aus dem oberen Complexe der cretacisch-eocänen Kalkgruppe besteht. Dafür spricht übrigens auch schon die innige Verquickung mit den eocänen Flyschablagerungen, welche die Kalke nahezu von allen Seiten umgeben und ebenso stark, wie jene, zerknittert sind. Bloss am äussersten Ostende kommen an die Kalke des Rhóino Vunó (Mt. Rhoeyno) die transgredirend auftretenden Thari-Schichten heran. Allen Anzeichen nach scheint hier der einfache Fall vorzuliegen, dass mitten in den eocänen Flyschablagerungen die denselben unmittelbar vorangehenden eocänen Kalke normal zu Tage treten, ohne dass ein Absitzen der Flyschsedimente stattgefunden hätte.

16. Kleinere zerstreute Aufbrüche.

Nachdem wir die wichtigsten, durch ihre mitunter sehr bedeutenden Dimensionen gleich auf den ersten Blick auffallenden Kalkstöcke einzeln in Betracht gezogen hatten, erübrigt uns jetzt noch,

den kleineren, bisher ganz ausser Acht gelassenen Vorkommnissen, welche in dem Relief der Insel eine viel geringere Rolle spielen, einige Bemerkungen zu widmen. Die Mehrzahl dieser Aufbrüche taucht im Bereiche der jungtertiären Ablagerungen, theils aus den oberpliocänen, theils aus den Thari-Schichten auf und liegt zerstreut zumeist in der Nähe der grösseren Kalkstöcke. Andere finden sich wieder in den Gebieten der eocänen Flyschbildungen, wo sie unter ähnlichen Verhältnissen zum Vorschein kommen, wie der vorhin besprochene Kalkrücken des Rhóino Vunó (Mt. Rhóeyno). Wegen der ausserordentlich starken Schichtenzerknitterung, welche in den eocänen Flyschabsätzen überall herrscht, ist es oftmals sehr schwer, manchmal sogar ganz unmöglich, zu constatiren, ob gewisse, mitten im Flysch-terrain auftretende Kalkpartien Aufbrüche der obersten Glieder der cretacisch-eocänen Kalkgruppe sind oder jene Bänke vorstellen, welche in den eocänen Sandsteinen und Schiefeln linsenförmige Einlagerungen bilden, und mit denen wir uns später noch eingehender beschäftigen werden. Hier erscheinen selbstverständlich nur solche Vorkommnisse verzeichnet und auf der Karte ausgeschieden, von denen sicher behauptet werden oder wenigstens als höchst wahrscheinlich gelten kann, dass sie zu der cretacisch-eocänen Kalkserie gehören. Anhaltspunkte für die Beurtheilung der betreffenden Altersverhältnisse bietet, wie hinzugefügt werden muss, in einzelnen Fällen bloß die Mächtigkeit der Kalklagen.

Von Norden ausgehend, stossen wir zunächst bei dem Kalkstocke des Piriónia Vunó (Mt. Aphandos) in den nordöstlich, jenseits eines ziemlich tief eingeschnittenen Bachrisses sich erhebenden jungpliocänen Hügeln auf kleine Kalkaufschlüsse, welche auf der Karte zu einem Aufbruche vereinigt eingetragen wurden. Ein ähnliches, nur etwas grösseres Vorkommniß findet sich auch südwestlich vom Ladikó-Gebiete, nahe der Küste. Aus cretacisch-eocänen Kalken bestehen ferner die felsigen Vorsprünge des Cap Vajá (Vahyah), über die das Jungpliocän so stark übergreift, dass die älteren Sedimente bloß in einem sehr schmalen Küstensaume, an dem Abfalle gegen die See, zu Tage treten. Zwischen dem Cap Vajá (Vahyah) und dem Zambika, in der nächsten Nähe des letztgenannten Gebirgsstockes, unweit der Küste, begegnet man gleichfalls einer kleinen, niedrigen, isolirten Kalkpartie.

Viel wichtiger, weil bedeutend grösser, nämlich sowohl areal ausgedehnter, als auch höher, sind jene Aufbrüche in dem oberpliocänen Terrain, welche, mehr landeinwärts liegend, gewissermassen eine Verbindung des Yamakhí (Yamashi) einerseits mit dem Piriónia Vunó (Mt. Aphandos), andererseits mit der Kalkmasse des Arkhángelos-Berges andeuten. So ragt eine ziemlich ansehnliche Kalkkuppe aus der jungpliocänen Hügel- und Plateaulandschaft nördlich vom Yamakhí (Yamashi), unmittelbar hinter dem Lutáni Pótamos¹⁾ empor, und dieser folgt dann in gleicher Distanz weiter gegen Norden eine zweite, nicht minder auffallende Kuppe. Es sind dies die zwei bedeutendsten Auftragungen, welche hier aus gewisser Entfernung, von dem näher der Küste führenden Wege aus, bemerkt werden konnten.

¹⁾ Siehe Fussnote auf S. 548 [32].

Ausser denselben dürfte es daselbst, wie man wohl annehmen kann, auch noch andere geben, doch müsste behufs deren Ermittlung jedenfalls eine genaue Begehung des betreffenden Terrains vorgenommen werden. In dem Gebiete zwischen dem Yamakhí (Yamashi) und Arkhángelos (Archangelo) Vunó, das insofern sehr complicirt gebaut erscheint, als in ihm Aufbrüche der cretacisch-eocänen Kalke, solche der Flyschablagerungen und die darüber sich ausbreitenden mächtigen jungpliocänen Absätze mehrfach und wirt mit einander abwechseln, fiel die kartographische Darstellung der topogeologischen Verhältnisse bei der Ungenauigkeit der topographischen Grundlage und in Anbetracht der für diese Untersuchungen zu kurz bemessenen Zeit naturgemäss blos ganz schematisch aus. Die meiste Beachtung verdient hier ein kahler, felsiger Kalkrücken, der sich nördlich von dem Orte Arkhángelos (Archangelo) parallel mit dem nordwestlichen Rande der Kalkmasse des Arkhángelos (Archangelo) Vunó in der Richtung gegen das Monastir Zábika zieht und den Erhebungen von Petróna so nahe kommt, dass ihn von denselben oberflächlich nur ein äusserst schmales Band von Jungpliocän trennt. Ausser diesem Rücken gelangte dann noch zur Ausscheidung ein kleineres Kalkgebiet südlich vom Yamakhí (Yamashi), das im Hinblick auf die sehr geringe Entfernung mit dem Yamakhí (Yamashi) auch ohneweiters verbunden werden könnte.

Die Fortsetzung der Kalke des Arkhángelos (Archangelo) Vunó gegen Süden bildet der schroffe, unvermittelt aus einer flachen Küstenlandschaft aufsteigende und in die See hinausragende Felsen, auf dem die Ruinen des Kastells von Malóna aus der Zeit der Herrschaft der Johanniter-Ritter stehen. Vom Arkhángelos (Archangelo) Vunó scheidet ihn nur eine sehr kurze ebene Strecke, die theils von recenten Flussanschwemmungen eingenommen wird, theils dem oberpliocänen Terrain angehört. Als letzte Auftragung der cretacisch-eocänen Kalke an der Ostküste von Rhodus ist zu nennen ein niedriger und an Umfang kleiner Kalkzug, der dem Línodosberge im Norden vorgelagert ist. Derselbe tritt mit der Ostseite an das Meer heran, im Uebrigen umgeben ihn aber jungpliocäne Sande.

Wir wenden uns nun den im Bereiche der eocänen Flyschablagerungen und der Thari-Schichten zerstreuten Vorkommnissen zu. In dem grossen östlichen Flyschgebiete begegnen wir einem solchen zunächst bei dem Monastir Ingos (Ingose). Es ist dies ein ziemlich hoher, kegelförmiger Berg, der allseits von eocänen Sandsteinen und Schiefeln umschlossen wird, und den ich wegen der verhältnissmässig bedeutenden Mächtigkeit der ihn zusammensetzenden weissen, dichten Kalke für einen Aufbruch des in Rede stehenden Schichtensystems halte. Aus dem gleichen Grunde rechne ich dazu auch die vom Flysch theilweise stark überdeckte Kalkpartie, welche der Gaydurá Pótamos ¹⁾ vor seinem Austritte in das jungpliocäne Flachland durch-

¹⁾ Gaydurá Pótamos heisst der nahe östlich am Rhóino Vunó (Mt. Rhoeyno) vorbeifliessende und ungefähr in der Mitte zwischen der Kalkmasse des Arkhángelos (Archangelo) und jener des Línodosberges in die Viglika (Veeglikah)-Bucht mündende Torrente. Er verdankt seine Entstehung zahlreichen Bächen und ist der bedeutendste von allen Wasserläufen der Insel.

bricht. Weitere Vorkommnisse weist der Kharádja Vunó (Mt. Haratchey) genannte Rücken auf. Der Kharádja (Haratchey) -Berg, der sich nördlich vom Rhóino Vunó (Mt. Rhoeyno) erhebt und von demselben durch einen niedrigen, schmalen Flyschstreifen, in dem sich ein Quellarm des Gaydurá Pótamos schlängelt, getrennt wird, erscheint allerdings zum grössten Theile aus den Thari-Schichten aufgebaut, doch kommen auf seiner Südseite, an der Grenze gegen den Flysch, an zwei Stellen auch die cretacisch-eocänen Kalke unter der wahrscheinlich jungtertiären Decke hervor. Beide Kalkinseln fallen, wie der Kalkzug des Rhóino (Rhoeyno), dem oberen Complexe dieser Schichtgruppe zu. Die grössere befindet sich am westlichen Ende des Kharádja Vunó (Mt. Haratchey), die kleinere liegt dann weiter östlich davon, tief unten am Fusse des südlichen Abhanges.

Hier sei nochmals daran erinnert, dass speciell in dem zuvor erwähnten, am meisten ausgedehnten östlichen Flyschterrain auch sonst noch auf weiten Strecken in wirrem Durcheinander mit den eocänen Sandsteinen und Schiefen Kalke erscheinen, welche petrographisch von solchen der cretacisch-eocänen Kalkgruppe nicht zu unterscheiden sind und vielfach auch Nummuliten führen. Vor Allem zeichnen sich die Gegend von Aláërma und der Landstrich nordwestlich von den Kálathos-Bergen durch einen sehr häufigen und ganz regellosen Wechsel von Flysch- und Kalkhügeln aus. Aehnliche Verhältnisse bieten sich übrigens auch in fast allen anderen Gebietstheilen der Beobachtung dar, obwohl nicht in so auffallender Weise. Wie schon früher einmal gesagt wurde, konnte nun in vielen Fällen mit voller Sicherheit constatirt werden, dass es sich dabei um kalkige, meistens reichlich Nummuliten enthaltende Einlagerungen in den Sandsteinen und Schiefen, also um Glieder der nächstjüngeren Schichtgruppe handelt. Bei der ungeheueren Zerknitterung der Sedimente gelang es mir jedoch nicht immer, über die stratigraphische Position der hier zerstreuten Kalkvorkommnisse ins Klare zu kommen. Meiner Ansicht nach ist es durchaus nicht ausgeschlossen, ja sogar sehr wahrscheinlich, dass es darunter, namentlich dort, wo neben den weissen dichten Kalken, wie in der Gegend von Aláërma, stellenweise rothe mergelige Kalkschiefer auftreten, auch Aufbrüche der obersten Lagen der älteren Schichtenserie gibt. An eine selbst schematische Ausscheidung der gewissen fraglichen Partien konnte aber unter den obwaltenden Umständen während einer übersichtlichen Aufnahme nicht gedacht werden, und so wurde mit Ausnahme der vorhin angeführten Aufbrüche das ganze übrige Terrain kurzweg dem Flysch zugewiesen.

Nicht weit von dem grossen zusammenhängenden Flyschgebiete tauchen sodann nordwestlich von Mássari, in der Umgebung des Monastírs Kamíri (Kameri) aus den mächtigen levantinischen Schottern ältere Bildungen, Thari-Schichten, Serpentin, eocäne Sandsteine und Schiefer und endlich auch cretacisch-eocäne Kalke auf. Letztere bilden den Gipfel Khokhlakóna¹⁾, an dessen Fusse das Monastír

¹⁾ Auf der englischen Admiralitätskarte steht der Name dieses Berges nicht angegeben.

Kamri (Kameri) liegt. In enger Verknüpfung mit den lichtgrauen Kalken, welche sehr stark durcheinandergefaltet sind, und an die sich im Westen unmittelbar der Flysch anschliesst, finden sich auch zahlreiche Spuren der rothen mergeligen Kalkschiefer. Es kann in Folge dessen kaum ein Zweifel darüber bestehen, dass hier vor Allem der obere, eocäne Theil der Schichtgruppe zum Vorschein kommt.

Endlich treten cretacisch-eocäne Kalke auch in der westlichen Flyschregion, die sich zwischen dem Atáviros (Mt. Attayaro), dem Akramíti (Mt. Akramytis), dem Gebiete vom Cap Kopriá und den Kítala (Ketallah) -Bergen bis an die Küste ausbreitet, an mehreren Stellen mitten unter Sandsteinen und Schiefen zu Tage. Als die wichtigsten Aufbrüche sind jene von Émbona zu bezeichnen. Lichtgraue, muschlig brechende, dichte und dunkelgraue, harte, fast körnige Kalke, dunkle, zahllose Nummuliten einschliessende Breccienkalke, sowie plattige Mergelkalke bilden, indem sie mit einander wechselagern, auf der linken Seite des Émbonathales schroffe, durch ihren felsigen Charakter von den umgebenden Sandsteinen und Schiefen sich scharf abhebende Hügel, die von Émbona parallel mit der Atáviros-Masse gegen die Kítala (Ketallah) -Berge ziehen. Auf dem westlichsten, umfangreichsten Felsen steht unmittelbar bei Émbona die Kapelle des Ajos Geórgios. Vom Atáviros (Mt. Attayaro) trennen sie die nordwestlich, mithin quer auf die Kalke dieses Stockes und auch der in Rede stehenden kleineren Aufbrüche streichenden Flyschablagerungen des Émbona-Thales. Den Lagerungsverhältnissen nach und ihrer relativ bedeutenden Mächtigkeit wegen können diese Vorkommnisse nur als Emporragungen der theils cretacischen, theils eocänen Kalkgruppe gedeutet werden, und dass man es dabei, wie übrigens vorausszusehen wäre, mit dem oberen, eocänen Complexe zu thun hat, beweisen die Einschaltungen von plattigen Mergelkalken und von breccienartigem Nummulitenkalk. In der Umgebung der Kapelle Ajos Geórgios, auf der Strecke, welche von mir genauer begangen wurde, fallen die Kalke theils nach Nordwest, theils nach Südost ein; sie streichen demnach genau so, wie in dem nächstliegenden Theile des Atáviros (Attayaro) -Stockes gegen Nordost.

Zwischen dem Atáviros (Mt. Attayaro) und den Kítala (Ketallah) -Bergen, den Zusammenhang dieser beiden Kalkmassen unter den Flyschbildungen andeutend, machen sich ferner gleichfalls einzelne Kalkaufbrüche bemerkbar. Ohne dass das betreffende Terrain direct berührt und unmittelbar untersucht wurde, habe ich, um überhaupt diese Vorkommen zu veranschaulichen, zwei besonders auffallende, ziemlich hohe Kalkspitzen auf der Karte schematisch eingetragen. Hieher dürfte überdies eine nicht sehr ausgedehnte Kalkpartie nördlich von den Kítala (Ketallah) -Bergen zu zählen sein, welche ich von Nános aus in einiger Entfernung gesehen, aber nicht aufgesucht habe, und die, möglicherweise die Fortsetzung des Kítala (Ketallah) -Rückens bildend, aus den Sandsteinen und Conglomeraten der Thari-Schichten aufzutauchen scheint.

Ebenso unentschieden, wie bei dem letzterwähnten Vorkommnisse, muss auch die stratigraphische Stellung jener Kalkmasse gelassen werden, welche auf der Tour von Sfána nach Ajos Isídoros

mitten unter den zwischen dem Atáviros (Mt. Attayaro) und dem Akramíti (Akramytis) sich ausbreitenden eocänen Flyschablagerungen aus der Ferne beobachtet wurde. Mangels einer näheren Untersuchung bleibt noch die Frage offen, ob diese Kalkmasse einen Aufbruch des cretacisch-eocänen Kalksystems darstellt, wofür sie hier vorläufig gelten möge, oder als linsenförmige Einlagerung in den Sandsteinen und Schiefeln dem eocänen Flysch angehört.

17. Die Eilande und Klippen zwischen Rhodus und Khálki.

In der kurzen, Rhodus von der kleinen felsigen Insel Khálki trennenden Meeresstrasse ragt eine Anzahl von Eilanden und Klippen empor, die sämtlich aus cretacisch-eocänem Kalk bestehen und im Anschlusse an die Vorkommnisse dieser Schichtgruppe auf Rhodus erwähnt zu werden verdienen. Ihre geologische Zusammensetzung konnte, ohne dass es nothwendig gewesen wäre, sie zu betreten, von der Westküste von Rhodus und vom Schiff aus während der Fahrt von Rhodus nach Karpathos und Kasos festgestellt werden. Das grösste unter diesen Eilanden ist Alimniá; dasselbe dürfte in Bezug auf Ausdehnung dem Kalkgebiete am Cap Kopriá nur wenig nachstehen. An das hügelige Alimniá reihen sich dann die kleinen, niedrigen Inselchen Ayos Theódoros (Agios Theothoros), Mákri, Stróngilo, Tragúsa (Tragousa), Sphíra (Sphyrna), Máilo Nísi, Prasútha, Apáno Prasútha, Nipúri (Nipouri) und etliche Klippen an, deren Namen man aus der beiliegenden Karte entnehmen kann.

Was die Insel Khálki betrifft, deren Areal jenem des Kalkstockes des Akramiti (Mt. Akramytis) und Armenisti (Mt. Arministi) ungefähr gleichkommt, so bin ich, da sie von mir nicht durchforscht wurde, nicht in der Lage, genaue Angaben über ihren geologischen Aufbau zu machen. Nach den Beobachtungen zu urtheilen, welche von der See aus und während eines kurzen Aufenthaltes in dem Hafensorte Skála an ihrer Ostküste gesammelt werden konnten, scheint sie ganz aus cretacisch-eocänem Kalk zusammengesetzt zu sein. Es ist wohl allerdings leicht möglich, dass spätere Untersuchungen daselbst einmal nebenbei auch die Existenz anderer Schichtgruppen und Gesteine zu unserer Kenntniss bringen werden; immerhin darf aber heute schon wenigstens soviel als feststehend betrachtet werden, dass diese Kalke an ihrem Aufbaue den Hauptantheil nehmen.

II. Eocäne Flyschbildungen.

Mitten in der Eocänformation vollzieht sich auf Rhodus ein durchgreifender Facieswechsel. Während der ältere Theil des Eocän, wie wir gesehen haben, ausschliesslich durch kalkige Sedimente vertreten erscheint und allen Anzeichen nach unzertrennlich mit den cretacischen Kalken verknüpft ist, herrscht in der oberen Abtheilung die sandig-mergelige Entwicklung vor. In welches palaeontologisch-stratigraphische Niveau aber diese wichtige facielle Scheidungslinie hineinfällt, lässt sich nicht einmal annähernd bestimmen, und deshalb

muss auch ausdrücklich hervorgehoben werden, dass, wenn hier von einer älteren und einer jüngeren Eocänabtheilung gesprochen wird, damit keineswegs der sonst geltende fixe stratigraphische Begriff des unteren und des oberen Eocän, vom Oligocän selbstverständlich vollständig abgesehen, gemeint sei und verbunden werden darf.

Die Hauptgesteine, aus welchen die eocänen Flyschablagerungen zum weitaus grössten Theile bestehen, sind bunte, zumeist grünliche und graue, mitunter aber auch röthliche oder stahlblaue, bröcklige, seltener compacte Mergelschiefer und grünliche oder graue, vorwiegend sehr harte, feinkörnige, dünnplattige, an den Schichtflächen vielfach hieroglyphenführende, stellenweise jedoch auch mehr dickbankige, weichere Sandsteine, die sich alle in steter Wechsellagerung befinden und im Ganzen, wie es scheint, eine sehr mächtige Schichtenserie bilden. Ausser den Sandsteinen und Schiefen kommen dann, theils als Einlagerungen, theils als stellvertretende Absätze, auch noch andere Sedimentarten vor. Wenn wir die Entwicklung in dem gesammten Verbreitungsterrain ins Auge fassen, stossen wir überhaupt auf eine Mannigfaltigkeit in Bezug auf Gesteinsausbildung, wie sie kein anderes von den sonst noch auf Rhodus auftretenden Schichtensystemen aufweist. Dabei zeigt es sich jedoch, dass die Sandsteine und Mergelschiefer überall die wesentlichsten Sedimente sind und fast auf allen Gebietsstrecken die Hauptmasse dieser Ablagerungen ausmachen.

Als Einschaltungen in den Schiefen und Sandsteinen begegnet man besonders häufig Kalken, die in Anbetracht des Umstandes, dass sie in der Regel reichlich Nummuliten enthalten, für diese Schichtgruppe eine grosse Wichtigkeit erlangen. Ihre Verbreitung ist aber durchaus keine gleichmässige. Am häufigsten finden sich dieselben in dem grossen östlichen Flyschgebiete, für das sie insofern sehr bezeichnend sind, als es hier nur wenige Strecken geben dürfte, wo sie sich nicht in ziemlich auffallender Weise bemerkbar machen würden. Auch in den Sandsteinen und Mergelschiefen der südlichen Flyschregion wurden kalkige Zwischenlagen an vielen Stellen, und zwar oft in nicht geringmächtiger Entwicklung angetroffen. Dagegen beobachtet man sie in dem westlichen, die Umrahmung des Atáviro (Mt. Attayaro) bildenden Gebiete bedeutend seltener als sonst.

Hinsichtlich ihres petrographischen Habitus gleichen die Flyschkalke jenen der cretacisch-eocänen Kalkgruppe zumeist so vollkommen, dass deren Unterscheidung dort, wo die Lagerungsverhältnisse kein Mittel dazu abgeben, was ja bei der ausserordentlichen Schichtenzerknitterung wiederholt zutrifft, manuchmal gar nicht im Bereiche der Möglichkeit liegt. In der überwiegenden Mehrzahl der Fälle hat man es mit lichtgrauen, sich plattig absondernden, dichten Kalken zu thun, deren Mächtigkeit zwischen ziemlich weiten Grenzen schwankt, indem sie mitunter nur wenige Centimeter beträgt, andererseits aber auch bis zu mehreren Metern ansteigen kann. Eine zweite, gleichfalls nicht selten vorkommende Abart der Flyschkalke bilden dann dunkelgraue, Nummuliten führende Breccienkalke, welche ihren petrographischen Charakteren nach mit den Breccienkalken

der zuvor abgehandelten älteren Schichtenserie völlig übereinstimmen. In der Gegend von Sklipió (Asklepio) treten endlich in innigstem Connexe mit Sandsteinen und Schiefeln auch pechschwarze, breccienartige Nummulitenkalke auf.

Als eine in gewisser Beziehung sehr auffallende Eigenthümlichkeit des letzterwähnten Flyschgebietes von Sklipió (Asklepio), das sich, wie später dargethan werden soll, auch durch interessante Mineralbildungen auszeichnet, muss schon jetzt besonders hervorgehoben werden das Erscheinen eines feldspathführenden Kalkes, über dessen Zugehörigkeit zur eocänen Flyschserie nach mehrmaligem Besuche der betreffenden Gegend und nach eingehender Prüfung der Lagerungsverhältnisse kaum ein Zweifel obwalten kann. Um der Detailschilderung nicht vorzugreifen, gelegentlich welcher wir auf dieses Vorkommniss noch zurückkommen werden, will ich jetzt bloß bemerken, dass feldspathführende Kalke meines Wissens bisher aus der Tertiärperiode nicht bekannt geworden sind, dass also hier die erste Constatirung eines solchen Vorkommens im Eocän vorliegt.

Wegen der überall herrschenden, ungemein starken Durcheinanderfaltung und Zerknitterung der Sedimente gelingt es beinahe niemals, eine Bank auf weitere Erstreckung hin zu verfolgen und war es auch nicht möglich, sicher zu ermitteln, ob die den Sandsteinen und Schiefeln eingelagerten Kalke länger anhaltende Züge oder nur Linsen und Nester bilden. Hingegen ergibt sich aus einer Reihe von Beobachtungen wenigstens soviel als zweifellos, dass in gewissen Regionen wiederholte Einschaltungen von Kalken stattfinden.

Das sehr ungleiche Verhalten der unterschiedlichen Gesteinsarten der Denudation gegenüber bringt bei dieser Art von Lagerung mit sich, dass uns auf manchen Strecken, wo die weicheren Sedimente, zumal die Schiefer, bereits grösstentheils abgetragen sind, bloß Haufwerke der härteren Gesteine entgegentreten. Es gilt dies namentlich von jenen Stellen, an denen die der Denudation einen sehr starken Widerstand leistenden kalkigen Zwischenlagen eine grössere Verbreitung und Mächtigkeit erreichen. Nicht gar selten kommt es vor, dass man ganzen, mitunter ziemlich ausgedehnten Hügeln begegnet, die an der Oberfläche nur geringe Spuren von Sandsteinen aufweisen und daselbst im Uebrigen aus wirt aufeinandergehäuften Kalkplatten und Kalkblöcken bestehen.

Solche Punkte bieten aber auch die grössten Schwierigkeiten für die Entscheidung der Frage, ob man in dem betreffenden Falle bloß ein Blockwerk von Flyschkalk oder einen Aufbruch der älteren, theils cretacischen, theils eocänen Kalkgruppe vor sich hat. Selbst die genaueste Untersuchung und schrittweise Begehung lassen Einen dann mitunter im Stiche, und dass Irrungen hiebei leicht unterlaufen können, ist wohl begreiflich. Um die Kalke der Flyschserie von solchen des cretacisch-eocänen Kalksystems zu unterscheiden, bleibt, sobald man sich aus der Lagerung diesbezüglich keine Klarheit verschaffen kann, oft nichts anderes übrig, als sich von den schwachen, zuweilen aber doch ausreichenden Anhaltspunkten leiten zu lassen, dass die erstgenannten Kalke sehr häufig in ganz dünnen Platten

abgesondert sind und im Ganzen nirgends einen mächtigen Complex darstellen.

Von diesen schwierigen Verhältnissen ist übrigens auch schon früher die Rede gewesen, und ich kann hier nur wiederholen, dass bei meiner raschen, mehr einer allgemeinen Orientirung dienenden Aufnahme an ganz genaue Ausscheidungen nicht zu denken war und vielfach schematisirend gearbeitet werden musste. Es ist daher durchaus nicht unwahrscheinlich, dass sich in manchen Gebieten, die hier kurzweg als eocäner Flysch bezeichnet wurden, da und dort auch kleine Aufbrüche der älteren Kalkserie später noch nachweisen lassen werden.

Neben den bis jetzt genannten Gesteinen spielt in einem bestimmten, beschränkten, aber keineswegs sehr kleinen Territorium der eocänen Flyschbildungen auch ein sehr fester, compacter, bläulich grauer oder grünlicher Schiefer eine wichtige Rolle, der seiner Zusammensetzung nach, wie aus der durch Freiherrn v. Foullon durchgeführten Untersuchung der mitgebrachten Handstücke hervorgeht, einem Kalkphyllit entspricht. Bezüglich näherer Angaben über dessen chemische und mikroskopische Beschaffenheit verweise ich auf die zu Anfang citirte Abhandlung Foullon's „Ueber Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus“, Sitzungsber. d. kais. Akademie d. Wissensch. in Wien, Bd. 100, 1891, S. 162. Dass dieser Phyllit trotz seines altgeologischen Aussehens ein Glied der eocänen Flyschserie bildet, beweist die an ausgezeichneten Aufschlüssen beobachtete Thatsache, dass er in einzelnen Lagen mit bröckligen Mergelschiefern, Sandsteinbänken und Nummulitenkalk wechsellagert. In den Kálathos-Bergen gewinnt derselbe sehr beträchtlich an Ausbreitung und drängt er gewissermassen die anderen Sedimente stark zurück.

Zieht man alle Umstände, die mit seinem Auftreten zusammenhängen, in Betracht, so erscheint es gewiss, dass dessen locales Anwachsen hier wohl nichts anderes als einen heteropischen Sedimentwechsel bedeutet. Daran festhaltend, wird man aber dann vielleicht einmal auch den Versuch machen können, nachzuforschen, ob es sich dabei nicht etwa, wie schon in meinem vorläufigen Berichte, doch in viel zu decidirter Weise, gesagt wurde, wenigstens zum Theil um regionale Metamorphose der Mergelschiefer handelt.

Endlich bleibt noch zu erwähnen übrig, dass an einer nicht geringen Anzahl von weit auseinander liegenden Punkten in Form local sehr beschränkter Lager Gyps angetroffen wurde. Derselbe bildet in den Sandsteinen und Mergelschiefern, an die er zunächst gebunden erscheint, bald kleinere, bald grössere Nester oder Linsen und trägt, wo er genügend blosgelegt ist, in gleich deutlicher Weise die Spuren der verworrenen Faltung zur Schau, wie die Nebengesteine.

Die eocänen Flyschablagerungen schliessen sich stratigraphisch an die cretacisch-eocänen Kalke unmittelbar an. Dagegen, dass zwischen beiden Systemen eine Lücke vorhanden sei, die durch eine Unterbrechung des Sedimentabsatzes bedingt wäre, spricht zum Mindesten die an zwei Stellen beobachtete concordante Aufeinanderfolge, welche diesbezüglich insofern ausschlaggebend ist, als hiebei

der Facieswechsel nicht plötzlich eintritt, sondern durch die Entwicklung der schon oft erwähnten bunten, mergeligen Kalkschiefer als eines Uebergangsgliedes an der Grenze bis zu einem gewissen Grade vorbereitet wird.

Das stratigraphische Verhältniss des eocänen Flysches zu der älteren Kalkgruppe und im grossen Ganzen auch die Stellung der erstgenannten Schichtenserie innerhalb der gesammten Sedimentreihe der Insel sind, wenn man von der Altersdeutung absieht, ziemlich richtig schon von Hamilton aufgefasst worden. Von der Ansicht ausgehend, dass die beiden in Rede stehenden Ablagerungen, mit Ausnahme gewisser Theile des Kalkgebietes, der Scaglia, also der Kreideformation angehören, hält dieser Forscher zwar auch den Flysch für cretacisch, hat derselbe aber richtig erkannt, dass der sandig-mergelige Complex gegenüber dem kalkigen ein jüngeres Glied darstellt. Allerdings beging dabei Hamilton den Fehler, dass er von seiner, wie er sagt, durch Sandsteine und Conglomerate gebildeten oberen Abtheilung der Scaglia, zu welcher unser eocäne Flysch zu rechnen ist, die weiter unten gesondert behandelten oligocänen Sandsteine und die Thari-Schichten, eine noch jüngere, bereits auch bedeutend weniger gestörte, übergreifende Gruppe, nicht abgeschieden hat, sondern alle drei Schichtenserien trotz der zwischen ihnen schon in der Lagerung sich deutlich offenbarenden Unterschiede mit einander vermengt und als einen einheitlichen Complex betrachtet.

Die mit seinen Anschauungen über die Altersverhältnisse scheinbar im Widerspruche stehenden Angaben, dass an einzelnen Stellen Scagliakalke auf den Sandsteinen ruhen, lassen sich auf zweierlei Art erklären. Es ist einerseits denkbar, dass es sich hier um die den Sandsteinen und Mergelschiefeln eingeschalteten Flyschkalke handelt; andererseits kann aber auch der Fall vorhanden sein, dass hiebei wirklich die cretacisch-eocänen Kalke im Spiele sind und die Flyschbildungen wohl äusserlich unter dieselben einzufallen scheinen, tatsächlich jedoch keine Unterlagerung, sondern nur ein durch Störungslinien oder durch sehr starke Faltung verursachtes widersinniges Aneinanderstossen stattfindet. Letzteres habe ich als eine Folge der vielen Brüche und der aussergewöhnlichen Schichtenzerknitterung auf Rhodus zu beobachten oft die Gelegenheit gehabt.

Weitaus dürftiger und weniger präcis sind die Mittheilungen, welche Pratt über das Alter und die Lagerungsverhältnisse, sowie den gegenseitigen stratigraphischen Connex der älteren Ablagerungen von Rhodus veröffentlicht hat. Es wird in denselben unter Anderem ausdrücklich betont, dass er nicht in die Lage gekommen ist, was unsere cretacisch-eocänen Kalke und die daran sich anreihenden sandig-schiefrigen Gebilde anbelangt, die Altersfolge genau festzustellen. Direct befremdend wirkt aber Pratt's Angabe über das Vorkommen der mica schists im Bereiche des grossen centralen und östlichen Flyschgebietes bei Aláerma und Sklipió (Asklepio). Dass hier seinerseits eine Verwechslung mit Sedimenten des eocänen Flysches stattgefunden hat, kann heute mit Bestimmtheit behauptet werden.

In Bezug auf Lagerung herrschen an den Berührungslinien zwischen den cretacisch-eocänen Kalken und den eocänen Flyschbildungen Verhältnisse, welche von einem ausserordentlich hohen Ausmasse von Störungen — sowohl Faltung, als Brüchen —, denen beide Schichtensysteme erwiesenermassen bis in die mittlere Pliocänzeit, wahrscheinlich aber auch noch später, ausgesetzt waren, zeugen und es voll zum Ausdrucke bringen. Nur auf gewaltige Störungen kann die allenthalben hervortretende Discordanz zurückgeführt werden, denn dass ursprünglich der Absatz der zum Theil cretacischen, zum Theil eocänen Kalke und des eocänen Flysches in normaler Weise, ununterbrochen und conform nach einander erfolgt sei, lässt sich daraus entnehmen, dass an zwei Punkten, bei Ajos Isidoros auf der Südseite und bei Mavranéra am Nordrande der Kalkmasse des Atáviro (Mt. Attayaro), concordanter Ueberlagerung begegnet wurde, deren Eigenheiten zu einer solchen Schlussfolgerung vollauf berechtigen. Obzwar die letztgenannten Verhältnisse schon in dem Capitel über die cretacischen und eocänen Kalke genügend geschildert wurden, erachte ich es doch für zweckmässig, hier nochmals auf sie einzugehen und zu wiederholen, dass bei dieser concordanten Folge sich auch der petrographische Wechsel nicht ganz unvermittelt vollzieht, indem die schon vorher mit den grauen eocänen Kalken wiederholt alternirenden rothen, mergeligen Kalkschiefer allmähig, an Festigkeit und Kalkgehalt abnehmend, in die bunten, minder compacten Mergelschiefer des Flysches übergehen, worauf sich dann schliesslich nach und nach Sandsteinbänke als Zwischenlagen einstellen. Nachtragend muss ich hier übrigens auch noch bemerken, dass in den Kalken des Atáviro (Mt. Attayaro), welche, wenn nicht etwa ganz, so doch zum grössten Theile den oberen Complex der ältesten Schichtenserie repräsentiren, bis tief hinunter, wie Hamilton berichtet, Einlagerungen der rothen, mergeligen Kalkschiefer, neben solchen von Hornsteinen, vorkommen.

Ausgenommen die zwei Stellen bei Ajos Isidoros und Mavranéra, wurde sonst überall discordante oder widersinnige Lagerung beobachtet. Sie findet ihre Begründung einerseits in Brüchen und Absenkungen, andererseits, und zwar noch viel mehr, in der ungeheuren Schichtenzerknitterung. Die eocänen Flyschbildungen erscheinen nahezu in ihrem gesammten Verbreitungsgebiete vollständig durcheinandergefaltet, verbrochen und chaotisch zerknittert, so dass von einer Streichungsrichtung, wenn man von ein paar sehr beschränkten und untergeordneten Strecken absieht, überhaupt keine Rede sein kann. In dieser Hinsicht zeigt sich also volle Uebereinstimmung mit gewissen Theilen des cretacisch-eocänen Kalkterrains. Die Hauptfaltung fällt in die Zeit vor der Ablagerung der Thari-Schichten, deren Alter zwar nicht genau bekannt ist, die aber zweifellos jünger als das Mitteloligocän sind und höchstwahrscheinlich bereits dem Jungtertiär angehören. Aber auch in späteren Perioden, wie schon erwähnt wurde, selbst im älteren Pliocän, haben faltende Kräfte nachweisbar noch gewirkt. Manche Dislocationen, zumal Absenkungen, dürften sogar noch in der jüngsten geologischen Zeit erfolgt sein.

Dass eine so überaus starke Faltung häufig von Brüchen und Einstürzen begleitet sein musste, ist wohl von vornherein einleuchtend. Die Beobachtungen lehren auch in der That, dass das ältere Gebirge von zahlreichen Verwerfungen durchzogen wird, die, verschiedenen Verlauf nehmend, theils dem Schichtenstreichen entsprechen, theils quer auf dasselbe gerichtet sind. In vielen Fällen weisen alle Umstände entschieden darauf hin, dass gewisse Grenzen zwischen dem cretacisch-eocänen Kalk und dem eocänen Flysch durch Bruchlinien gebildet werden, längs welcher beträchtliche Theile des erstgenannten Schichtensystems sammt dem darüber lagernden Flysch mitunter um einen nicht geringen Betrag abgesessen sind. Viele Strecken des eocänen Flyschterrains stellen demnach gegenüber den cretacisch-eocänen Kalkstöcken, von denen manche, namentlich die bedeutenderen, geradezu als stehengebliebene Pfeiler bezeichnet werden können, Einbruchsregionen dar. Diese Vorgänge scheinen sich zum grossen Theile noch vor der Neogenzeit abgespielt zu haben; es geht dies wenigstens sehr deutlich aus der Verbreitung der unterschiedlichen jungtertiären Ablagerungen hervor, welche, in den Tiefregionen zu sehr bedeutender Mächtigkeit ansteigend, sich vielfach auch über die als Senkungsfelder aufzufassenden Flyschgebiete transgredirend ausdehnen und über weite Landstriche hin überhaupt vollständig den Aufbau des Untergrundes verhüllen. Bei allem dem darf jedoch nicht ausser Acht gelassen werden, dass es auch viele Stellen gibt, wo der eocäne Flysch und die cretacisch-eocänen Kalke ohne Störungslinien an einander stossen, und wo die Discordanz lediglich durch die ungemein starke Durcheinanderfaltung bedingt erscheint.

Die Ursache dessen, dass die eocänen Flyschbildungen so ausserordentlich zerknittert sind und hier die Zerknitterung, im Ganzen genommen, einen noch bedeutend höheren Grad erreicht als in der älteren Kalkgruppe, mag vor Allem in der weicheren Beschaffenheit der Flyschsedimente liegen. Ausserdem gewinnt man aber auch den Eindruck, als hätten die grossen, in einzelne Stöcke aufgelösten Kalkmassen bei der Faltung, die ja sehr lang, über die Zeit der Haupteinbrüche im älteren Gebirge hinaus, bis in eine späte geologische Periode angedauert hat, eine stauende Wirkung ausgeübt und auf diese Weise wesentlich zur stärkeren Zerknitterung der Sandsteine und Schiefer beigetragen.

An Fossilien haben die eocänen Flyschablagerungen blos Nummuliten geliefert. Diese kommen hauptsächlich in den kalkigen Zwischenlagen vor, von denen manche dieselben sogar in sehr grosser Menge enthalten. Viel seltener findet man Nummuliten dagegen in den sandigen Gebilden, und die Mergelschiefer haben sich bisher überhaupt als ganz fossilieer erwiesen. Das Alter dieser Schichtenserie konnte ziemlich genau auf stratigraphischem Wege festgestellt werden. Dass hier eine Vertretung der höheren Glieder der Eocänformation vorliegt, erhellt aus folgenden Thatsachen. Man weiss einerseits, wie vorhin dargelegt wurde, dass der als unmittelbare Unterlage dienende obere Complex der älteren, vornehmlich cretacischen Kalkserie noch dem Eocän zufällt, andererseits gelang es wieder, auf palaeontologischer Basis sicher zu constatiren, dass die

nächstjüngere Schichtgruppe, mit der wir uns erst später beschäftigen werden, weil sie aus manchen Gründen eine getrennte Betrachtung erfordert, bereits das Unteroligocän umfasst. Auf diese Art erscheint also die Grenze nach oben vorderhand ausreichend genau, nach unten zum Mindesten annähernd bestimmt.

Was den landschaftlichen Charakter anbelangt, so stellt sich das eocäne Flyschterrain grösstentheils als ein Hügelland dar, in dem uns als Ausdruck der ungeheuren Schichtenstörungen neben gerundeten, vielfach auch stark zerrissene Formen entgegentreten. Es gibt aber auch einzelne Gebiete, wo die Erhebungen bereits solche Höhen erreichen, und wo die ganze orographische Gestaltung derartig ist, dass sie als Berglandschaften bezeichnet werden müssen. So steigen beispielsweise die Kálatosberge, in denen, wie früher erwähnt worden ist, die festen, phyllitähnlichen Schiefer mächtig entwickelt erscheinen und über die anderen Sedimente geradezu die Oberhand gewinnen, bis zu 1210 engl. Fuss an. Von der westlichen Region hat sogar der grössere Theil den Charakter eines Berglandes. Unter den bedeutenderen Erhebungen, die hier durchaus nicht selten sind, verdient vor Allem der kleine Eliasberg genannt zu werden, dessen Höhe die englische Admiralitätskarte mit 1763 engl. Fuss angibt.

Die Vegetationsentwicklung ist daselbst im Vergleich zu dem cretacischen und eocänen Kalkterrain eine viel kräftigere. Kahle, steinige Gegenden kommen zwar auch hier nicht selten vor, im Allgemeinen zeigt es sich jedoch, dass die meisten Strecken reicher Pflanzenwuchs auszeichnet. Gebüsch und Wald, die mit einander häufig wechseln, bedecken mitunter ziemlich ausgedehnte Striche der Flyschlandschaft. Klein ist dagegen im Verhältnisse der Flächenraum jenes Bodens, der sich für den Ackerbau eignet, und der hiezu auch theilweise ausgenützt wird.

1. Das östliche Gebiet.

Die grösste zusammenhängende Ausbreitung besitzen die eocänen Flyschbildungen in dem östlichen, an die Centralregion sich anschliessenden Theile der Insel. Vom Kharádja (Haratchey) und Rhóino Vunó (Mt. Rhoeyno) reicht dieses weite Gebiet in südlicher Richtung über Aláërma, Ingos (Ingose) Monastir und Sklipió (Asklepio) bis an das Meer, wo ihm die Küstenstrecke zwischen dem Khórti Vunó (Mt. Horti) und der Mündung des Sklipió Pótamos¹⁾ zufällt. Gegen Osten dehnt es sich bis über die Kálatosberge hin aus und kommt dabei der Kalkmasse des Lúndosberges ausserordentlich nahe, von welcher es ebenso wie von der Küste der Viglíka (Veeglikah) -Bucht und von der Nordseite des Khórti Vunó (Mt. Horti) durch einen schmalen, continuirlich verlaufenden Streifen der mächtigen jungpliocänen Ablagerungen getrennt wird. Die Orte Kalathos, Pilóna und Lártos (Lardos) bezeichnen ungefähr seine östliche Grenze. Die nördliche Umrandung gegenüber den jüngeren transgredirenden Absätzen erscheint sehr unregelmässig.

¹⁾ Wie für alle anderen findet sich auch für diesen Torrente auf der englischen Admiralitätskarte kein Name angegeben.

Am weitesten nördlich schiebt sich hier der eocäne Flysch in der Umgebung des Rhóino Vunó (Mt. Rhoeyno) vor, welcher Gebiets-theil in Verbindung mit der Gegend von Aláërma bereits der Mittelregion zugezählt werden muss. In dem östlichen Abschnitte des Nordtheiles greift er, auf ziemlich langer Linie vorspringend, nochmals über den Gaydurá Pótamos hinaus und findet, unter Schottermassen verschwindend, erst am Südfusse des Khuglák (Mt. Huglak) sein Ende. Westlich von Aláërma dringen levantinische Schotter und Thari-Schichten als Decke tief in das Gebiet ein, und die Folge davon ist es, dass zwischen dem Monastir Thári (Tharey) und Prophlia die Flyschablagerungen mit Rücksicht auf ihre oberflächliche Verbreitung eine buchtenartige Erweiterung darstellen. Die südwestliche Grenze endlich zieht sich zunächst in einer gewissen Distanz nördlich, mehr oder minder parallel dem Oberlaufe des Sklipió Pótamos; später fällt sie aber, von der Breite des Ortes Sklipió (Asklepio) etwa angefangen, mit dem Unterlaufe dieses Wildbaches zusammen.

In den Contact mit den cretacisch-eocänen Kalken tritt daselbst der eocäne Flysch bloß an der Westseite des Khórti Vunó (Mt. Horti), am Rhóino (Rhoeyno) und Kharádja Vunó (Mt. Haratchey) und dann an jenen Stellen, wo sich mitten in demselben Aufbrüche der älteren Kalke finden, so beim Ingos (Ingose) Monastir und in dem Durchbruchsthale des Gaydurá Pótamos¹⁾. Seine Umrahmung besteht im Uebrigen durchwegs aus jüngeren, übergreifenden Ablagerungen, theils Thari-Schichten, theils fluviatilen levantinischen Schottern, sowie aus marinem Jungpliocän, unter deren mächtiger Decke er sich nach allen Richtungen verliert, um erst in weiterer Entfernung anderwärts wieder aufzutauchen.

Ein allgemeiner Ueberblick über den Bau dieses Gebietes, das in Folge der stetig fortschreitenden Waldverwüstung heute schon viele öde, vegetationsarme Strecken enthält, wurde auf mehreren Durchquerungen erzielt. Einzelne Theile, die entweder durch besondere, abweichende Faciesentwicklung ein grösseres Interesse erweckten oder für die Lösung bestimmter Fragen die günstigsten Bedingungen dargeboten haben, sind dann ausserdem noch einer eingehenderen Untersuchung unterzogen worden.

Zwischen dem Khórti Vunó (Mt. Horti) und Aláërma, längs der über den Spiliaberg (Mt. Speelyah) und das Ingos (Ingose) Monastir führenden Route, ferner am Wege von Lártos (Lardos) nach Aláërma über das Gehóft Pilonit (Peloneet), südlich vom Khuglák (Huglak) am Gaydurá Pótamos²⁾, westlich von den Kálathosbergen, in der Randzone zwischen Pilóna und Lártos (Lardos), in der Umgebung des Rhóino (Rhoeyno) und Kharádja (Haratchey) Vunó, westlich und südwestlich vom Thári (Tharey) Monastir, sowie bei Astrágana und in der nördlich von Sklipió (Asklepio) liegenden Landschaft Kunará (Koonarah) herrschen fast durchgehends die gleiche Ausbildung und die gleichen Lagerungsverhältnisse. Bunte Mergelschiefer und unter-

¹⁾ Siehe Fussnote auf Seite 554 [38].

²⁾ Siehe Fussnote auf Seite 554 [38].

schiedliche Sandsteinbänke, die wiederholt mit einander wechselagern, und denen bald in stärkerer, bald in schwächerer Entwicklung dünnplattige bis dickgebankte, lichtgraue, dichte oder dunkle breccienartige Nummulitenkalke eingeschaltet sind, setzen dieses ganze Terrain in mehr oder weniger gleichmässiger Weise zusammen, und überall sieht man, dass die Schichten wirt durcheinandergefaltet, sehr häufig sogar vollständig zerknittert und vielfach auch verbrochen sind. Gewisse untergeordnete Abweichungen, die theils durch locales Anwachsen oder Vorwalten der einen oder der anderen Gesteinsart, theils durch das Hinzutreten neuer, nur ganz beschränkte Verbreitung aufweisender Absätze veranlasst werden, machen sich aber zwischen einzelnen Gebietsstrecken ungeachtet des im Grossen und Ganzen einheitlichen Baues selbstverständlich hier auch bemerkbar.

So nimmt man unter Anderem wahr, dass in manchen Gegenden die kalkigen Zwischenlagen eine grössere Rolle spielen als gewöhnlich, was einerseits durch Zunahme der Mächtigkeit, andererseits durch locale Häufung der offenbar linsenförmigen Einschaltungen zu erklären sein dürfte. Vor Allem fällt dieses auf in der Hügelsonne um Aláërma, ferner in den gegen Westen an die Kálatosberge sich anschliessenden Hügeln, zwischen dem Ingos (Ingose) Monastir und dem Khórti Vunó (Mt. Horti), sowie endlich in dem westlich vom Thári (Tharey) Monastir sich erstreckenden Gebietsabschnitte.

Ueber die Gegend von Aláërma ist schon früher mitgetheilt worden, dass bei der chaotischen Zerknitterung der Sedimente und dem raschen Wechsel von kalkigen und sandig-mergeligen Hügeln, die mitunter blockartige Anhäufungen dieser Gesteine darstellen, in vielen Fällen nicht entschieden werden konnte, ob hier neben den Flyschkalken, deren Existenz ausser allem Zweifel steht, nicht etwa auch die ältere Kalkserie stellenweise zum Vorschein kommt. Ohne dass es auf der Karte zum Ausdrucke hätte gebracht werden können, muss wohl gesagt werden, dass letzteres insofern sehr wahrscheinlich ist, als da und dort in Verbindung mit den anderen Sedimenten die der älteren Kalkgruppe angehörenden, rothen, mergeligen Kalkschiefer beobachtet wurden. Dasselbe gilt übrigens auch von der weiteren Strecke zwischen Aláërma und dem Khórti Vunó (Mt. Horti), wo unter den vielen, wegen der Schichtenzerknitterung nicht sicher deutbaren Kalkvorkommnissen bloss der durch seine grösseren Dimensionen auffallende Kalkgipfel unweit des Monastirs Ingos (Ingose) als eine Aufragung der cretacisch-eocänen Kalke ausgeschieden wurde, und noch von manchen anderen Punkten unseres Gebietes. Nebenbei verdient hier auch erwähnt zu werden, dass östlich von Aláërma, gegen die Höhen Agrimnós (Agrimnose) zu, die mit Mergelschiefern und mit dünnplattigen bis schiefrigen, wie sonst an zahlreichen anderen Stellen, Nummuliten führenden Kalklagen innig vergesellschafteten Sandsteine etwas zurückzutreten und dafür die bröcklichen Mergelschiefer zu überwiegen scheinen.

Für die Beurtheilung der Mannigfaltigkeit in Bezug auf Gesteinsentwicklung und der Art und Weise, wie die verschiedenen Sedimente mit einander verknüpft sind, hat sich als am lehrreichsten die Hügelsonne erwiesen, welche an die Kálatosberge im Nordwesten

anstosst. Trotz der ungeheueren Schichtenzerknitterung wurden hier Aufschlüsse angetroffen, in denen man ausserordentlich klar sehen konnte, wie bunte, bröcklige Mergelschiefer, lichtgrauer Nummulitenkalk, der sich bis zu 3 Meter mächtig zeigt, graue, harte Sandsteinbänke und fester phyllitartiger Schiefer in concordanter Folge alternirend mit einander in Verbindung stehen. Nicht in so ausgezeichneter Weise, aber immerhin deutlich genug boten sich dann diese Verhältnisse der Beobachtung dar auch noch an einzelnen Punkten in der Randzone zwischen Pilóna und Lártos (Lardos).

Einer von der typischen etwas stärker abweichenden Ausbildung habe ich am Wege von dem Gehöft Pilonit (Peloneet) nach Lártos (Lardos), namentlich längs des weiter unten zwischen dem Khórti Vunó (Mt. Horti) und dem Línosberge durchfliessenden und in die Lártos (Lardos) -Bay einmündenden Baches begegnet. Zunächst zeigte es sich, dass in diesem Terraintheile der Flysch nur äusserst wenig kalkige Einschaltungen enthält. Dann wurde aber noch bemerkt, dass ausser den bröckligen Mergelschiefern und harten, meist dünnbankigen Sandsteinen, die, wie gewöhnlich, ganz durcheinandergefaltet und zerknittert sind, vielfach auch graue, ziemlich mürbe, in dicken Bänken abgesonderte Sandsteine auftreten, welche ihrem petrographischen Habitus nach sehr stark an die oligocänen Sandsteine von Mesanagrós (Mesanagrose) erinnern. Leider bin ich nicht in die Lage gekommen, zu erforschen, in welchem Verhältnisse sich die letztgenannten dickbankigen Sandsteine zu den typisch eocänen Sandsteinen und Schiefeln befinden. Es besteht nämlich einerseits die Möglichkeit, dass dieselben noch dem eocänen Flysch angehören, was dann entweder das Erscheinen eines besonderen Niveaus oder einen localen Facieswechsel bedeuten würde; andererseits kann es sich hiebei aber auch wirklich um ein beschränktes Vorkommen von oligocänen Bildungen mitten im eocänen Flyschgebiete handeln. Die Entscheidung darüber muss wohl späteren Untersuchungen überlassen werden, und deshalb sehe ich auch vorläufig ganz ab von einer speciellen Eintragung auf der Karte.

Der auf Rhodus für die eocänen Flyschablagerungen, wie schon angegeben wurde, bis zu einem gewissen Grade bezeichnende Gyps bildet in der östlichen Region an mehreren Stellen theils grössere, theils kleinere Nester. Das bedeutendste Lager, auf das ich während meiner Bereisung gestossen bin, findet sich in der Nähe des bei dem Berge Spília (Speelyah) gelegenen Monastirs Ipsen¹⁾. Hier zeigt sich der Gyps überhaupt am schönsten aufgeschlossen, und man erkennt sehr deutlich, dass er ebenso gebogen und geknickt ist, wie die Sandsteine und Schiefer, welche ihn von allen Seiten umgeben. Weitere Vorkommnisse, deren Mächtigkeit sich nicht genau ermitteln liess, die jedoch augenscheinlich keine grosse praktische Bedeutung erlangen dürften, wurden dann, von einzelnen geringen Spuren abgesehen, noch constatirt bei Aláérma, zwischen Aláérma und dem Ingos (Ingose) Monastir, näher dem letztgenannten Punkte, und in der

¹⁾ Dieses Monastir erscheint auf der englischen Admiralitätskarte nicht eingetragen; dessen Erbauung dürfte möglicherweise jüngeren Datums sein.

Küstenlandschaft zwischen dem Sklipióflusse und dem Khórti (Horti) Vunó, auf die wir übrigens bald noch zu sprechen kommen werden.

Als ein besonders gutes Beispiel regionaler Gesteinsänderung, mithin in gewissem Sinne eines Facieswechsels, können ferner in dem östlichen Gebiete meinem Dafürhalten nach die Kálathosberge gelten, jene Erhebungen, die, wie gesagt, auch in landschaftlicher Beziehung insofern auffallen, als sie die umgebenden Flyschhügel bedeutend an Höhe überragen. Die Untersuchung dieses Höhenrückens hat ergeben, dass an seinem Aufbaue neben bröckligen Mergelschiefen und harten, oft kalkigen Sandsteinen einen sehr grossen Antheil feste, grünliche oder bläuliche, ihrer Zusammensetzung nach einem Kalkphyllit am meisten entsprechende Schiefer nehmen. Von Osten zum Kamme aufsteigend, sieht man zunächst oberhalb Kálathos die Wechsellagerung zwischen typischen bröckligen Flyschschiefern und harten kalkigen Sandsteinen, die wie sonst sehr klar die Spuren ungemein starker Faltung und Zerknitterung zur Schau tragen. Höher hinauf nehmen dann die bröckligen Mergelschiefer immer mehr an Mächtigkeit zu, und schliesslich gelangt man nach und nach in die festen phyllitischen Schiefer, welche stratigraphisch mit den weichen Mergelschiefen eng zusammenzuhängen scheinen und stellenweise gleichfalls mit Sandsteinen und einzelnen Kalklagen alterniren. Aus den Phylliten besteht unter Anderem der Kamm der Kálathosberge.

Wie die Verhältnisse hier vorliegen, darf angenommen werden, dass es sich bei dem Auftreten der phyllitartigen Schiefer nicht so sehr um das Auftauchen eines besonderen Horizontes handelt, welche Möglichkeit aber auch nicht als gänzlich ausgeschlossen ohne weiteres bestritten werden soll, als vielmehr um eine rein facielle Erscheinung. Darauf weist wenigstens der schon früher angeführte Umstand hin, dass auch an anderen Stellen, in der Umgebung der Kálathosberge, dünne Schichten desselben Phyllites angetroffen wurden, und zwar in Wechsellagerung mit der normalen, allgemein verbreiteten Gesteinsvergesellschaftung, mit Nummulitenkalk, Mergelschiefen und gewöhnlichen dünnbankigen Hieroglyphensandsteinen. Es hat demnach ganz den Anschein, als fände in den Kálathosbergen bloss ein mächtigeres, eine locale Ersetzung anderer Sedimente, namentlich der Mergelschiefer, darstellendes Anwachsen der Phyllite statt.

Das grösste Interesse bietet aber in besagter Hinsicht der an das Meer heranreichende Gebietstheil, vor Allem die Gegend um Sklipió (Asklepio) und die südlich davon gelegene Strecke. Auch hier setzt sich wohl der eocäne Flysch der Hauptsache nach aus weichen, bröckligen Mergelschiefen, grünlich grauen, theils sehr festen, dünnbankigen, hieroglyphenführenden, theils mürberen, in dickeren Bänken auftretenden Sandsteinen und aus einzelnen, mitunter ganz schmalen Lagen lichtgrauer, plattiger oder schiefriger Kalke zusammen; ein einigermaßen abweichendes Gepräge wird ihm jedoch dadurch verliehen, dass als Einlagerungen ausserdem noch Gesteine vorkommen, denen sonst auf Rhodus entweder überhaupt nirgends oder nur äusserst selten im Flysch begegnet wurde. Gegenüber allen anderen eocänen Flyschstrecken zeichnet sich diese durch die mannigfaltigste Sedimententwicklung aus.

Unter den eigenthümlichen Einschaltungen sind zuerst zu nennen schwarze, meist breccienartige Nummulitenkalke, welche man auf Grund ihres Aussehens allein, falls sie nicht Nummuliten enthielten, deren man eben grosse Mengen an der Oberfläche ausgewittert findet, kaum für eocän ansprechen würde. Auf solch' einer Linse von tiefschwarzem Nummulitenkalk steht beispielsweise die Burg von Sklipió (Asklepio), während der Ort selbst auf zerknitterten, mit Kalklagen wechselnden, bunten Mergelschiefen und Sandsteinen liegt.

Eine besonders charakteristische und wohl am meisten auffallende Erscheinung bilden sodann in dieser Gegend die Einlagerungen von feldspathführendem Kalk. Aufgefunden und auf einige Entfernung hin verfolgt wurden dieselben von mir in den parallel dem Sklipióbache sich ziehenden Hügeln zwischen Sklipió (Asklepio) und der Küste. Südwärts von Sklipió (Asklepio) gegen die See vorschreitend, stiess ich zuerst auf ein verhältnissmässig mächtiges Lager eines lichtgrauen, dichten, plattig abgesonderten Kalkes, in dem zahlreiche, schön ausgebildete Feldspathkryställchen eingestreut liegen, der sich aber im Uebrigen von vielen anderen Flyschkalken kaum unterscheidet. Obgleich hier überall die Schichtenzerknitterung ein sehr hohes Ausmass erreicht, liess sich doch ganz gut erkennen, dass dieser Kalk in normaler concordanter Verbindung mit den ihn umschliessenden Mergelschiefen und Sandsteinen auftritt und daher thatsächlich dem eocänen Flysch angehört. In der Folge fand ich dann unter ähnlichen Verhältnissen auch noch einen dunkelgrauen bis schwarzen, fast krystallinischen Kalk, dessen spätere Untersuchung ergeben hat, dass er gleichfalls Feldspath führt. Die mitgebrachten Proben sind bekanntlich durch H. Baron v. Foullon analysirt worden, und wer die interessanten Gesamtergebnisse der Analysen kennen lernen will, möge das diesbezügliche Capitel in der schon öfters citirten Abhandlung Foullon's nachschlagen. Hier genügt, blos zu erwähnen, dass der Feldspath sich in allen Fällen als Albit erwiesen hat. Kalke, die Feldspath enthalten, stellen, wie noch zu bemerken übrig bleibt, an und für sich allerdings nichts Merkwürdiges dar, da man dieselben bereits seit langer Zeit aus älteren Formationen kennt. Das geschilderte Vorkommen auf Rhodus verdient jedoch insofern eine grössere Beachtung, als es eocäne Ablagerungen, also eine relativ junge Formation betrifft.

Mit den weichen, bröckligen Mergelschiefen und den Sandsteinen alterniren endlich nicht selten ziemlich feste, plattige, bald lichte, bald dunkle Mergelschiefer, die sich bis zu einem gewissen Grade, wenigstens in ihrem äusserlichen Habitus, den phyllitartigen Schiefen der Kálatosberge nähern. Dass an einer Stelle, unweit der Küste auch Gyps angetroffen wurde, davon war schon vorhin die Rede.

Die in den übrigen Gebietstheilen allgemein herrschende Schichtenzerknitterung macht sich auch hier unvermindert geltend. Zahlreiche kleine Brüche scheinen dabei das ganze Terrain zu durchsetzen. Von der ausserordentlich starken Faltung und der grossen Plasticität der Sedimente zeugt unter Anderem, um es überhaupt an einem Beispiele vor die Augen zu führen, der Umstand, dass es gar nicht schwer fällt, Sandsteinplatten zu finden, die bei einer Dicke

von 2 Centimeter, im Radius von einem Decimeter halbkreisförmig gebogen sind, ohne dass die Continuität der Platten durch die entstandenen Sprünge gelöst worden wäre. Auf die Vermuthung, dass daselbst im Grossen und Ganzen doch die nordöstliche Streichrichtung massgebend ist, kommt man nur durch die Verfolgung des Verlaufes der kalkigen Zwischenlagen.

Mit den cretacisch-eocänen Kalken des Khórti (Horti) Vunó scheint der eocäne Flysch längs einer Bruchlinie in Berührung zu treten. Auf eine Absenkung, sowie auf eine noch nachträglich erfolgte starke Zerknitterung, welche jedenfalls auch sehr viel zur Discordanz beigetragen haben dürfte, deuten zum Mindesten die in der Grenzzone beobachteten, äusserst complicirten Lagerungsverhältnisse hin. Bald stellen sich nämlich die Falten des Flysches quer zu den Kalken des Khórti (Horti) Vunó, bald sieht man wieder den Flysch unter die Kalke einfallen oder von denselben abstossen, und es findet in dieser Beziehung überhaupt ein permanenter Wechsel statt.

Zum Schlusse muss noch erwähnt werden, dass die eocänen Flyschablagerungen der Gegend von Sklipió (Asklepio) sich auch durch sehr interessante Mineralbildungen auszeichnen. In dem Verbande der Sandsteine und Flyschkalke kommt an einer Stelle nahe der Thalrinne des Sklipióbaches zunächst eine tieflavendellblaue, bis 2 Centimeter mächtige schiefrige Ausscheidung vor, welche nach Foullon als ein Glaucophan betrachtet werden kann, sich aber von dem gewöhnlichen Glaucophan durch einige Eigenschaften nicht unwesentlich unterscheidet; an diese schliesst sich dann ein lichtlavendellblaues Mineral an, das die Asbestform eines Glaucophans, augenscheinlich der vorgenannten Abart darstellt und mit Rücksicht auf seine chemische Zusammensetzung von Foullon als eine neue Mineralvarietät mit dem Namen „Rhodusit“ belegt wurde.

Die zuerst angeführten tieflavendellblauen, schiefrigen Ausscheidungen „bestehen aus dicht verwachsenen Fasern, welche parallel der Hauptdimension der Einlagerung liegen. Sie sind vielfach wellig gekrümmt“. Der Rhodusit „bildet parallelfaserige, seidenglänzende Büschel, die bis 4 Centimeter lang und bis 3 Centimeter dick sind. Diese Büschel sind durch Kalk verkittet und bilden so eine Art Breccie, in der die Richtung der einzelnen Faserbündel eine regellose ist. Diese Breccie erreicht eine Mächtigkeit bis zu 4 Centimeter“.

Beide Minerale erscheinen mit einander vergesellschaftet in einem Grenzstreifen zwischen Flyschsandstein und Flyschkalk. Hierbei zeigt es sich, dass der Rhodusit noch auf einige Centimeter Tiefe in den lichtgrauen dichten Kalk eindringt. Unweit der in Rede stehenden Minerallagerstätte wurde überdies auch Bergholz gefunden.

Ueber die Herkunft und Entstehung sowohl unseres Glaucophans, der sonst, wie man weiss, fast ausschliesslich an krystallinische Schiefergesteine gebunden zu sein scheint, als auch des denselben begleitenden Rhodusits können wir uns vorläufig kein Urtheil erlauben. Dass in beiden Fällen eine nachträgliche Ausscheidung aus dem Muttergestein, also aus dem Flyschsandstein und Kalk nicht vorliegen dürfte, erhellt aus der chemischen Beschaffenheit der letztgenannten Gesteinsarten. Die Frage dagegen, ob sich diese Minerale

nicht etwa während des Absatzes der eocänen Sedimente ähnlich, wie die Albitkrystalle im Flyschkalke von Sklipió (Asklepio), gebildet haben, oder ob es sich blos um eine Einschwemmung, sei es der fertigen Minerale selbst, sei es von Gesteinsstücken, deren directe Umwandlungsproducte jene darstellen können, selbstverständlich ebenfalls aus der Zeit der Entstehung des eocänen Flysches, handelt, muss heute noch vollständig offen gelassen werden. Es kann in Anbetracht der ganz ungewöhnlichen Lagerstätte nur als höchst lohnend bezeichnet werden, gerade hier in besagter Richtung künftighin Studien anzustellen.

Was die physikalischen Eigenschaften und die chemische Zusammensetzung sowohl des glaucophanartigen Gebildes und Rhodusits, als auch des Bergholzes von Sklipió (Asklepio) anbelangt, sei auf die Darlegungen Foullon's (l. c., S. 169—176 der Zeitschrift) verwiesen.

2. Das westliche Gebiet.

Das westliche Flyschgebiet umfasst im Wesentlichen das Berg- und Hügelland nördlich und westlich vom Atáviros (Mt. Attayaro) oder, präciser ausgedrückt, jenen Landstrich, der zwischen diesem Kalkstocke, den Kítala (Ketallah) -Bergen, dem cretacisch-eocänen Kalkterrain am Cap Kopriá und dem Akramíti (Mt. Akramytis) liegt. Es reichen in demselben die eocänen Flyschsedimente von der Kalkmasse des Atáviros oder Atáiro (Mt. Attayaro) gegen Norden bis an die See, wo ihnen die Küstenstrecke von Langoniá angefangen bis ungefähr zur Mündung des bei Nános vorbeifiessenden Baches zufällt. Sie umschliessen hiebei vollständig von der Landseite die Kalkregion des Cap Kopriá und stehen auch am Westrande des Kítala (Ketallah) -Rückens im Connexe mit cretacisch-eocänem Kalk. Ihre östliche Grenze verläuft vom Ostabfalle des Atáviros (Mt. Attayaro) zu den Kítala (Ketallah) -Bergen und jenseits dieser längs des Nánosbaches zur Küste, indem ihre Fortsetzung in besagter Richtung durch die mächtig übergreifenden Thari-Schichten verdeckt wird, unter denen nur da und dort in tiefer eingeschnittenen Bachrissen ganz kleine, nicht ausscheidbare Partien auftauchen. Von diesem Gebietstheile dehnen sich dann die eocänen Flyschablagerungen zusammenhängend weiter gegen Westen und Südwesten über den kleinen Eliasberg und längs des Atáviros (Mt. Attayaro) bis zu dem Kalkstocke des Akramíti (Akramytis) aus, und hier treten sie auch wieder an die Küste heran, von welcher nun durch dieselben die Strecke zwischen den äussersten Nordausläufern der letztgenannten Kalkmasse und dem Südende der Kalkregion des Cap Kopriá gebildet wird. Daran reiht sich endlich ohne Unterbrechung die Zone der zwischen dem Akramíti (Akramytis) und dem Atáviros (Mt. Attayaro) sich erhebenden Flyschberge an. Bald darauf verschwindet der eocäne Flysch unter den von Süden her sich ausbreitenden, ungemein mächtig entwickelten, mittelplocänen Bildungen. Nur in sehr schmalen Aufbruchsstreifen begleitet er noch die cretacisch-eocänen Kalke am Südfusse des Akramíti (Mt. Akra-

mytis) und des Atáviro (Attayaro); in einiger Entfernung wird er jedoch auch hier schliesslich durch die Paludinschichten und die fluviatilen levantinischen Schotter vollständig verhüllt, welche sich dann unmittelbar an die Kalke dieser beiden Stöcke anlehnen.

Kein Theil der Insel bietet für das Studium der Tektonik und der stratigraphischen Verhältnisse in den ältesten Schichtenserien so günstige Bedingungen dar, wie gerade dieses Gebiet. Es liegt dies darin begründet, dass hier das Jungtertiär zumeist ganz fehlt oder, höchstens in kleinen Lappen auftretend, nur wenig in den Bau störend eingreift und man in Folge dessen über sehr weite Strecken hin den unmittelbaren Contact zwischen Flyschablagerungen und cretacisch-eocänen Kalken beobachten kann. Speciell die Umrandung des Atáviro (Mt. Attayaro), der bedeutendsten Kalkmasse, ist es, welche diesbezüglich die grösste Wichtigkeit erlangt. Aber auch die anderen Grenzstrecken, die kleinen Kalkaufbrüche mitten im Flysch nicht zu vergessen, kommen dabei wohl nicht minder in Betracht.

Die petrographische Ausbildung der eocänen Flyschablagerungen in dem westlichen Gebiete ist im Allgemeinen eine sehr gleichförmige, und regional beschränkte facielle Abweichungen von der Art, wie wir sie in der Ostregion kennen gelernt hatten, machen sich nirgends bemerkbar. Ueberall herrscht nahezu derselbe Wechsel zwischen bunten, bröckligen, seltener plattigen Mergelschiefern und grauen bis grünlichen, festen, meist in einzelnen Bänken vertheilten, häufig Hieroglyphen führenden Sandsteinen, zu denen sich dann als weitere Einlagerungen plattige oder schiefrige, zuweilen auch breccienartige Kalke gesellen. Neben den gewöhnlichen Sandsteinbänken erscheinen manchmal auch kalkige Sandsteine, und es trifft bei ihnen ebenso, wie bei den Schiefern, öfters zu, dass sie röthlich gefärbt sind.

Zwischen einzelnen Strecken äussern sich eigentlich nur darin gewisse bemerkenswerthere Unterschiede, dass da und dort, wie beispielsweise in der Gegend von Kástelos, die Sandsteinbänke häufiger werden, an anderen Stellen dagegen wieder die Mergelschiefer mehr überhandnehmen. Wenn man einen Vergleich mit dem vorhin besprochenen östlichen Gebiete zieht, so fällt es unter Anderem auch auf, dass hier im Grossen und Ganzen die kalkigen Zwischenlagen eine viel geringere Rolle spielen als dort, was sowohl auf ein gewisses Zurücktreten solcher Einschaltungen, als auch auf eine Verminderung der Mächtigkeit derselben zurückgeführt werden kann. Nummuliten wurden blos an einigen wenigen Punkten in einem dunkelgrauen, den Sandsteinen und Schiefern eingelagerten Breccienkalke gesehen. Im Uebrigen ist noch zu erwähnen, dass nicht weit von Kástelos auch Gyps vorkommt.

Die Schichten sind hier, wie in den anderen Regionen, durchwegs ausserordentlich stark, meistens in ganz verworrenere Weise gefaltet und zerknittert, so dass eine ausgeprägte Streichungsrichtung nicht erkennbar ist. Dabei lassen sich vielfach Brüche constatiren, und manche Strecken müssen direct als Einbruchfelder der beiden ältesten Schichtgruppen aufgefasst werden, wenn die an bestimmten Grenzen einzelner Kalkstöcke sich zeigenden Lagerungsverhältnisse erklärt werden sollen. Normale, concordante Ueberlagerung der

zum Theil cretacischen, zum Theil eocänen Kalke durch den eocänen Flysch wurde bekanntlich daselbst nur an zwei Punkten beobachtet, bei Mavranéra im Nordosten und bei Ayos Isídoros im Süden des Atáviros (Mt. Attayaro), besonders deutlich in dem letztgenannten schmalen Flyschstreifen, der, allmählig unter levantinischen Schottern verschwindend, den Atáviroskalk noch ziemlich weit über Ayos Isídoros hinaus in der Richtung gegen das Monastír Artamíti begleitet. Da diese Verhältnisse bereits früher eingehend geschildert worden sind, kann hier wohl, um Wiederholungen zu vermeiden, von ihrer weiteren Berührung Umgang genommen werden.

In tektonischer Hinsicht sehr interessant erscheint namentlich der westliche Theil unseres Gebietes. Hier stellt sich unter Anderem die zwischen dem Akramíti (Mt. Akramytis) und dem Atáviros (Mt. Attayaro) durchziehende Zone von Flyschbergen, wenigstens nach verschiedenen Anzeichen zu urtheilen, als ein grabenartiges Senkungsfeld dar. Vieles deutet eben darauf hin, dass die beiden grossen Kalkmassen des Atáviros (Mt. Attayaro) und des Akramíti (Mt. Akramytis) gegen einander durch Querbrüche abgeschnitten sind, und dass längs dieser Verwerfungen der dazwischen gelegene Streifen der cretacisch-eocänen Kalke sammt den darüber folgenden eocänen Flyschablagerungen um einen gewissen Betrag abgesunken ist. Einem Längsbruche dürfte ferner entsprechen die nordwestliche Begrenzungslinie des Atáviros (Attayaro) -Stockes bis über Émbona hinaus. Man sieht nämlich daselbst in den steil aufstrebenden Wänden überall die Schichtköpfe der cretacisch-eocänen Kalke in einer solchen Weise herausragen, als wäre dieses Schichtensystem parallel der Längsachse einer Falte abgebrochen, während der unten angrenzende Flysch zum Theil noch in Verbindung mit den der älteren Serie angehörenden rothen, mergeligen Kalkschiefern nebst anderen ähnlichen Lagen steht und sammt denselben sich bald in vollkommener Schichtenzerknitterung befindet, bald gegen die Atáviroskalke einfällt.

Andere Lagerungsverhältnisse scheinen dagegen beispielsweise an den Grenzen des cretacisch-eocänen Kalkterrains vom Cap Kopriá vorhanden zu sein. Für Einbruchsvorgänge liegen in diesem Theile zum Mindesten keine Anhaltspunkte vor, und es ist leicht möglich, dass sich hier beide Schichtgruppen normal an einander anschliessen, doch hindert die ungeheure Schichtenzerknitterung und wirre Durcheinanderfaltung der älteren Kalke mit den Flyschsedimenten diesbezüglich eine sichere Erkenntniss.

3. Das südliche Gebiet.

Eine hervorragende Rolle spielt der eocäne Flysch ferner in dem Aufbaue des südlichsten Theiles der Insel, jener öden Berg Rücken und Hügelzüge, welche in ihrer Mitte die Sumpfebene von Kataviá (Katabia) einschliessen. Mit Ausnahme der Landschaft Ghéskero, wo allem Anscheine nach oligocäne Sandsteine entwickelt sind, könnte füglich der ganze vom Khorákia (Horakia) Vunó und von der nach einer mittelalterlichen Burgruine Palaeo Kástro benannten Erhebung bis zum Berge Óros und dem Cap Prasonísi

(Prasso Nisi), der südlichsten Endigung von Rhodus, sich erstreckende Landstrich als ein eocänes Flyschgebiet bezeichnet werden, wenn es anginge, vollständig abzusehen von den pliocänen Ablagerungen, die, einen mantelförmigen, den Unebenheiten des Bodens sich anschmiegenden Ueberzug bildend, über weite Flächen hin den Untergrund verhüllen und in Anbetracht ihrer wiederholt stärker anschwellenden Mächtigkeit durchaus berücksichtigt werden müssen.

Wir haben hier ein Terrain vor uns, dessen geologische Kartirung insofern sehr grosse Schwierigkeiten bereitet, als man sehr häufig im Unklaren bleibt, ob die pliocäne Decke nur einen dünnen Mantel darstellt und in Folge dessen ganz ausser Acht gelassen werden soll oder eine grössere Mächtigkeit erreicht, was dann ihre Ausscheidung unbedingt erheischt. In den bedeutenderen Erhebungen ist der eocäne Flysch allerdings ziemlich schön entblösst und tritt er in verhältnissmässig ausgedehnten, mehr zusammenhängenden Aufbrüchen zu Tage; wenn man aber in die Thalniederungen herunterkommt oder die niedrigeren hügeligen Terrainwellen verquert, so bietet sich dem Auge eine continuirlich ausgebreitete wellenförmige Decke jungpliocäner Strandbildungen dar, und erst aus der Nähe erkennt man, dass darin an zahlreichen Punkten bald kleine, bald grössere Aufschlüsse von Flyschsedimenten verstreut liegen. Es ist nun daraus zu entnehmen, dass der oberpliocäne Mantel, der sehr hoch hinaufreicht und selbst auf den höchsten Spitzen dieser Region nicht ganz fehlt, in vielen Fällen sehr dünn ist, und dass der Untergrund überall aus eocänem Flysch besteht. Dabei zeigt es sich auch sehr deutlich, dass die Hauptzüge des Reliefs durch die letztgenannte Schichtgruppe bestimmt werden.

Eine der Wirklichkeit halbwegs entsprechende Darstellung der, wie man ersieht, äusserst verwickelten topogeologischen Verhältnisse würde naturgemäss genaue Begehungen oder wenigstens ein engeres Netz von Touren erfordern. Nachdem aber dieses Gebiet von mir nur ganz flüchtig untersucht werden konnte, so ist es begreiflich, dass diesbezüglich stark schematisirend vorgegangen werden musste. Ich habe mich im Allgemeinen darauf beschränkt, die bergigen Theile und die Hügelzüge als eocänen Flysch zu bezeichnen, das niedrigere Land dagegen, namentlich die breiten Thalweitungen, wo die jungpliocänen Sande, Conglomerate und tuffigen Kalke in der Regel an Mächtigkeit zunehmen, einfach als oberpliocänes Terrain auszuscheiden.

Besonders gut aufgeschlossen sind die eocänen Flyschablagerungen in der Berglandschaft des 1010 engl. Fuss hohen Khorákia (Horakia) Vunó, wiewohl sie auch hier vielfach jungpliocäne Deckenreste tragen. Von dem oligocänen Sandsteingebiete von Mesanagrós (Mesanagrose) scheidet dieselben eine Zone levantinischer Schottermassen, welche auch weiter gegen Osten und Westen die nördliche Begrenzung dieser Region bilden und erst nahe der Ostküste durch das marine Jungpliocän ersetzt werden. Auf dem vom Monastir Skhiádi (Skathi) nach Kataviá (Katabia) eingeschlagenen Wege, der mich durch die Berglandschaft des Khorákia (Horakia) Vunó geführt hat, stehen entlang der letzterwähnten Strecke graue Sandsteine im

Wechsel mit bröckligen Mergelschiefeln und Nummulitenkalken an. Vor Allem scheinen hier die Sandsteine stark entwickelt zu sein, und mag auch daselbst im Grossen und Ganzen vielleicht das gleiche Ausmass von Faltung wie sonst herrschen, so wurde doch diesmal da und dort ein länger anhaltendes steiles Einfallen der Schichten nach Nordwest beobachtet.

Am Palaeo Kästro-Berge östlich von Kataviá (Katabia), sowie in seiner Umgebung treten als Zwischenlagen in den Sandsteinen und Mergelschiefeln neben dichten, plattigen Kalken auch graue Conglomeratkalkbänke auf, welche sich durch zahllose, schön auswitternde Nummuliten auszeichnen. Die Lagerung ist überall eine sehr verworrene, indem die Schichten sehr stark verbrochen sind und ihr Verflachen auf Schritt und Tritt in regelloser Weise wechselt. Mehreren, auf der Karte nicht eingetragenen Aufbrüchen von Flyschgesteinen mitten im Jungpliocän wurde dann noch weiter am Wege von Kataviá (Katabia) zum Cap Vígli begegnet. An dem Vorgebirge Ístros findet sich ausserdem, überdeckt von horizontal liegenden Sanden und Schottern des Jungpliocän, Gyps, der mit schwarzen Kalkbrocken durchsetzt und ziemlich deutlich gefaltet ist. Dieses Vorkommniss deutet darauf hin, dass auch an der Küste, wo sich die jungpliocänen marinen Ablagerungen von Norden her in einem continüirlich fortlaufenden Streifen ziehen und eine relativ bedeutende Mächtigkeit besitzen, die Unterlage durch eocänen Flysch gebildet wird.

Das wellige Hügelland im Süden der Sumpfebene von Kataviá (Katabia) ist nur ganz oberflächlich untersucht worden; der westliche Theil desselben wurde überhaupt nicht betreten. Unter solchen Umständen und im Hinblick darauf, dass hier also die Verbreitung des Flysches und des Oberpliocän auf der Karte ganz und gar schematisch, wie dies eben nicht anders möglich war, zum Ausdruck gebracht worden ist, wäre es völlig zwecklos, alle jene Punkte aufzuzählen, an denen ich während der einzigen, von Kataviá (Katabia) zum Berge Óros unternommenen Excursion Aufbrüche von eocänen Sandsteinen, Schiefeln und Flyschkalken unter der pliocänen Decke angetroffen habe. Es sei blos erwähnt, dass am Óros, wo der eocäne Flysch mehr entblösst ist, in einem nicht harten, leicht verwitternden Sandstein, der offenbar auch dem Flysch angehört, ähnlich wie bei Sklipió (Asklepio), Bergholz als secundäre Mineralausscheidung beobachtet wurde. Die kleine, in das Cap Prasonsi (Prasso Nisi) auslaufende Halbinsel, die nur mittels einer schmalen Sandbank mit Rhodus zusammenhängt, weise ich, ohne sie besucht oder aus der Nähe gesehen zu haben, lediglich wegen ihrer unbedeutenden Erhebung über dem Meeresspiegel und flachwelligen Terrainbeschaffenheit, wie viele andere Strecken dieses Gebietes gleichen Charakters, ganz dem Jungpliocän zu.

4. Kleinere isolirte Vorkommnisse.

Das Auftreten der eocänen Flyschbildungen auf Rhodus bleibt übrigens keineswegs auf die drei eben beschriebenen Regionen be-

schränkt. In diese fällt allerdings die Hauptverbreitung, aber es kommen auch noch abseits von denselben an vielen, zum Theil fern von einander liegenden Stellen in Verbindung mit cretacisch-eocänen Kalken oder ganz isolirt mitten in den mächtig entwickelten, verschiedenartigen jungtertiären Ablagerungen, welche sehr grosse Flächenräume, ja weit über die Hälfte des gesammten Arealis der Insel einnehmen, kleinere Aufbrüche zum Vorschein. Diese wenig ausgedehnten, für die Beurtheilung der Zusammensetzung des durch das Jungtertiär verdeckten Untergrundes immerhin jedoch sehr wichtigen Vorkommnisse wollen wir nun im Nachstehenden, soweit sie uns bisher bekannt geworden sind, einer kurzen Betrachtung unterziehen. Ihre Zahl wird sich bei Gelegenheit genauerer geologischer Aufnahmen jedenfalls noch stark vermehren.

Anknüpfend an die Besprechung des südlichen Gebietes sei zunächst angeführt, dass nördlich von der Berglandschaft des Khorákia (Horakia) Vunó, längs des Kataviá (Katabia) mit dem Monastir Skhiádi (Skathi) verbindenden Pfades, im Bereiche der levantinischen Schotter wiederholt eocäne Flyschgesteine zu Tage treten. Es sind dies bunte bröcklige Mergelschiefer, graue, feste Sandsteinbänke und lichtgraue plattige, dichte Kalke oder graue, Nummuliten einschliessende Breccienkalklagen, die in gewöhnlicher Weise mit einander abwechseln und wie fast immer ungeheuer zerknittert erscheinen.

Manche dieser schematisch ausgeschiedenen Flyschinseln erlangen sogar eine nicht unansehnliche Grösse. Speciell hier, in der Umrandung des südlichen eocänen Flyschgebietes, wird man gewiss noch auf viele andere solche Vorkommnisse stossen, und da an einzelnen Punkten zudem rothe, feste, mergelige Kalkschiefer im Connexe mit den vorerwähnten Gesteinen gesehen wurden, so ist es nicht ausgeschlossen, dass da und dort aus den levantinischen Schottermassen selbst noch die ältere Kalkgruppe auftaucht. Unter ganz ähnlichen Verhältnissen fand ich einige sehr kleine Aufbrüche auch in dem pliocänen Terrain südlich vom Sklipióbache, am Wege von Sklipió (Asklepio) nach Yennádi (Yannathi).

In typischer Ausbildung liegt der eocäne Flysch ferner westlich vom Monastir Kamfri (Kameri) entblösst. Mit Serpentin verknüpft und ganz durcheinandergefaltet, schliesst er sich hier, wie schon früher einmal angegeben wurde, unmittelbar an die nicht weniger zerknitterten cretacisch-eocänen Kalke des Khokhlakóna-Gipfels¹⁾ an. Gegen Osten umgeben ihn, ebenso wie den mit ihm im Contacte stehenden cretacisch-eocänen Kalk, die transgredirenden Thari-Schichten, welche an dem Aufbaue des Terrains bei dem Monastir Kamfri (Kameri) gleichfalls ziemlich stark betheilig sind. Gegen Westen verschwindet er dagegen unter den hier sich weit ausdehnenden levantinischen Schottern. Von dem grossen östlichen Flyschgebiete wird diese kleine Partie oberflächlich bloss durch die allerdings nicht breite, dafür aber sehr mächtige Schotterzone des Khuglák (Huglak) Vunó getrennt.

¹⁾ Dieser Berg, dessen Name auf der englischen Admiralitätskarte, wie schon erwähnt wurde, fehlt, darf nicht verwechselt werden mit der den gleichen Namen führenden Erhebung, welche nördlich vom grossen Eliasberg liegt.

Weiteren Vorkommnissen begegnen wir an den Rändern der grossen Kalkmasse des Eliasberges und des Spiriótis Vunó (Mt. Speiriolis). Die sehr starke Entwicklung des Jungtertiärs in der Nordhälfte von Rhodus, sowohl was Verbreitung, als auch was Mächtigkeit anbelangt, bringt es mit sich, dass von der, wie es scheint, vielfach abgessenen Flyschhülle dieses Kalkstockes nur ein verschwindend geringer Theil an die Oberfläche tritt. Ungemein zerknitterte, plattige Kalklagen enthaltende Mergelschiefer und Sandsteine biegen zunächst aus der Gegend von Piyés (Piges) um die Nordwestecke des hohen Eliasberg-Rückens, lassen sich aber nicht lang verfolgen, weil sie im Norden von den Paludinschichten, im Westen von den Thari-Schichten bald vollständig verhüllt werden. Ein schmaler, doch bereits länger anhaltender Flyschstreifen zieht sich dann am Südrande der cretacisch-eocänen Kalke des Eliasberges von Südwest nach Nordost bis über Apólona hinaus. Er besteht aus bunten, bröckligen Mergelschiefen, neben denen sehr häufig auch mehr sandige Schiefer, helle, festere Kalkmergel, sowie bunte, blättrige Kalkschiefer erscheinen, und aus theils gewöhnlichen, grünlich grauen, sehr harten, dünnbankigen, dabei feinkörnigen, theils braunen, grobkörnigen, sogar Conglomeraten sich nähernden Sandsteinen. Die Faltung und die Zerknitterung erreichen durchwegs einen ausserordentlich hohen Grad, und als Folge davon tritt nicht selten der Fall ein, dass die mannigfachen, mit einander wechsellagernden Gesteinsarten geradezu in wirre Haufwerke von Platten und Trümmern aufgelöst sind. Durch die fluviatilen Schotter der levantinischen Stufe, welche diesen Flyschzug gegen Süden und Osten abgrenzen, findet übrigens auch öfters eine Unterbrechung der Continuität desselben statt. Sowohl hier im Süden bei Apólona, als auch in der mit dem cretacisch-eocänen Kalk des Eliasberges im Nordwesten zusammenhängenden Partie sehen wir an die eocänen Flyschsedimente Serpentine gebunden.

Mehr als die bis jetzt angeführten von den untergeordneten Aufbrüchen ist geeignet unsere Aufmerksamkeit zu fesseln jene schmale Flyschzone, welche den Kalkstock des Stróngilo von Nordwest nach Südost bis auf eine kurze Strecke im Südosten durchzieht. Dieselbe liegt, die Sohle des engen, schluchtartigen, zwischen dem eigentlichen Stróngilomassiv und dem Arkhípoli (Archipoli) -Rücken verlaufenden Thales bildend, mitten in den cretacisch-eocänen Kalken eingekeilt. Der petrographische Charakter entspricht hier, wie dies auch schon in dem Flyschstreifen am Südabfalle des Eliasberges zu bemerken war, nicht ganz genau der normalen Ausbildung. Mit bunten, bröckligen Mergelschiefen und dünnbankigen, harten Sandsteinen wechseln nämlich daselbst vielfach graue, sehr feste Kalkmergel, grobkörnige, direct in Conglomerate übergehende Sandsteine, die ebenfalls ziemlich hart sind und sich meist in dickeren Bänken absondern, blättrige Schiefer und endlich grünlich graue, relativ sehr mürbe Sandsteine. Wegen ihrer Häufigkeit fallen besonders die conglomeratischen Lagen auf. Trotz des im Allgemeinen etwas abweichenden Aussehens kann in diesen Sedimenten doch nur die Vertretung des eocänen Flysches erblickt werden. Einige lose aufgefundene Stücke eines dunklen, breccienartigen Nummulitenkalkes, wie solcher eben sonst im eocänen Flysch

vorzukommen pflegt, dürften höchstwahrscheinlich aus dem in Rede stehenden Schichtenverbande stammen und tragen jedenfalls nicht wenig dazu bei, um uns in unserer Auffassung zu bestärken. Was die Lagerung betrifft, so geht aus der überwiegenden Mehrzahl diesbezüglicher Beobachtungen hervor, dass die Schichten hier im Grossen und Ganzen nach Nordnordwest streichen, wobei sie theils sehr steil gegen Westsüdwest geneigt, theils vertical gestellt sind. Es zeigt sich ganz deutlich, dass die Richtung des geologischen Streichens, wenigstens in der Flyschzone, nicht genau mit dem Verlaufe des Thales zusammenfällt, sondern die Thalachse unter einem schiefen Winkel schneidet. Zur völligen Klarlegung der tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes, muss ich sagen, reichen die von mir durchgeführten Untersuchungen noch lange nicht hin, und selbst eine solche Ansicht darüber zu äussern, die etwa in Zukunft direct verfochten werden könnte, ist es mir heute nicht möglich. Nur vorläufig halte ich es für das wahrscheinlichste, dass die den Kalkstock des Stróngilo durchsetzenden Flyschbildungen von einer Einfaltung herrühren, in deren eigenthümlicher Zusammenquetschung sich die allgemein herrschende ausserordentliche Schichtenzerknitterung widerspiegeln dürfte.

Am Ausgange des besprochenen Thales aus dem cretacisch-eocänen Kalkterrain wird der eocäne Flysch durch die levantinischen Schotter überdeckt. Nach einer kurzen Unterbrechung taucht er jedoch an der äusseren, nordöstlichen Seite des Gebirgrückens von Arkhípoli (Archipoli) wieder auf, aber auch da nehmen seine Aufschlüsse in Folge der starken Ausbreitung der pliocänen Ablagerungen bloss einen sehr beschränkten Flächenraum ein.

Den eocänen Flyschbildungen zähle ich sodann unter grossem Vorbehalte einige Gesteine bei, welche zwischen dem Yamakht (Yamashi), dem Zámberka und dem Kalkstocke des Arkhángelos (Archangelo) Vunó aus dem Jungpliocän aufragen und deren Habitus so fremdartig erscheint, dass es wohl zweifelhaft bleiben muss, ob sie wirklich diesem Schichtensysteme angehören, zumal auch ihr inselförmiges Vorkommen die Altersdeutung wesentlich hindert. Es sind dies vorzugsweise graue, harte, feinkörnige Sandsteine, ferner schiefrige, sandige Kalke, Conglomeratsandsteine und ein grünlich grauer, fester Quarzsandstein mit Biotit, Chlorit, Feldspath und Carbonaten. In Verbindung mit diesen Gesteinen wurde auch eine Serpentinbreccie beobachtet, und daraus könnte eventuell gefolgert werden, dass es sich dabei um die Thari-Schichten handelt. Eine Entscheidung aber darüber, ob hier eocäner Flysch, Thari-Schichten oder vielleicht beide Schichtgruppen zugleich zum Vorschein kommen, wage ich, wie gesagt, nicht zu treffen, und wenn ich mich der ersteren Auffassung hinneige, so geschieht dies hauptsächlich wegen des Vorwaltens der gewöhnlichen harten, feinkörnigen Sandsteine, die solchen des eocänen Flysches vielfach gleichen. Die besagten Aufschlüsse sind übrigens durchwegs sehr klein und lassen in jeder Hinsicht ungemein viel zu wünschen übrig.

Aehnlich verhält es sich auch mit gewissen, auf der Karte nicht eingetragenen Sedimenten im Bereiche der Kalkmasse des Arkhángelos (Archangelo) Vunó. Oberhalb des Petróna-Thälchens, gegen den Ort Arkhángelos (Archangelo) zu, findet man auf dem cretacisch-

eocänen Kalk an einer Stelle in ganz geringer Verbreitung grünliche, harte Sandsteine und einen grünlich grauen, fetten Thon, der das Material für die Töpferei von Petróna liefert. Bei der völligen Zerknitterung der ringsum liegenden und die Basis bildenden Kalke konnte in die Lagerungsverhältnisse ein Einblick nicht gewonnen werden, und so erweisen sich auch diese verhältnissmässig untergeordneten Reste ihrem Alter nach als unbestimmbar.

Sichere Spuren eocänen Flysches entdeckte ich dagegen noch am Nordrande des Línodosberges, als ich von Línodos nach Pilóna zog. Auf einer sehr kurzen Strecke, und zwar unmittelbar an der Grenze des cretacisch-eocänen Kalkes, sieht man nämlich dort unter den jungpliocänen Ablagerungen bunte Mergelschiefer und plattige, grünlich graue, feinkörnige Sandsteine hervortreten, deren Habitus einen Zweifel über ihre stratigraphische Stellung nicht zulässt. Unausgeschieden blieb endlich ein ganz kleines Vorkommen von festem Mergelschiefer, das im Nordtheile der Insel zwischen dem Kloster Kalopétra und der Ortschaft Káto Kalamóna tief unten im Thaleinschnitte unter den in dieser Gegend ausserordentlich mächtig entwickelten levantinischen Flussschottern angetroffen wurde. Der Gesteinsart nach zu urtheilen, kann hier wohl nur an einen Aufbruch von eocänem Flysch gedacht werden. Anschliessend daran muss überdies bemerkt werden, dass auch am Nordfusse des Levtopódi Vunó (Mt. Leftopoda) Aussichten für die Auffindung von eocänen Flyschsedimenten bestehen, nachdem dort die auf Rhodus vornehmlich an dieses Schichtensystem gebundenen Eruptivgesteine, Serpentin und Diabas, constatirt worden sind.

III. Oligocäne Flyschbildungen.

Wie schon die Ueberschrift sagt, erscheint die dritte, zur Ausscheidung gelangende, oligocäne Schichtgruppe in der gleichen Facies entwickelt, wie die ihr vorangehende obere Abtheilung des Eocän. Mit Rücksicht darauf ist es denn auch möglich gewesen, dieselbe in dem von mir über die geologische Aufnahme von Rhodus im Jahre 1889 veröffentlichten Vorberichte und auf der dazu beigegebenen Kartenskizze unter der zusammenfassenden Bezeichnung von Flyschablagerungen im Allgemeinen provisorisch mit dem eocänen Flysch zu vereinigen. Die gesonderte Behandlung, welche ihr nicht nur wegen gewisser, sie ziemlich scharf kennzeichnender petrographischer Merkmale, sondern auch auf Grund der Lagerungsverhältnisse gebührt, blieb auf diese Weise erst für die vorliegende, definitive Arbeit vorbehalten.

Ungeachtet der Fortdauer der sandig-mergeligen Entwicklung ergeben sich hier schon beim ersten Anblicke so deutlich ausgesprochene Unterschiede im Gesteinshabitus, dass dieser Schichtencomplex auch ohne andere zwingende Momente, worunter der Beginn eines neuen Tertiärabschnittes nicht wenig ins Gewicht fällt, eine Abtrennung fordern würde. Während in dem eocänen Flysch, wie wir gesehen haben, ein rascher Wechsel von bunten, bröckligen Mergelschiefern und dünnbankigen, harten Sandsteinen mit wiederholten

Kalkeinlagerungen herrscht, bestehen die oligocänen Flyschbildungen vorzugsweise aus massig aussehenden, grauen, bald festeren, bald etwas weicheren, zumeist feinkörnigen Sandsteinen, die sich fast immer in sehr dicken Bänken abgesondert zeigen. Als Zwischenlagen kommen darin wohl auch nicht selten weiche Mergelschiefer und dicker gebankte, thonig-sandige Mergel vor; diese spielen jedoch hier im Ganzen eine weitaus geringere Rolle als in der älteren eocänen Flyschabtheilung. Zur Vervollständigung der Charakteristik bleibt nur noch hinzuzufügen übrig, dass in den massigen Sandsteinen stellenweise Kalkgerölle beobachtet wurden, die in der Regel vereinzelt auftreten und ihrer Mehrzahl nach aus den cretacisch-eocänen Kalken stammen dürften. Wir vermissen also in dem oligocänen Flysch vor Allem jede Art von kalkigen Einschaltungen und können daher sagen, dass sich daselbst eine reine, typische, sandig-mergelige Facies einstellt.

Die Erkenntniss, dass man es hier mit oligocänen Bildungen zu thun hat, stützt sich auf einen Fund zahlreicher unteroligocäner Fossilien in dem Hauptverbreitungsgebiete von Mesanagrós (Mesanagrose). Um der Detailschilderung nicht vorzugreifen, sei diesbezüglich an dieser Stelle nur das Allerwesentlichste mitgetheilt. Der genannte wichtige Fund ist in den Nordausläufern des Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) bei dem Abstiege nach Váthi gemacht worden. In den massigen Sandsteinen jener Region stiess ich auf eine thonig-mergelige Bank, welche, eine verhältnissmässig sehr dünne Zwischenlage bildend, ganz von Versteinerungen erfüllt ist und direct als eine Lumachelle bezeichnet werden kann. Die daraus entnommene, sehr reiche, vorwiegend aus Gastropoden, Lamellibranchiaten, Korallen und Nummuliniden bestehende Fauna gehört dem Unteroligocän an und stimmt, indem sie sich ihrem ganzen Charakter nach zunächst an das vicentinische Tertiär anlehnt, mit der Fauna der Sangonini-Schichten überein.

Ist auch nun dadurch, wie man sieht, ein sehr werthvoller Anhaltspunkt für die Altersteststellung gegeben, so sind wir, nachdem die Hauptmasse der Sandsteine keine Versteinerungen birgt und die Position des fossilführenden Niveaus vorderhand nicht genau bekannt ist, doch immer noch nicht im Besitze der Mittel, um die stratigraphischen Grenzen nach unten und nach oben sicher zu bestimmen, mithin über den vollen stratigraphischen Umfang dieser Schichtgruppe zu urtheilen. Als feststehend kann eigentlich nur die Vertretung des Unteroligocän gelten; die Frage dagegen, ob hierin auch höhere Glieder, eventuell das ganze Oligocän, inbegriffen erscheinen, muss noch offen gelassen werden.

Auch über das Lagerungsverhältniss zu den eocänen Flyschbildungen können in Anbetracht der durch die sehr starke Faltung verursachten Schwierigkeit einer Ermittlung desselben und der Unzulänglichkeit meiner Untersuchungen vorläufig nur Muthmassungen auf Grund gewisser Anzeichen geäussert werden. Auf meinen Touren bot sich mir vor Allem keine Gelegenheit, den unmittelbaren Contact oder eine Ueberlagerung zu beobachten. In dem allseits von levantinischen Schottern umschlossenen oligocänen Hauptgebiete von Mesanagrós (Mesanagrose) habe ich allerdings mehrmals stark zer-

knitterte Schichten angetroffen, die sehr an eocäne Flyschbildungen erinnerten, aber nirgends war es möglich, bestimmt zu sagen, dass dort wirklich diese Schichtenserie vorliegt, und wegen der ungemein grossen Störungen konnte auch in keinem von den Fällen das Lagerungsverhältniss zu den daneben vorkommenden, sicher oligocänen Ablagerungen erkannt werden. Für die Beurtheilung dieser wichtigen Frage bieten in Folge dessen vorläufig nur die allgemeinen Faltungserscheinungen eine gewisse Handhabe.

Im Gegensatz zu dem eocänen Flysch, dessen Schichten in der Regel völlig zerknittert und nach allen Richtungen gebrochen sind, wo also die Störungen nahezu das äusserste Ausmass erreichen, stellt sich bei den oligocänen Sedimenten die Faltung als weitaus weniger vorgeschritten dar. In den von mir untersuchten Gebietstheilen konnte wenigstens nirgends, wo kein Zweifel darüber vorhanden war, dass man Oligocän vor sich hat, eine so starke Schichtenzerknitterung wahrgenommen werden, wie im eocänen Flysch. Es zeigt sich vielmehr fast überall, dass die massigen oligocänen Sandsteine sammt den ihnen eingeschalteten mergeligen Lagen ihre weniger häufig wechselnden Neigungen auf längere Erstreckung hin beibehalten, und dieser Umstand weist entschieden darauf hin, dass sie im grossen Ganzen in ziemlich regelmässige einfache Falten, die übrigens auch öfters von Verwerfungen begleitet sein mögen, gelegt sind.

Im ersten Augenblicke könnte nun als naheliegend die Meinung platzgreifen, dass der eben erwähnte Unterschied zwischen dem eocänen und dem oligocänen Flysch durch die geringere Plasticität der oligocänen Sandsteine bedingt sei. Wenn man jedoch bedenkt, dass die eocänen Sandsteine und auch die cretacisch-eocänen Kalke, trotzdem sie meist noch härter und spröder sind, vollständig durcheinandergefaltet erscheinen, so muss aus den geringeren Störungen in den oligocänen Absätzen in erster Linie auf ein discordantes Verhältniss geschlossen werden. Man darf es zum Mindesten als sehr wahrscheinlich bezeichnen, dass der eocäne Flysch schon vor der Ablagerung der oligocänen Sandsteine faltenden Kräften ausgesetzt war. Wie ich nochmals zu betonen mich bemüssigt sehe, handelt es sich aber hier vorderhand bloss um eine Annahme, die auf ihre Richtigkeit zu prüfen erst die Aufgabe neuer, eingehenderer Untersuchungen sein wird.

Hinsichtlich des landschaftlichen Charakters macht sich gegenüber den eocänen Flyschgebieten ein wesentlicher Unterschied nicht bemerkbar. Das oligocäne Terrain stellt sich als ein ziemlich unwirthliches, nur mässig hohes Bergland dar, das sich im Allgemeinen noch am besten für die Waldkultur eignet. Im Einklange mit dem Gesteinscharakter und mit der im Vergleiche zu den eocänen Flyschstrecken minder gestörten Schichtenlagerung begegnet man in demselben nur selten stark zerrissenen Bergformen.

1. Das Gebiet von Mesanagrós.

Sieht man von den bezüglich ihres Alters vorläufig zweifelhaft bleibenden, möglicherweise noch dem Eocän zufallenden, dicker gebankten Sandsteinen ab, welche auf der Route von dem Gehöfte

Pflonit (Peloneet) nach Lártos (Lardos) beobachtet und schon bei der Beschreibung der grossen östlichen eocänen Flyschregion kurz erwähnt wurden, so kann auf Grund unserer bisherigen Kenntniss des geologischen Baues von Rhodus behauptet werden, dass diese Schichtgruppe nur in dem südlichsten Theile der Insel auftritt. Sie nimmt hier vor Allem den langgedehnten Bergrücken des Skhiádi Yunó (Mt. Skathi) sammt seinen reicher gegliederten südöstlichen Ausläufern ein, so wie den langen, im Norden von ihm abzweigenden Höhenzug, der zunächst nach Ostsudost streicht, sich aber dann später wieder gegen Nordost wendet. Die gleiche Zusammensetzung hat auch das niedrigere, dazwischen gelegene Terrain. Von fluviatilen levantinischen Schottern und Sanden rings umgeben, reicht dieses Gebiet im Süden bis nahe an den Khorákia (Horakia) Yunó; in dem nordöstlich weit vorspringenden Sporne erstreckt es sich bis zu dem tief eingeschnittenen, von Váthi nach Yennádi (Yannathi) in vielen Windungen sich ziehenden Thale. Das Dorf Mesanagrós (Mesanagrose), nach dem man es kurzweg bezeichnen kann, liegt mitten in demselben, auf der Höhe eines im Südosten mit dem Skhiádi Yunó (Mt. Skathi) zusammenhängenden Bergrückens.

Damit man weiss, in welchen Theilen meine als erste Orientierungsversuche aufzufassenden Untersuchungen durchgeführt worden und welche Gegenden unbesucht geblieben sind, erachte ich es diesmal für zweckmässig, die daselbst von mir gemachten Touren anzugeben. Den Skhiádi (Skathi) -Rücken, der von den Umwohnern häufig auch Stavros Yunó genannt wird, verquerte ich zwischen dem auf seinem Westabhange stehenden Monastir Skhiádi (Skathi) und Mesanagrós (Mesanagrose). Um sodann von dem letztgenannten Punkte nach Váthi zu gelangen, benützte ich den kürzesten Verbindungsweg, einen beschwerlichen Gebirgspfad, und durchzog ich auf diese Weise das Gebiet der Länge nach. Endlich lernte ich noch auch die dem Athiádi Yunó (Kara Use) zugekehrte Strecke kennen, indem ich bei einem zweiten Besuche von Mesanagrós (Mesanagrose) gegen Süden abgestiegen und dem nach Lakhaniá (Lachania) führenden Thale gefolgt bin.

Die wichtigsten Ergebnisse aus den dabei gesammelten Beobachtungen wurden, namentlich was die Gesteinsentwicklung betrifft, bereits in dem vorigen Capitel mitgetheilt. Es bleibt mir daher hier in mancher Beziehung nur wenig nachzutragen übrig. Zwischen dem Monastir Skhiádi (Skathi) und Mesanagrós (Mesanagrose), sowie am Wege von Mesanagrós nach Váthi, der die beste Uebersicht gewährt, stehen überall die grauen, massigen, in dicken Bänken abgesonderten Sandsteine an und sieht man von den mergeligen Zwischenlagen verhältnissmässig nicht sehr viel. Die weiten Ausblicke und die günstige Terrainaufdeckung gestatten auch den Bau der entfernteren Strecken wenigstens im Wesentlichen zu erkennen. Der Gesamteindruck, den die Lagerungsverhältnisse hervorrufen, ist der, dass die oligocänen Sedimente mehrere, zum Theil ziemlich grosse, wenn auch, wie es scheint, nicht immer ganz regelmässige und bruchfreie Falten bilden, und da sich in dem Einfallen vorwiegend zwischen der nordwestlichen und der südöstlichen Richtung ein Wechsel bemerkbar macht, so darf

man annehmen, dass im Grossen und Ganzen nordöstliches Schichtenstreichen herrscht.

An stärker gestörten Partien, wo mitunter selbst von einer Durcheinanderfaltung die Rede sein kann, fehlt es übrigens auch da nicht; dieselben treten jedoch durchgehends sehr in den Hintergrund. Als Beispiel hiefür kann unter Anderem jener kleine Gebietstheil dienen, in welchem Mesanagrós (Mesanagrose) liegt. Ausser deutlich ausgesprochener verworrener Faltung nimmt man hier auch eine stärkere Zunahme der mergeligen Absätze wahr, und unter Berücksichtigung aller Umstände drängen sich unwillkürlich Zweifel auf, ob dieser Schichtencomplex dem Oligocän angehört. In Anbetracht dessen, dass der Gesteinscharakter weder mit der typischen Ausbildung des eocänen Flysches, noch auch mit solcher der oligocänen Ablagerungen völlig übereinstimmt, wäre es aber heute wohl verfrüht, diesbezüglich ein entscheidendes Urtheil zu fällen. Das Gleiche gilt dann, wie gesagt, noch von anderen beschränkten Stellen in dem südlichen Abschnitte unseres Gebietes, an denen eine ähnliche Vergesellschaftung von Sedimenten im Zustande beinahe gänzlicher Zerknitterung angetroffen wurde. Dass vor Allem in den südlichen Ausläufern des Skhiádi Vunó (Mt. Skathi), deren Durchforschung eben noch vollständig aussteht, sich die eocäne Flyschunterlage wird nachweisen lassen, halte ich deshalb für höchst wahrscheinlich, weil gerade hier besonders tiefe Einrisse vorhanden sind und es ausserdem bereits festgestellt ist, dass in der nächsten Nähe, gegen das Khorákia (Horakia) Vunó zu, mitten in den levantinischen Schottern wiederholte Aufbrüche von eocänem Flysch vorkommen. Dieses ist auch in der That das Terrain, in dem die Lösung der Frage nach dem Lagerungsverhältnisse zwischen den beiden Schichtenserien zunächst erwartet werden darf. Bei der Anfertigung der vorliegenden Uebersichtskarte blieb mir aber, wie man wohl zugeben wird müssen, kein anderer Ausweg übrig, als vorderhand das gesammte Gebiet von Mesanagrós (Mesanagrose) dem Oligocän zuzuweisen.

Mergelige Einschaltungen in den grauen, dickbankigen, oligocänen Sandsteinen treten etwas häufiger in der Gegend südöstlich von Mesanagrós (Mesanagrose) auf. Am Nordostende des Terrains, in dem von Váthi nach Yennádi (Yannathi) laufenden Thale, wurde als Zwischenlage in massigen Sandsteinen auch ein nicht, wie sonst, grünlicher oder brauner, sondern grauweisser, thonig-sandiger, ziemlich leicht zerbröckelnder Mergel beobachtet.

Die Angabe Spratt's über ausgedehnte Vorkommen vulkanischer Massen am Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) fand durch meine Untersuchungen keine Bestätigung. Weder längs der durchmessenen Wegstrecken, noch auch in jenen Gebietstheilen, deren Zusammensetzung aus der Ferne genügend beurtheilt werden konnte, sind vulkanische Gesteine bemerkt worden, und sah ich hier überhaupt nirgends sonst irgendwelche Anzeichen, welche auf deren Vorhandensein schliessen liessen. Sollte es einmal dennoch gelingen, an dem einen oder dem anderen Punkte dieser Region Eruptivmassen im Anstehenden zu entdecken, so kann man also heute schon bestimmt sagen, dass sie in keinem Falle sehr grosse Flächenräume einnehmen würden. Wir

werden übrigens später die Gelegenheit haben, uns mit den Eruptivgesteinen auf Rhodus und mit den einschlägigen Literaturangaben noch eingehender zu beschäftigen und können daher jetzt von einer weiteren Erörterung dieses Themas absehen.

Wie ich bereits angeführt habe, ist es mir geglückt, in der oligocänen Schichtenserie von Mesanagrós, am Wege von Mesanagrós (Mesanagrose) nach Váthi, ein fossilführendes Niveau aufzufinden, dessen reiche Fauna uns in den Stand setzt, das Alter besagter Ablagerungen wenigstens innerhalb gewisser Grenzen mit Sicherheit zu constatiren. Bei der Ueberschreitung des im Norden vom Skiádi (Skathi) -Rücken fast unter rechtem Winkel gegen Ostsüdost abzweigenden Bergriegels fiel mir in den massiv entwickelten Sandsteinen eine dünne mergelige Bank auf, die schon von Weitem eine Fülle von Versteinerungen erkennen liess und sich bei näherer Untersuchung thatsächlich als eine Lumachelle herausgestellt hat. Die betreffende Fundstelle liegt hoch oben, nahe dem Kamme, ungefähr dort, wo der Abstieg nach Váthi beginnt. In ihrem Bereiche erscheinen die Schichten gleichmässig nach Südost geneigt.

Die Fauna dieses versteinungsreichen Horizontes, welche wir nun genauer betrachten wollen, setzt sich, wie im Laufe unserer Darstellungen schon erwähnt worden ist, vornehmlich aus Gastropoden, Lamellibranchiaten, Korallen und Nummuliniden zusammen. An Mollusken enthält meine Collection über 50 Arten, welche sich auf etwa 30 Gattungen vertheilen. Die Mehrzahl der Stücke ist allerdings ziemlich stark verdrückt und entbehrt vielfach der Schale, so dass eine vollkommen sichere Speciesbestimmung nicht vorgenommen werden kann. Daneben kommen aber auch Exemplare vor, deren Erhaltungszustand relativ wenig zu wünschen übrig lässt. Bei der Zusammenstellung der nachstehenden Fossiliste habe ich es angezeigt gefunden, nur die letzteren zu berücksichtigen. Für unsere Zwecke genügt es auch vollständig, aus dem mir vorliegenden Material folgende Formen anzuführen:

- Conus diversiformis* Desh.
- Strombus auricularis* Grat.
- Voluta elevata* Sow.
- Voluta suturalis* Nyst
- Voluta* cfr. *harpula* Lam.
- Solarium plicatum* Lam.
- Pleurotoma turbida* Brand.
- Diastoma* cfr. *costellatum* Lam.
- Eburnea Caronis* Brong.
- Natica* cfr. *spirata* Desh.
- Cassidaria ambigua* Brand.
- Gryphaea Brongniarti* Bronn
- Ostrea* cfr. *gigantea* Brand.
- Janira arcuata* Brocchi
- Cardium fallax* Michel.
- Crassatella* aff. *neglecta* Michel.

In Bezug auf Häufigkeit nehmen *Gryphaea Bronquiarti* Bronn und *Cardium fallax* Michel. unter diesen Arten den ersten Rang ein. Beide treten in sehr grosser Individuenmenge auf. Durch mehrere Exemplare sind ferner bei mir repräsentirt: *Conus diversiformis* Desh., *Strombus auricularis* Grat., *Voluta* cfr. *harpula* Lam., *Voluta elevata* Sow., *Solarium plicatum* Lam., *Diastoma* cfr. *costellatum* Lam. und *Janira arcuata* Brocchi. Die übrigen Species dürften dagegen, nach meiner Aufsammlung zu urtheilen, etwas seltener vorkommen.

Im Anschlusse an die obige Liste wären dann noch einige, in verhältnissmässig wohl erhaltenen Stücken vorliegende Formen zu nennen, welche vorderhand mit den bisher bekannten Typen nicht identificirt werden konnten, und die man später einmal gelegentlich einer gründlichen Bearbeitung der Fauna vielleicht als neu aufzufassen genöthigt sein wird. Es sind dies:

Scalaria sp., eine schöne, ziemlich grosse Art mit stark gewölbten, rasch anwachsenden Windungen, zahlreichen dünnen, dabei scharfen, geraden Querrippen, die durch weite Zwischenräume getrennt werden, und mit vielen, gleich weit von einander abstehenden Spirallinien, welche schwächer als die Querrippen sind. Sie schliesst sich meiner Ansicht nach am nächsten an die durch v. Koenen aus dem norddeutschen Unteroligocän abgebildete *Scalaria* n. sp. v. Koenen (Abhandl. zur geolog. Specialkarte von Preussen etc., Band X, Heft 3, Berlin 1891, S. 770, Taf. 50, Fig. 10) an, weicht aber von ihr vor Allem durch die bedeutend grösseren Dimensionen ab.

Pleurotoma 2 sp., zwei möglicherweise neue, sehr stark verzierte Arten, von denen eine hinsichtlich der Gestalt und der Sculptur sich in erster Linie an *Pleurotoma microcheila* Edwards and Wood aus dem englischen Eocän anzuschliessen scheint.

Mathilda n. f. dürfte mit *Mathilda tripartita* v. Koenen aus dem norddeutschen Unteroligocän nahe verwandt sein. Sowohl in der Gestalt der Windungen, als auch in der feinen Schalensculptur hat sie wenigstens mit ihr am meisten Aehnlichkeit.

Arca sp., eine kleine, besonders durch ihre sehr charakteristische Verzierung, in der sie einigermassen an *Arca margaritula* Desh. aus dem Pariser Grobkalk erinnert, auffallende Form. Die Sculptur besteht aus groben, dichtstehenden, concentrischen Streifen, welche durch reihenförmig angeordnete, namentlich gegen den Unterrand zu kräftig hervortretende Körner gebildet werden. Von Längsstreifen findet sich keine Spur.

Pectunculus n. f., ausgezeichnet durch eine sehr kleine Area und eine ganz eigenthümliche Schalenverzierung, welche sich aus ziemlich kräftigen, dichtgedrängten Längsrippen und ebenso starken concentrischen Streifen zusammensetzt. An den Kreuzungsstellen entstehen viereckige Knoten, und da die Zwischenfelder gleichfalls viereckig sind, so erscheint in Folge dessen die Oberfläche regelmässig gegittert. Die beträchtliche Zahl der in meiner Collection befindlichen Exemplare weist darauf hin, dass diese Art auf Rhodus sehr häufig ist.

Die wegen ihres ungünstigen Erhaltungszustandes nicht genau bestimmbar und deshalb vorderhand unberücksichtigt gelassenen Formen gehören zu den Gattungen *Dentalium*, *Terebellum*, *Conus*, *Natica*, *Solarium*, *Turritella*, *Cerithium*, *Fusus*, *Cypraea*, *Trochus*, *Turbo*, *Xenophora*, *Vermetus*, *Pectunculus*, *Pecten*, *Venus* und *Spondylus*.

Neben Mollusken spielen in unserer Fauna, wie gesagt, auch Einzelkorallen eine hervorragende Rolle, und an dieselben reihen sich dann, was Häufigkeit anbelangt, Nummuliten aus der Gruppe der *Striatae* an. Das sicher constatirte Vorkommen von *Nummulites vasca Joly et Leym.* spricht mit Entschiedenheit für die Vertretung des achten, obersten Nummulitenhorizontes de la Harpe's und steht in vollkommenem Einklange mit der ganzen übrigen Artenvergesellschaftung. Etliche kleine Fragmente von Echiniden und Crustaceenspuren bilden endlich den Schluss der bis jetzt erzielten palaeontologischen Ausbeute.

Angesichts der hier citirten Fossilien kann wohl nicht der mindeste Zweifel darüber obwalten, dass die beim Abstiege nach Váthi angetroffene mergelige Schicht und die sie einschliessenden dickbankigen Sandsteine unteroligocänen Alters sind. Aus dem ganzen Charakter dieser Fauna ergeben sich vor Allem zu den oligocänen Ablagerungen des vicentinischen Gebietes unverkennbar sehr nahe faunistische Beziehungen. Eine Besprechung der verticalen und geographischen Verbreitung der einzelnen Arten dürfte in Anbetracht dessen, dass es sich dabei durchwegs um gut bekannte Typen handelt, vollkommen überflüssig sein. Auf Grund der in dem vicentinischen Tertiär, welches hier in erster Linie zum Vergleiche herangezogen werden muss, bereits diesbezüglich durchgeführten umfassenden Studien, namentlich durch Th. Fuchs (Beitrag zur Kenntniss der Conchylienfauna des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien, 1870) und E. Munier-Chalmas (Étude du Tironique, du Cretacé et du Tertiaire du Vicentin, Thèses présentées a la faculté des sciences de Paris etc., Paris 1891) sind wir ja doch in der Lage, sofort bestimmt sagen zu können, dass der in Rede stehende Theil der Schichtgruppe ein Aequivalent der Schichten von Sangonini darstellt. Was Anderes ist es hingegen, wenn wir über den stratigraphischen Umfang der ganzen Masse der in dem Gebiete von Mesanagrós (Mesanagrose) entwickelten jüngeren Flyschablagerungen urtheilen wollten. Hiezu mangelt es uns, wie schon früher betont wurde, noch an Anhaltspunkten; wie weit diese Bildungen stratigraphisch nach oben hinaufreichen, ob sie auch höhere Glieder des Oligocän umfassen, wofür wenigstens ihre bedeutende Mächtigkeit zu sprechen scheint, bleibt demnach vorläufig unaufgeklärt.

2. Das Gebiet Ghéskero.

Als ich einerseits von Kataviá (Katabia), an dem Südrande des Berges Palaeo Kástro vorbei, nach Lakhaniá (Lachania), andererseits von Kataviá (Katabia) zum Cap Vígli und von dort zum Cap Istros zog, gewann ich vom Wege, der mich zumeist auf der jungpliocänen Decke geführt hat, aus einiger Entfernung den Eindruck, dass in dem

plateauartigen Hügeltterrain Ghéskero graue massige Sandsteine vorwalten. Es liegt daher die Vermuthung sehr nahe, dass dort ebenfalls oligocäne Ablagerungen auftreten. Da jedoch in dieses kleine Gebiet gelegentlich seiner fast vollständigen Umkreisung nirgends direct eingedrungen wurde, so kann ich für die Richtigkeit der Ausscheidung keineswegs bürgen. Dessen Einreihung in das Oligocän, zu der ich mich, vor der Wahl zwischen eocänem und oligocänem Flysch stehend, lediglich durch den an die Flyschbildungen der Region von Mesanagrós (Mesanagrose) erinnernden, aber, wie gesagt, nicht aus unmittelbarer Nähe constatirten Sedimentcharakter veranlasst gesehen habe, möchte ich in der That nur als eine provisorische betrachtet wissen.

IV. Thari-Schichten.

Mit diesem Namen bezeichne ich eine in petrographischer Beziehung sehr hervorstechende Schichtgruppe, welche ihren Lagerungsverhältnissen nach dem Jungtertiär angehört, deren Alter jedoch genauer wegen Mangels charakteristischer Fossilien vorläufig nicht bestimmt erscheint. Da es keineswegs ganz ausgeschlossen ist, dass sie das ältere Neogen repräsentirt, wofür mir allerdings keine Anhaltspunkte vorliegen, so erachte ich es für zweckmässig, ihr bei der Besprechung der jungtertiären Ablagerungen die erste Stelle einzuräumen. In Folge der eigenthümlichen, auffallenden Gesteinsausbildung lässt sich dieselbe ausserordentlich leicht kartographisch ausscheiden und erfordert sie schon aus diesem Grunde allein eine gesonderte Behandlung. Gleich im Voraus muss aber auch bemerkt werden, dass es vorderhand noch unentschieden bleibt, ob sie eine marine oder eine Binnenablagerung sei.

Das Hauptsediment bilden grüne Sandsteine, von denen der weitaus grössere Theil sich als reiner Serpentin sandstein erweist. Eine wichtige Rolle spielen daneben grüne oder röthlichbraune Conglomerat sandsteine, an deren Zusammensetzung Serpentin körner gleichfalls einen sehr wesentlichen Antheil nehmen. Allgemeine Verbreitung besitzen sodann eigenthümliche Conglomerate, welche vornehmlich aus Geröllen verschiedener Eruptivgesteine bestehen, in denen Kalkgerölle dagegen stark zurücktreten. Endlich sind noch grünlichschwarze Schiefer anzuführen, die aber im Grossen und Ganzen eine mehr locale Bedeutung erlangen. Alle diese Sedimente stehen einestheils mit einander in Wechsellagerung, andererseits findet man auch häufig, dass sie einander streckenweise ersetzen.

Was nun zunächst die Sandsteine anbelangt, so stellt sich die Hauptmasse derselben, wie schon gesagt wurde, als reiner Serpentin sandstein dar. Dieser erscheint stets intensiv grün gefärbt und setzt sich mitunter fast ausschliesslich aus Serpentinrollstückchen zusammen, deren Grösse zwischen ziemlich weiten Grenzen schwankt, so dass man allen Abstufungen von einem äusserst feinen bis zu einem sehr grobkörnigen, bereits einen Uebergang zu Conglomeraten bildenden Sandstein begegnet. Hierbei besteht auch das Bindemittel häufig blos aus feinem Serpentinzerreibsel. Als Gemengtheile treten sodann in manchen Abarten Erzpartikel, Chlorittheilchen, Kalkkörner, sehr untergeordnet

ausserdem Bronzitschuppen und Quarz auf, doch überall lässt sich constatiren, dass Serpentinkörner weitaus überwiegen. Eine andere besondere Sorte bilden solche Sandsteine, welche beinahe zur Hälfte aus kohlenurem Kalk bestehen, in denen dieser das reichlich vorhandene Bindemittel ausmacht zwischen den gleichmässig vertheilten Serpentinkörnern und den übrigen nebensächlichen Bestandtheilen. Die mikroskopische Untersuchung der mitgebrachten Proben hat schliesslich auch das Vorkommen von Serpentin sandsteinen ergeben, in denen als Bindemittel ein wasserhaltiges structurloses Silicat auftritt. Während die ganz reinen Serpentin sandsteine durchgehends dunkelgrün sind, ändert sich die Färbung der unreinen Abarten je nach deren Zusammensetzung und dem Ausmasse der Verwitterung nicht unbedeutend, indem sie bald ins Grünlichgraue, bald ins Röthliche oder auch ins Gelbliche und Weisse übergeht.

Mit wenigen Ausnahmen zeichnen sich die Sandsteine der Tharischichten durch einen verhältnissmässig geringen Grad von Festigkeit aus. Zuweilen stösst man sogar auf Bänke, die so mürbe sind, dass sie gewissermassen nur die Bezeichnung eines halberhärteten Sandes verdienen. Wo die Schichtung deutlicher ausgesprochen ist, was nicht überall zutrifft, dort sieht man, dass die Absonderung in der Regel in ganz dünnen Bänken stattfindet. Die cleavage und die geringe Härte bewirken es, dass das Gestein ungemein leicht und stark zerbröckelt. Dadurch wird natürlich die Schichtung noch mehr verwischt, und deshalb gelingt es auch nur schwer, ein grösseres Gesteinsstück durch Schlagen zu erhalten. Neben Gebieten mit halbwegs deutlich wahrnehmbarer Schichtung der Sandsteine kommen ferner auch Strecken vor, auf denen die Bankung nahezu gar nicht ausgeprägt erscheint. In solchen Fällen machen die Sandsteine den Eindruck, als hätte man eine manchmal in ihrer ganzen Mächtigkeit compacte, ungliederte, dabei aber leicht zerfallende Sedimentmasse vor sich, und nur dort, wo sich Einschaltungen von Schiefen und Conglomeratbänken finden, kann dann das Schichtstreichen und Verfläachen ermittelt werden.

In engster Verknüpfung mit den Sandsteinen stehen dunkle, ziemlich harte, wegen ihrer eigenartigen Zusammensetzung sehr auffallende Conglomerate, Ablagerungen, deren weite Verbreitung in diesem Schichtensysteme ihnen darin eine hohe Bedeutung verleiht. Sie bilden nahezu überall bald mächtigere, bald dünnere Einlagerungen in den oben geschilderten Sandsteinen, und da sie der Denudation besser widerstehen, sieht man häufig, dass sie als schützende Decke die anderen, leichter verwitternden, weicheren Sedimente krönen. Es hat demnach zuweilen den Anschein, als würde mit ihnen die ganze Schichtgruppe abschliessen. Die Gerölle, aus denen diese Conglomerate bestehen; stammen fast durchwegs von Eruptivgesteinen her. Am häufigsten finden sich Gerölle von Serpentin, Gabbro, Norit und Diabas; etwas schwächer sind vertreten solche von Augitporphyr, Porphyr, und eines quarzhaltigen Augitdiorit. Daneben fehlen wohl auch Gerölle des cretacisch-eocänen Kalkes und der Flyschsandsteine nicht, dieselben kommen jedoch stets nur in einer verschwindend geringen Menge vor. Als Bindemittel dient in der Regel der weiche, grüne Serpentin sandstein.

Von den aufgezählten Eruptivgesteinen konnten auf Rhodus im Anstehenden blos Serpentin, Porphyrit und Diabas nachgewiesen werden, und selbst der letztgenannte, an der Grenze zwischen cretacisch-eocänem Kalk und eocänem Flysch zu Tage tretende Diabas zeigt sich verschieden von jenem, dessen Gerölle die Thari-Conglomerate führen. Alle übrigen Eruptivgesteine sind hier dagegen auf primärer Lagerstätte nirgends angetroffen worden. Wenn sich also auch das massenhafte Vorkommen von Serpenteröllen in den Thari-Conglomeraten durch das wiederholte Auftauchen des Serpentin auf Rhodus leicht erklären lässt, so bleibt doch immer noch die Frage unentschieden, von wo die Gerölle der anderen Eruptivgesteine, namentlich jene des in diesen Bildungen in sehr grosser Menge enthaltenen Gabbros und Norits herrühren. Wohl am nächsten läge es zu vermuthen, dass die betreffenden Eruptivmassen hier unter den mächtigen und sehr weite Gebiete einnehmenden jungtertiären Ablagerungen verhüllt liegen; man müsste dabei jedenfalls mit dem ganz besonderen Zufalle rechnen, dass dieselben im Gegensatze zum Serpentin trotz ihrer nothwendig vorauszusetzenden beträchtlichen räumlichen Ausdehnung an keiner Stelle oder höchstens an wenigen, mir unbekannt gebliebenen, beschränkten Punkten auf der Oberfläche erscheinen. Eine andere Erklärung wäre dann nur noch die, dass die besagten Gerölle, oder wenigstens deren Mehrzahl, ihren Ursprung auf dem benachbarten kleinasiatischen Festlande haben, woher thatsächlich bereits zahlreiche Vorkommnisse solcher Gesteine im Anstehenden bekannt geworden sind. Es würde dies selbstverständlich wieder die Annahme eines ziemlich weiten Transportes erheischen. Welche Deutung die grössere Wahrscheinlichkeit für sich hat, möge vorläufig dahingestellt bleiben. Ich will jetzt nur bemerken, dass diese Frage sehr innig zusammenhängt auch mit der Frage nach dem Charakter der Thari-Schichten, nämlich, ob dieselben eine marine oder eine lacustre Bildung sind, worauf wir noch weiter unten zu sprechen kommen werden.

An manchen Stellen nehmen in den Conglomeratbänken Serpenterölle so sehr die Oberhand, dass sich die ersteren zu fast reinen Serpentinconglomeraten entwickeln. Grosses Interesse beansprucht wegen ihres ungewöhnlichen Aussehens ausserdem noch eine besondere Art von Conglomeraten, die zwar nirgends eine bedeutende Mächtigkeit und Ausdehnung erreicht, dafür aber in dem Verbande der anderen Absätze an einer nicht unerheblichen Anzahl von Punkten beobachtet wurde. Es ist dies eine conglomeratische Ablagerung mit einer eigenthümlichen, überaus reichlich vorhandenen Grundmasse, in welcher verschiedene Dimensionen aufweisende Gerölle des Serpentin, des cretacisch-eocänen Kalkes und in untergeordneter Weise auch einiger der anderen, früher erwähnten Gesteine stecken. Das Bindemittel erscheint dunkelgrün bis schwarz, ganz dicht und kann, mit freiem Auge betrachtet, vom Serpentin gar nicht unterschieden werden. Durch mikroskopische Untersuchung überzeugt man sich jedoch, dass es aus einem äusserst feinen Zerreibsel reinen Serpentin besteht.

Eine Mittelstellung zwischen den Sandsteinen und den Conglomeraten nehmen gewisse Conglomeratsandsteine ein, ein in bestimmten Terrains mächtig entwickeltes und stark ausgebreitetes Sediment,

welches local durch allmöglichen Uebergang im Streichen mit den Sandsteinen verbunden zu sein, dieselben also direct zu vertreten scheint. Man hat es hier in der Regel mit grünlichen oder röthlichen, nicht selten auch braunen Sandsteinen verschiedenen Kornes zu thun, in denen, wie sonst, Serpentinrollstückchen den wesentlichsten Gemengtheil ausmachen, und deren ganze Masse von den Geröllen der oben angeführten Eruptivgesteine, nicht minder aber auch des cretacischen und eocänen Kalkes durchsetzt wird. Die Menge der Gerölle wechselt nicht unbeträchtlich. Je nach deren Häufigkeit nähert sich diese Ablagerung bald den typischen Conglomeraten, bald den reinen Sandsteinen, so dass sich in petrographischer Beziehung nach beiden Richtungen hin ein ganz allmälliger Uebergang wahrnehmen lässt. Die Bankung ist derart undeutlich, dass in den meisten Fällen die Conglomeratsandsteine vollständig ungeschichtet aussehen.

In Wechsellagerung mit den bis nun beschriebenen Gesteinsarten, namentlich mit den Serpentinandsteinen treten schliesslich, wie schon hervorgehoben wurde, auch grünlichschwarze, weiche, theils blättrig sich absondernde, theils bröcklig zerfallende Schiefer auf. Sie wachsen auf einzelnen Strecken zu verhältnissmässig bedeutenden Complexen an und stellen demnach mitunter sehr wichtige Schichtglieder dar. Es gibt dem entgegen aber auch Gebiete, in denen die Rolle, welche sie neben den anderen Sedimenten spielen, eine höchst untergeordnete ist, und selbst solche Regionen, wo sie gänzlich fehlen.

Die Lagerungsverhältnisse der Thari-Schichten liegen sehr klar zu Tage und bieten geradezu das einzige Mittel dar für die Beurtheilung des geologischen Alters dieser Bildungen wenigstens innerhalb gewisser weiterer Grenzen. Hinsichtlich des Ausmasses an Störungen tritt gegenüber dem Alttertiär ein wesentlicher Unterschied hervor, und dafür zeigt sich eine ziemlich grosse Uebereinstimmung mit den pliocänen Ablagerungen, vor Allem mit jenen der levantinischen Stufe. Während nämlich der eocäne Flysch bekanntlich durchwegs ausserordentlich zerknittert ist und auch die oligocänen Sandsteine noch ziemlich stark gefaltet sind, macht sich hier eine Faltung im eigentlichen Sinne des Wortes nicht bemerkbar, sondern man beobachtet blos einfache, bald steilere, bald flachere Neigungen der Schichten, zwar nicht immer in der gleichen Richtung, aber von der Anordnung, dass aus ihnen Falten nicht reconstruirt werden können. Südliches Verflähen herrscht weitaus vor; manchmal begegnet man übrigens auch horizontaler Lagerung. Aus mannigfachen Erscheinungen, von denen erst später die Rede sein wird, lässt sich deutlich erkennen, dass jene gebirgsbildenden Kräfte, welche auf Rhodus noch zur jüngeren Neogenzeit thätig waren, mehr bruchbildend und absenkend als faltenlegend gewirkt haben.

Gegen das ältere Gebirge, die cretacischen und die alttertiären Ablagerungen, verhalten sich die Thari-Schichten genau so, wie das Pliocän, discordant und transgredirend. Sie ruhen, nach zahlreichen, an verschiedenen Punkten, welche zumeist ausgezeichnete Aufschlüsse geboten haben, gesammelten Beobachtungen zu urtheilen, unter theils steilerem, theils flacherem Einfallen ihrer Bänke discordant auf dem vollkommen zerknitterten eocänen Flysch und greifen wiederholt auch

auf die cretacisch-eocänen Kalke über, welche sie streckenweise bedecken, oder an die sie unconform anstossen. Dass einst das von ihnen eingenommene Areal grösser gewesen ist als heute, beweisen die auf den eocänen Flyschbildungen da und dort in dem angrenzenden Terrain lose in situ zerstreut liegenden Gerölle ihrer Conglomerate und Conglomeratsandsteine. Nachdem die weicheren, leichter verwitternden Sedimente, zu denen auch das sandige Bindemittel der Conglomerate gehört, der Denudation ganz anheimgefallen sind, blieben die der Abtragung einen viel stärkeren Widerstand leistenden Gerölle der harten und specifisch schweren Eruptivgesteine als die letzten Spuren der früheren grösseren Ausbreitung dieser Schichtgruppe zurück.

Eine präcise Bestimmung des geologischen Alters erscheint in Anbetracht dessen, dass es bisher nicht gelungen ist, bezeichnende Versteinerungen zu entdecken, nicht durchführbar. Wir wissen zwar aus den Lagerungsverhältnissen, dass man es hier mit einer jungtertiären Bildung zu thun hat, können jedoch keineswegs sicher sagen, um welche Abtheilung des Neogen es sich dabei handelt; in letzterer Beziehung sind wir also vorderhand bloss auf Muthmassungen angewiesen.

Hamilton, dem die transgressive Lagerung der Thari-Schichten über dem eocänen Flysch und den cretacisch-eocänen Kalken unbekannt geblieben ist, trennt dieselben von den Flyschsandsteinen nicht ab, sondern betrachtet sie zusammen mit jenen als einen einheitlichen, stratigraphisch über der cretacischen Scaglia liegenden Complex, der das jüngste Glied seiner „secondary rocks“ auf Rhodus bilden soll. Es geht dies aus seinem Berichte ganz unzweifelhaft hervor. Er erwähnt nämlich unter Anderem die zwischen dem grossen Elias-Berge und dem Atáviro (Mt. Attayaro) durchziehenden mächtigen rothen Conglomeratsandsteine dieses Schichtensystems und sagt von ihnen, indem er sie in Einem mit anderen, dem alttertiären Flysch entsprechenden, sandig-schiefriigen Gebilden beschreibt, dass sie dort unter steiler südsüdwestlicher Schichtenneigung conform auf dem Scagliakalke ruhen, was, sofern ihm kein Beobachtungsfehler unterlaufen ist, auf eine ganz zufällige Concordanz an irgend einer Stelle zurückzuführen sein dürfte. Wenn man den im Grossen und Ganzen einander ähnlichen Gesteinshabitus in Rücksicht nimmt, so erscheint es auch vollkommen begreiflich, dass bei einer weniger genauen Untersuchung, so lange das geschilderte Lagerungsverhältniss unermittelt blieb, die Meinung, beide Bildungen gehören einem und demselben Schichtensysteme an, platzgreifen konnte.

Wesentlich verschieden von der Ansicht Hamilton's ist jene Spratt's. Dieser Forscher zählt die Thari-Schichten dem Jungtertiär zu. Er drückt sich darüber allerdings nicht ganz klar aus, aber seine diesbezüglichen kurzen Auseinandersetzungen lassen sich wohl kaum anders deuten. Nach ihm zerfallen die shingle beds der Insel Rhodus einerseits in solche, die lediglich aus Kalkgeröllen bestehen, andererseits in solche, deren Material zum Theil oder ganz eruptiven Massen entstammt. Während die ersteren sich vor den angeblich grossen vulkanischen Ausbrüchen auf Rhodus gebildet haben sollen und augenscheinlich nichts Anderes sind als die fluviatilen Schotter

der levantinischen Stufe, verlegt Spratt die Entstehung der anderen in die Zeitperiode zwischen den Eruptionen und dem Absatze der pliocänen, durch ihn kurzweg als Tertiär bezeichneten Ablagerungen. Dass nun die letztgenannte Kategorie der shingle beds mit den Conglomeraten und weichen Conglomeratsandsteinen unserer in Rede stehenden Schichtgruppe identisch ist, braucht wohl keiner näheren Begründung.

Ich selbst habe mich endlich in meinem vorläufigen Berichte dahin geäußert, dass die Thari-Schichten möglicherweise nur ein regional abweichend ausgebildetes Glied der fluviatilen levantinischen Schotter und Sande darstellen. Die Anhaltspunkte, auf die ich mich hiebei gestützt habe, waren folgende: Hinsichtlich des Ausmasses der Schichtenstörungen kann zwischen beiden Ablagerungen, welche in gleicher Weise über die älteren Sedimente transgrediren, ein wesentlicher Unterschied nicht wahrgenommen werden; wohl beobachtet man bei den Thari-Schichten da und dort ein steileres Einfallen, es lässt sich dies jedoch ganz gut auch als eine locale Erscheinung auffassen. In den meisten Grenzregionen sieht es ferner so aus, als wären beide innig mit einander verknüpft, indem es auf den von mir besuchten Strecken nirgends gelungen ist, über ihr gegenseitiges Lagerungsverhältniss ins Klare zu kommen und häufig der Eindruck gewonnen wurde, dass sie sich in derselben Art blos einfach neben einander ausbreiten. Bei der Abtrennung gaben daher fast immer die petrographischen Merkmale das einzige Mittel ab. Die grösste Stütze für meine Vermuthung erblickte ich aber in der geographischen Verbreitung der Thari-Schichten. Dieselben nehmen, wie wir sehen werden, in dem mittleren Abschnitte der Insel ein Gebiet ein, das zum grossen Theile den Charakter eines Senkungsfeldes der älteren cretacischen und eocänen Bildungen an sich trägt. Sie folgen unter Anderem der Tiefenregion zwischen dem Atáviro (Mt. Attayaro), dem Kítala (Ketallah) -Rücken und dem Eliasberge und gehen schliesslich gegen Nordwest direct in das nördliche Paludinenbecken aus. In ihrem Auftreten scheinen sie allen Anzeichen nach die zwei grossen Flussschottergebiete aus der levantinischen Zeitperiode, die ausgedehnten und mächtigen Anhäufungen jenes Stromes, der, vom kleinasiatischen Festlande kommend, sich in die beiden levantinischen Seen der Insel Rhodus ergoss, mit einander zu verbinden, und es ist daher auch in der That sehr nahe gelegen, sie ohneweiters für eine Ergänzung der levantinischen Absätze zu halten.

Gemäss dieser Deutung des in Rede stehenden Schichtencomplexes als einer fluviatilen Pliocänablagerung habe ich auch das massenhafte Vorkommen von Geröllen solcher Eruptivgesteine in den Conglomeraten und Conglomeratsandsteinen, von denen auf Rhodus im Anstehenden bisher keine Spur entdeckt werden konnte, in der Weise zu erklären versucht, dass ich annahm, ein bedeutender, vielleicht sogar der überwiegende Theil des Materials, aus welchem sich die besagten Bildungen zusammensetzen, stamme nicht von Rhodus, sondern aus Kleinasien her und sei durch den erwähnten, offenbar sehr mächtigen Strom der älteren Pliocänzeit hieher gebracht worden. Mochte auch die eigenthümliche Gesteinsentwicklung im Verbande der levantinischen Binnenablagerungen einigermassen als ungewöhnlich auffallen,

immerhin war es doch denkbar, sie sei dadurch bedingt, dass der Fluss entweder in Folge einer zeitweiligen Verlegung oder gar nur einer Ausbreitung seines Bettes in ein Terrain, das anders, vornehmlich aus Eruptivmassen aufgebaut war, stellenweise ein ganz verschiedenes Material abgesetzt hat.

Nun erlitt aber nachträglich meine Ansicht eine bedeutende Erschütterung dadurch, dass gelegentlich der mikroskopischen Untersuchung der Gesteinsproben in einem Dünnschliffe des Serpentinsteins aus der Gegend des Rhóino Vunó (Mt. Rhoeyno) Spuren von Foraminiferen aufgefunden wurden. Diese hier allem Anscheine nach nur ganz vereinzelt auftretenden Organismenreste erwiesen sich leider wegen ihres äusserst schlechten Erhaltungszustandes als unbestimmbar, genügen jedoch, um den gemuthmassten binnenländischen Charakter der Thari-Schichten sehr in Frage zu stellen. Allerdings besteht immer noch die Möglichkeit, dass es sich daselbst blos um eine Einschwemmung handelt, ohne zwingende Gründe hiezu kann dies aber doch nicht so ohne weiters behauptet werden.

Nebenbei will ich überdies bemerken, dass aus der Gestalt der in den Conglomeraten enthaltenen Rollstücke sich auch kein sicherer Schluss auf die Art und Weise der Entstehung unserer Ablagerungen ziehen lässt. Aehnlich, wie in den zweifellos fluviatilen Schottern der levantinischen Stufe, wechseln nämlich auch da die Rollstücke bezüglich ihrer Form nicht unbeträchtlich, indem sie einestheils normalen marinen Geröllen gleichen, andererseits sich wieder manchen Flussgeschieben bis zu einem gewissen Grade nähern. Nur der Umstand wäre vielleicht von Wichtigkeit, dass ich mich auf die gewöhnliche Flussgeschiebform, der man in den levantinischen Schottern thatsächlich begegnet, hier nicht erinnern kann.

Sollte es sich einmal wirklich herausstellen, dass die Thari-Schichten marinen Ursprungs sind, was in Anbetracht der erwähnten Foraminiferenfunde heute gar nicht mehr unwahrscheinlich ist, dann müsste wohl zunächst an die Vertretung des Miocän gedacht werden. Eine solche Anschauung hätte auch in der That Einiges für sich. Wir wissen, dass marine Miocänbildungen in dem Aufbaue des südlichen Kleinasien eine grosse Rolle spielen und sich unter Anderem auch in den Rhodus nächstgelegenen Landstrichen des Festlandes, in Lykien und Karien, häufig finden. Es würde demnach nicht im Mindesten befremden, wenn sie auch auf Rhodus vorkämen. Nachdem sich nun hier Aequivalente des marinen Miocän bis jetzt nicht nachweisen liessen und die Thari-Schichten der einzige neogene Schichtencomplex sind, über dessen Alter man noch im Zweifel bleibt, eine Parallele mit dem marinen Jungpliocän aber kaum in Frage kommen kann, so dürfte die Vermuthung, es liege daselbst älteres Jungtertiär vor, einer gewissen Berechtigung nicht entbehren. Die in Anatolien und im Aegäischen Archipel weite Regionen bedeckenden miocänen Süsswasserkalke brauchen dagegen diesbezüglich wegen ihrer gänzlich verschiedenen Entwicklung und anderer geographischer Verbreitung überhaupt nicht in Betracht gezogen zu werden. Mit der eben besprochenen Annahme stünden allerdings die Fossilienarmuth und der stark abweichende Sedimentcharakter der Thari-Schichten nicht im Einklange.

Die Miocänablagerungen Lykiens und Kariens, der beiden benachbarten Festlandsgebiete, setzen sich nämlich hauptsächlich aus lichten, weichen, vielfach schlierähnlichen Mergeln, sowie aus Kalken zusammen und nur zum geringen Theile aus Sandsteinen und Conglomeraten, welche sich übrigens, nach ihren Beschreibungen zu urtheilen, von unseren Serpentin sandsteinen und Conglomeraten zumeist wesentlich unterscheiden dürften. Sie zeichnen sich überdies in der Regel durch reiche Fossilführung aus.

Im Vorangehenden glaube ich nun wohl die wichtigsten, sich heute darbietenden Erörterungspunkte betreffs des Charakters und des Alters der uns eben beschäftigenden Schichtgruppe kurz zusammengefasst zu haben. Ich kann nicht umhin, nochmals zu betonen, dass vorläufig nur die Thatsache feststeht, dass diese Schichtgruppe dem Jungtertiär angehört. Die Frage dagegen nach der genaueren stratigraphischen Position innerhalb des Neogen und jene, ob hier eine marine oder eine Binnenablagerung vorliegt, müssen, da sie, wie wir gesehen haben, auf Grund der bisherigen Untersuchungen nicht gelöst werden konnten, zur Zeit noch als vollkommen offen betrachtet werden.

Das aus den Thari-Schichten aufgebaute Terrain stellt sich fast durchwegs als ein Hügelland mit weichen, sanften Conturen dar. Dieser Terraincharakter und die vorwiegend intensiv grüne oder röthlichbraune Gesteinsfärbung in Verbindung mit der ziemlich starken Waldbedeckung bewirken neben den weissen oder lichtgrauen cretacisch-eocänen Kalken, welche in unmittelbarer Nähe als kahle, felsige Gebirgsmassen hoch aufstrebend, einen der schärfsten und schönsten landschaftlichen Contraste.

1. Das Hauptgebiet.

Es ist schon vorhin erwähnt worden, dass die Thari-Schichten blos in dem mittleren Theile der Insel vorkommen. Der von ihnen im Ganzen eingenommene Flächenraum erscheint keineswegs bedeutend, wenigstens im Vergleiche mit den Arealen, welche auf jede einzelne von den anderen Ablagerungen entfallen. Ihre stärkste Entwicklung und grösste zusammenhängende Ausbreitung erreichen sie östlich vom Atáviro (Mt. Attayaro), zwischen diesem mächtigen Kalkstocke, dem grossen Eliasberge, den Kítala (Ketallah) -Bergen und dem Rhóino (Rhoeyno) Vunó. Sie füllen auf diese Weise zunächst jene schmale Senkungszone aus, welche die umfangreiche Kalkmasse des Eliasberges und Spiriótis (Speriolis) Vunó vom Atáviro (Attayaro) und von dem Kítala (Ketallah) -Rücken trennt, und ziehen sich gegen Nordwest noch ziemlich weit über Nános hinaus bis in die Nähe der Küste, wo ihnen die von Nordost her sich ausdehnenden Paludinenschichten einen Abschluss bereiten. Hier herrschen vor Allem die grünlichen oder röthlichbraunen, in der Regel ungebantk aussehenden Conglomerat-sandsteine, welche vorzugsweise Gerölle verschiedener Eruptivgesteine führen, mitunter aber auch cretacische und eocäne Kalkgerölle in beträchtlicher Menge enthalten. Ausser denselben begegnet man nicht selten auch reinen Sandsteinen, darunter vielfach solchen, die aus-

schliesslich aus Serpentin körnern zusammengesetzt sind. Reine, das heisst, an Bindemittel arme Conglomerate fehlen übrigens ebenfalls nicht. Die Unterlage scheint zum weitaus grössten Theile durch eocänen Flysch gebildet zu sein. In der Gegend von Nános, namentlich aber bei der Durchquerung dieser Hügelkette am Wege von Émbona nach Apólona habe ich wiederholt die Gelegenheit gehabt, sehr steil gestellte oder ganz zerknitterte eocäne Sandsteine und Mergelschiefer zu beobachten, wie sie, durch tiefer eingeschnittene Wasserrisse aufgeschlossen, unter den darauf discordant ruhenden, theils stärker, theils schwächer geneigten, meistens jedoch undeutlich geschichteten und darum kein Einfallen zeigenden Conglomeratsandsteinen und Serpentin sandsteinen hervortreten. Die gleiche übergreifende Lagerung findet naturgemäss auch gegenüber den cretacisch-eocänen Kalken statt. An die hoch aufragenden Kalkstöcke, welche während der ganzen Neogenzeit niemals vollständig, sei es vom Meere, sei es von Binnenwässern, überfluthet waren, so an den Atáviros (Mt. Attayaro), den Eliasberg und den nicht minder schroffen Kítala (Ketallah)-Höhenzug, lehnen sich unsere Ablagerungen, ebenso wie an die gegen Westen sie streckenweise begrenzenden höheren Flyschberge, einfach unconform an, mögen aber dabei auch manche ansehnliche Theile derselben in der Tiefe unmittelbar gänzlich verhüllen.

Von der eben besprochenen langgezogenen Hügelkette biegen die Thari-Schichten sodann um den südöstlichen Rand des Atáviros (Attayaro) um und dehnen sich über dem eocänen Flysch ununterbrochen ziemlich weit südwärts in der Richtung gegen Aláérma aus. Sie enden daselbst an den mächtig angehäuften Schottern und Sanden des südlichen fluviatilen Gebietes der levantinischen Periode. Aus den ungeschichtet erscheinenden Conglomeratsandsteinen gehen durch allmäligen Uebergang im Streichen reine Sandsteine, hauptsächlich Serpentin sandsteine hervor; die Conglomerate treten dabei jedoch keineswegs ganz zurück, es ändert sich nur ihr Vorkommen insofern, als sie sich an dem Terrainaufbaue nicht mehr in gar auffallend starken Complexen betheiligen, sondern den anderen Sedimenten wiederholt in schwächeren, gesonderten Bänken eingeschaltet sind. Mit den ziemlich mürben, theils fein-, theils grobkörnigen Serpentin sandsteinen, welche, wie gewöhnlich, sehr leicht zerfallen und nicht selten da und dort auch vereinzelte Gerölle von Kalk und von Eruptivgesteinen einschliessen, und mit den Conglomeraten wechsellagern hier ferner grünlichschwarze, bröcklige und blättrige Schiefer. Dieselben erlangen speciell in diesem Gebietsheile ihre stärkste Entwicklung. Wenn man von dem Kloster Artamíti, das noch auf dem Eocänkalk des Atáviros (Attayaro) steht, sich nach Aláérma begibt, durchquert man in dem ersten Drittel des Weges eine waldbedeckte, von tiefen Thalrinnen durchfurchte, hügelige Landschaft, die geologisch fast durchgehends in der geschilderten Weise zusammengesetzt erscheint und in Folge der zumeist tiefdunklen Farbentöne der Sedimente von der Umgebung ausserordentlich absticht. Die betreffenden Schichten reichen bei ihrer bedeutenden Mächtigkeit verhältnissmässig hoch an den Kalkgehängen des Atáviros (Mt. Attayaro) hinauf und sind im Wesentlichen noch ziemlich stark gestört, denn man begegnet auf manchen Strecken relativ steilen Neigungen, während

horizontale Lage nur sehr selten beobachtet werden kann. Es darf endlich nicht unerwähnt bleiben, dass längs der von mir daselbst gemachten Wege das Verfläichen stets die Richtungen zwischen Südwest, Süd und Südost hatte.

Die unmittelbare Fortsetzung der Nánoskette bildet weiter der Kharádja (Haratchey) Vunó. Dieser Rücken besteht zum grössten Theile aus grünen, weichen, feinkörnigen Serpentinsandsteinen, welche häufig keine Schichtung erkennen lassen, und aus einzelnen Conglomeratbänken, die den Serpentinsandsteinen dazwischengelagert sind. Das Grundgebirge kommt erst an dem südlichen Abfalle desselben zum Vorschein. Auf der linken Thalseite des Gaydurá Pótamos¹⁾, soweit dieser zwischen dem Kharádja (Haratchey) und dem Rhóino (Rhoeyno) läuft, stehen unten bereits überall eocäne Flyschablagerungen an, und an zwei Stellen, am Westrande der Erhebung und im Osten nahe dem Flussbette ragen aus der mächtigen Einhüllung auch die cretacisch-eocänen Kalke in ziemlich ansehnlichen Partien empor. Vom Kharádja Vunó (Mt. Haratchey) greifen die mit Conglomeraten stark untermischten und streckenweise auch mit schwarzen bröckligen Schiefen wechselnden Serpentinsandsteine zungenförmig noch sehr weit gegen Süden bis in die Nähe der Landschaft Agrimnós (Agrimnose) auf dem eocänen Flyschboden hinaus. Sie berühren in diesem ziemlich langen Streifen, unconform anstossend, die Kalke des Rhóino (Rhoeyno) Vunó an ihrem Ostende und weisen, wie sonst fast überall, Schichtenstörungen schwächeren Grades auf. Ihre östliche Begrenzung bilden von der Kalkmasse des Eliasberges angefangen ausschliesslich levantinische Flussabsätze. Ueber die Entdeckung unbestimmbarer Foraminiferenspuren in einem Serpentinsandstein der in Rede stehenden, dicht bewaldeten Region wurde schon früher berichtet; ebenso fanden auch die daran sich knüpfenden Fragen nach dem Alter und dem Charakter der Schichtgruppe bereits an einer anderen Stelle die nöthige Berücksichtigung.

Wenn wir die petrographische Entwicklung in dem ganzen Gebiete noch einmal rasch überblicken, so fällt uns besonders auf, dass hier der allgemeine Habitus der Sedimente wohl sehr beständig ist, dass aber hiebei die einzelnen Gesteinsarten einander regional vielfach ersetzen, mithin dass sich ihre Anordnung und Verbindung öfters ändert. Aus dem bereits geschilderten Auftreten einzelner abgetrennter Denudationsreste, häufig nur in situ zerstreuter Anhäufungen von Geröllen, der letzten Ueberbleibsel der Conglomerate, in den benachbarten Theilen des Flyschterrains muss überdies nothwendig auf eine seiner Zeit grössere Flächenausdehnung dieser Hauptregion, wie auch der anderen kleineren Gebiete, welche einst alle möglicherweise mit einander zusammengehangen haben, geschlossen werden. Zahlreiche kleine Lappen von Conglomeraten und Conglomeratsandsteinen dringen unter Anderem auch auf den die Kalke des Eliasberges im Süden einsäumenden Flyschablagerungen bis Apóllona vor. Da diese Vorkommnisse jedoch durchwegs sehr geringfügig sind, gelangten sie auf der beiliegenden Uebersichtskarte nirgends zur Ausscheidung.

¹⁾ Siehe Fussnote auf S. 554 [38].

2. Die Umgebung des Monastirs Thári.

Das zweite, nächstgrösste Verbreitungsgebiet der Thari-Schichten, welches sich südwestlich von Aláerma erstreckt, stellt sich als ein isolirter, von Nord nach Süd in die Länge gezogener Lappen dar, der zwar, für sich allein betrachtet, nicht unansehnlich erscheint, mit dem Hauptgebiete aber, was areale Ausdehnung anbelangt, sich gar nicht messen kann. Er ruht ganz auf den völlig zerknitterten eocänen Bildungen der grossen östlichen Flyschregion und steht blos im Norden mit den fluviatilen Ablagerungen der levantinischen Stufe im Contacte. Mitten in dieser waldigen Hügellandschaft liegt das Monastir Thári (Tharey), nach dem ich das ganze Schichtensystem vorläufig benannt habe.

Wie sonst, herrscht auch hier ein permanenter Wechsel von geröllfreien Sandsteinen, Conglomeraten, Conglomeratsandsteinen und schwarzen bröckligen Schiefen. Die Hauptmasse der weichen, leicht zerfallenden Sandsteine besitzt dunkelgrüne Färbung und setzt sich fast lediglich aus Serpentinrollstückchen zusammen. Nebenbei finden sich dann aber auch Varietäten, in welchen den Serpentin Körnern andere Gemengtheile, so Kalkkörner, Bronzit- und Chloritschuppen etc. beigemischt sind, oder deren Bindemittel nicht, wie gewöhnlich, sandiger Natur ist, sondern aus Calciumcarbonat besteht. Dieselben zeigen entsprechend ihrer Zusammensetzung, namentlich dann, wenn sie stärker verwittert sind, in der Regel auch eine andere Färbung, erscheinen entweder grünlichgrau oder braun und werden zuweilen sogar weiss. In den Conglomeraten und Conglomeratsandsteinen spielen, wie anderwärts, Gerölle von Serpentin, Gabbro, Norit und Diabas die erste Rolle, während Kalkgerölle im Vergleiche zu jenen eine mehr untergeordnete Stellung einnehmen.

Die Mächtigkeit der vorgenannten Sedimente ist in der Thári (Tharey) Gegend keineswegs sehr bedeutend, zum Mindesten eine viel geringere, als zwischen dem Atáviro (Attayaro), Eliasberg und dem Rhóino (Rhoeyno) Vunó. Bei der weit vorgeschrittenen Erosion kommt es daher, dass der Untergrund, die eocänen Sandsteine, Mergelschiefer und Flyschkalke, an vielen Stellen, manchmal geradezu auf Schritt und Tritt auftaucht, wodurch sich einmal die Detailaufnahme dieses Terrains jedenfalls sehr zeitraubend gestalten wird.

3. Das Vorkommen bei dem Monastir Kamíri.

Von levantinischen Flussschottern und Sanden umgeben, treten ferner die Thari-Schichten in der Gegend des Monastirs Kamíri (Kameri), nordwestlich von Mássari auf. Sie bedecken daselbst discordant die ungewein stark gefalteten eocänen Flyschablagerungen, welche sich an den cretacisch-eocänen Kalk des Khokhlakóna-Gipfels anschliessen, und greifen theilweise auch auf den letzteren über. Unter den mannigfachen Gesteinsarten, deren Habitus sich immer gleich bleibt, verdienen hier wegen ihrer stärkeren Entwicklung besonders hervorgehoben zu werden jene eigenthümlichen Serpentinconglomerate, bei denen das Bindemittel der unterschiedlichen Gerölle von Eruptivgesteinen und cretacisch-

eocänem Kalk sich ausserordentlich reich ausgebildet zeigt und aus einem dunkelgrünen bis schwarzen, äusserst feinen, für's freie Auge als eine vollkommen dichte Masse erscheinenden Serpentinzerreibsel besteht. Das transgressive Verhältniss zu den alttertiären Absätzen lässt in dieser räumlich ziemlich beschränkten Region an Deutlichkeit nichts zu wünschen übrig. Das Einfallen der im Ganzen mässig gestörten Schichten verfolgt, wie in dem Hauptgebiete, beinahe immer südliche Richtungen.

4. Kleinere Vorkommnisse.

Unterhalb des Durchbruches des Taglárís Pótamos¹⁾ durch die cretacisch-eocänen Kalke des Stróngilo-Stockes, gleich beim Ausgang der engen Schlucht gegen Malóna zu, und ebenso etwas südlicher davon, am unteren Ende des Durchbruchstales des Makárís Pótamos durch die zu festem Fels erhärteten pliocänen Schotter des Katagenó (Kategorano) stehen grüne, mit den gewöhnlichen Conglomeratbänken vergesellschaftete Serpentin sandsteine und die von dem vorhin besprochenen Terrain her bekannten Conglomeratbildungen, welche durch eine dichte Grundmasse von Serpentinzerreibsel ausgezeichnet sind, an. In beiden Fällen handelt es sich nur um wenig ausgebreitete, theils ganz, theils hauptsächlich vom Pliocän eingerahmte Vorkommnisse von untergeordneter Bedeutung, deren Sedimentcharakter keinen Zweifel darüber obwalten lässt, dass man es mit kleinen Partien der in Rede befindlichen Ablagerungen zu thun hat.

Hier möge endlich vorläufig auch ein noch nicht sicher deutbarer und sehr dürftig entblösster Schichtencomplex angereicht werden, der in dem Thale des Taglárís Pótamos, unmittelbar vor dessen Eintritt in die cretacisch-eocänen Kalke des Stróngilo-Stockes angetroffen wurde. Tief im Bette des genannten, während der trockenen Jahreszeit versiegenden Flüsschens liegen an der bezeichneten Stelle verschiedenartige, mit einander meist in geringmächtigen Lagen wechselnde Gesteine aufgeschlossen, die in ihrer Gesammtheit ebensowenig in den Flysch, wie in die Thari-Schichten hineinpassen. Vor Allem begegnen wir daselbst einem lichtgrünen bis graulich grünen, dichten, massig aussehenden Gestein, welches nach Foullon's Angabe zum grössten Theile aus feinsten Blättchen eines farblosen, glimmerartigen, gewissermassen das Bindemittel darstellenden Minerals zusammengesetzt ist und ausserdem als nicht minder wesentliche Bestandtheile eckige und splittrige Quarzpartikel, Chloritschuppen, etwas Feldspath, sowie vereinzelte Epidot- und Apatitbruchstücke nebst Erzpartikeln enthält. Vom ersten Ansehen könnte man dasselbe für einen sehr feinen Tuff halten. Andere Bänke werden sodann gebildet durch schwarze bröckelige oder braune erdige Schiefer, durch graue, harte, dichte Kalkmergel und durch dunkle Kalkschiefer.

Soweit überhaupt die Aufschlüsse reichen, beobachtet man ein gleichmässiges Einfallen gegen Südwest. Im Uebrigen muss stets im Auge behalten werden, dass hier zweifelsohne nur ein verschwindend

¹⁾ Siehe Fussnote auf Seite 544 [28].

kleiner Theil eines Schichtencomplexes aufgedeckt ist, über dessen Ausdehnung, sonstige Zusammensetzung und stratigraphische Position die darüber sich mächtig aufthürmenden Schotter und Sande der levantinischen Stufe ein Urtheil nicht zulassen.

Ursprünglich habe ich bekanntlich diese Bildungen dem eocänen Flysch beigezählt, und thatsächlich liegt es gar nicht so ferne, dies zu thun, wenn man bedenkt, dass dieselben ziemlich stark gestört sind und theilweise aus Sedimenten bestehen, welche unleugbar eine gewisse Aehnlichkeit mit bestimmten Absätzen des eocänen Flysches besitzen. Wenn ich sie heute hingegen im Anschlusse an die Thari-Schichten abhandle und als solche provisorisch auf der Karte ausscheide, so lasse ich mich dabei wieder von dem Umstande leiten, dass das an erster Stelle erwähnte tuffähnliche Hauptgestein sehr stark, wenigstens äusserlich, an die ganz feinen Zerreibungsproducte von eruptivem Material in den Thari-Schichten erinnert. Mit letzterer Annahme befinden sich allerdings die übrigen Gesteinsarten gar nicht im Einklange, wie denn als Einwand dagegen auch die grösseren Schichtenstörungen angeführt werden können. Auffällig, zum Mindesten bis zu einem gewissen Grade, würde hiebei ausserdem die sonst nirgends wahrnehmbare Klarheit des Lagerungsverhältnisses zu den levantinischen Flussablagerungen erscheinen, deren unconformes Uebergreifen in dem vorliegenden Falle, wie gesagt, sehr scharf ausgeprägt ist.

Es dürfte demnach im Ganzen einleuchtend sein, dass es sehr schwer fällt, diesbezüglich eine Entscheidung zu treffen. Die hier gewählte Angliederung muss denn auch selbstverständlich als eine vorläufige angesehen werden, denn hätten wir nur beispielsweise sichere Anhaltspunkte dafür, dass das grüne, in Handstücken massig aussehende Gestein, welches augenscheinlich die Hauptrolle spielt, ein normaler Tuff und kein nachträgliches Umschwemmungsproduct sei, dann wäre in Anbetracht dessen, dass die eruptiven Ergüsse auf Rhodus hauptsächlich in die alttertiäre Periode fallen, ganz im Gegentheil die eocäne Flyschnatur dieses Vorkommens kaum anzuzweifeln.

V. Levantinische Binnenablagerungen.

Aus der älteren Pliocänzeit liegen auf Rhodus mächtige Ablagerungen vor, welche entsprechend der uns in ihren Hauptzügen bereits bekannten Land- und Meeresvertheilung in der östlichen Mittelmeerregion während dieser Epoche durchwegs lacustro-fluviatilen Ursprungs sind. Dieselben nehmen unter allen hier auftretenden Schichtgruppen das grösste Gebiet von dem Oberflächenareal der Insel ein und erreichen vielfach eine so bedeutende Mächtigkeit und absolute Höhe, dass sie in dem Gebirgsrelief einen nicht minder wichtigen Factor darstellen als die cretacischen und eocänen Kalke und die alttertiären Flyschbildungen. Sie breiten sich ebenso, wie die Thari-Schichten, transgredirend über dem cretacisch-alttertiären Gerüste aus; noch nicht sicher festgestellt erscheint dabei, wie vorhin dargethan wurde, nur ihr stratigraphisches und Lagerungsverhältniss zu dem erstgenannten neogenen Schichtensysteme.

Mit Rücksicht auf die Entstehungsweise lassen sich darin zweierlei Sedimentcomplexe unterscheiden und kartographisch sondern, zunächst Absätze aus stehenden süßen Wässern, also echte Paludinenschichten, und dann typische fluviatile Ablagerungen. Diese beiden Facies hängen daselbst räumlich, wie auch in anderen Beziehungen sehr eng mit einander zusammen. Es zeigt sich, dass zur älteren Pliocänzeit im Bereiche der Insel Rhodus und jener Landmassen, die sich damals, daran anschliessend, ringsum ausdehnten, später jedoch abgesunken sind und vom Meere verschlungen wurden, Süßwasserbecken bestanden haben, in die sich von dem heutigen festländischen Kleinasien her ein grosser Strom ergoss. Die geographische Vertheilung der lacustren Absätze ist, wie wir weiter unten sehen werden, eine solche, dass man daraus hier auf die einstige Existenz entweder zweier von einander getrennter Becken oder blos eines einzigen grossen, hauptsächlich ausserhalb Rhodus gegen Westen gelegenen Sees schliessen kann, dem die beiden längs der Westküste sich erstreckenden, gegen das Meer abgebrochenen, also nur fragmentarisch erhaltenen Regionen der Paludinenschichten als nach Osten vorspringende Buchten angehört haben mochten. In die letzterwähnten levantinischen Seengebiete, deren Sedimente bei der jetzigen Landausdehnung durch die höchsten Erhebungen der Insel, die bedeutendsten Gebirgsmassen des eocänen Kalk- und Flyschterrains, von einander vollständig geschieden sind, mündete nun der besagte Strom gerade auf dem Territorium von Rhodus. Er theilte sich kurz vor der Einmündung im Wesentlichen in zwei grössere Arme, von denen einer in das nördliche Gebiet jenes von Kalavárda, den Weg nahm, während der andere Arm dem südlichen Becken von Apolakiá zufloss. In den relativ riesigen Schotter- und Sandanhäufungen, welche entlang der Hauptachse der Insel direct gebirgsbildend auftreten, haben wir demnach das Absatzmaterial eines Flussdeltas vor uns.

Bei den eben geschilderten Verhältnissen kann es denn auch gar nicht verwundern, dass zwischen den lacustren und den fluviatilen Ablagerungen in der Sedimentausbildung ein ganz allmäliger, oft kaum merklicher Uebergang und ein wiederholtes Ineinandergreifen der einzelnen Gesteinslagen stattfindet. Eine scharfe Grenze zwischen den beiden Facies gibt es hier in der That nicht. Für ihre Abtrennung ist in Folge dessen auf den Berührungsstrecken überall ein gewisser Spielraum vorhanden. Sobald man sie auf der Karte nicht zusammenfassen will, was in Anbetracht dessen, dass deren abweichenden faciiellen Charaktere in dem weitaus grössten Theile ihres Verbreitungsterrains sehr deutlich ausgeprägt sind, kaum angezeigt sein dürfte, so bleibt nichts Anderes übrig, als die Grenzlinie mehr oder weniger willkürlich innerhalb der Uebergangszone zu ziehen.

Die Schichtenstörungen, welchen man daselbst begegnet, brauchen, da sie in den nachfolgenden Capiteln noch öfters und in eingehender Weise zur Sprache kommen werden, an dieser Stelle wohl nicht näher behandelt zu werden. Es genügt vorderhand, die bekannte Thatsache anzuführen, dass während der levantinischen Periode, als Rhodus mit Kleinasien und den Aegäischen Inseln in Landverbindung gestanden war, oder eigentlich nach dem Absatze der heute aus jener Zeit vorliegenden Sedimente noch gewaltige Dislocationen platzge-

griffen haben, und dann die Wahrnehmung anzufügen, dass gewisse Erscheinungen dabei auf die Fortdauer der direct in Faltenlegung sich äussernden Kräfte hinweisen. Ausserdem sei bemerkt, dass bezüglich des Störungsausmasses regional ziemlich grosse Unterschiede hervortreten, indem sich Gebiete sowohl mit verhältnissmässig stark, als auch mit wenig gestörten Schichten finden.

Was den Fossilienreichthum anbelangt, so stehen die levantinischen Binnenablagerungen gleich hinter dem jüngsten, oberpliocänen Schichtensysteme an zweiter Stelle. Von der Existenz neogener Süsswasserbildungen auf Rhodus hatte man allerdings bereits seit Langem Kenntniss, nachdem schon im Jahre 1832 in dem grossen Expeditionswerke über Morea durch Deshayes einige jungtertiäre Süsswasserconchylien aus Rhodus beschrieben wurden, aber erst seit dem Erscheinen der palaeontologischen Arbeit Tournouër's im Jahre 1877, welche das gesammte in Paris befindliche Material an jungtertiären, daher stammenden Binnenmollusken zur Grundlage hat, konnte kein Zweifel darüber obwalten, dass hier unter Anderem auch levantinische Ablagerungen vorkommen. Ich habe vor mehreren Jahren in einem speciell damit sich befassenden Artikel gezeigt, dass ein Theil der von Tournouër beschriebenen Formen thatsächlich aus der in Rede stehenden Schichtgruppe herrührt, wobei ich andererseits auch darzulegen versuchte, dass der übrig bleibende Rest dieser Fauna höchst wahrscheinlich jüngeren Ursprunges ist.

Während der geologischen Aufnahme der Insel gelang es mir, ein ziemlich reichhaltiges, neues palaeontologisches Material zusammenzubringen, dessen Bearbeitung ich später bekanntlich selbst unternehmen habe. Aus demselben ging meine „Die levantinische Molluskenfauna der Insel Rhodus“ betitelte Abhandlung hervor, in der ich mich bemüht habe, die gesammten Resultate der bisherigen diesbezüglichen Untersuchungen zu einem möglichst vollständigen Bilde zusammenzufassen. Die Zahl der bis nun aus dem hiesigen levantinischen Terrain bekannt gewordenen Molluskenarten beträgt 39. Dazu kommen überdies noch 15 besondere Varietäten, welche innerhalb derselben unterschieden werden können. Von den 39 Formen, die sich auf 16 Gattungen vertheilen, finden sich, soweit unsere Kenntnisse heute reichen, bloss 11 auch in anderen pliocänen Binnenregionen. Der grosse Percentsatz an eigenthümlichen Arten erklärt sich ohne Schwierigkeit durch die Natur der Ablagerungen. Es lehren ja doch die Erfahrungen, dass Süsswassergebiete, die gegen einander stets mehr oder minder abgeschlossen sind, die günstigsten Bedingungen für eine selbständige, von anderwärts wenig beeinflusste Entwicklung der Organismen bieten und in Folge dessen sich auch in der Regel durch Faunen auszeichnen, die jede für sich eine gewisse eigenartige Zusammensetzung zeigt und relativ nur eine geringe Menge gemeinsamer Arten enthält. Dieses gilt ebenso von der Jetztwelt, wie von den früheren geologischen Perioden.

Der Charakter der ganzen Fauna ist der gleiche, wie ihn sonst die Faunen der anderen levantinischen Gebiete im südöstlichen Europa und in Westasien besitzen. Eine ausführliche Schilderung desselben habe ich in den Schlussbemerkungen zu meiner obgenannten Arbeit

gegeben, und kann ich mich deshalb hier auf die Wiederholung bloß der allerwesentlichsten Punkte, die zu einer Skizzirung des Charakters in weiteren Umrissen eben unumgänglich nothwendig sind, beschränken. Vor Allem muss nochmals hervorgehoben werden, dass diese Fauna nur drei heutzutage noch lebende Arten einschliesst. Ueber die verwandtschaftlichen Beziehungen der übrigen Formen zu den recenten Süßwasserconchylien sei sodann Folgendes angeführt: In Uebereinstimmung mit anderen levantinischen Molluskenfaunen der Mittelmeerländer treten uns auch da neben ausgestorbenen Typen einestheils solche Arten entgegen, welche mit gewissen, heute im Umkreise des Mittelmeeres lebenden Species nächstverwandt erscheinen, andererseits wieder solche, deren Analoga wir jetzt in Ostasien und in Nordamerika finden. Zur letzteren Kategorie gehören zunächst sämmtliche Viviparen, ferner die Mehrzahl der Melanien und der einzige Vertreter der Gattung *Fluminicola*. Als einigermaßen auffallend möge endlich noch erwähnt werden, dass von der Gattung *Unio*, welche sich im älteren Pliocän bekanntlich zumeist durch grossen Artenreichtum auszeichnet, hier bisher bloß zwei Repräsentanten angetroffen wurden und diese sich keineswegs, wie sonst häufig der Fall ist, dem nord-amerikanisch-ostasiatischen, sondern dem europäisch-westasiatischen Typus anschliessen.

Soviel im Allgemeinen über die levantinischen Bildungen. Nachdem ihre beiden Facies auf der Karte getrennt erscheinen, empfiehlt es sich nun, dieselben auch im Nachstehenden auseinanderzuhalten. Wir beginnen unsere Betrachtungen mit der Beschreibung der lacustren Facies, der echten Paludinenschichten.

A. Seenabsätze.

Die lacustren Ablagerungen setzen sich vornehmlich aus gelblichen, theils feinen, theils groben Sanden und aus lichtgrauen, ganz weichen, mitunter sandigen Thonmergeln zusammen, die in steter Wechsellagerung sich befinden. Die Sande besitzen nur selten lockere Beschaffenheit, sondern erreichen zumeist einen gewissen Grad von Festigkeit, der sie mürben Sandsteinen nahe bringt. Eine nicht minder wichtige Rolle spielen hier ferner Schotterbänke, welche den anderen Sedimenten wiederholt eingeschaltet sind. Diese nehmen gegen die, wie schon gesagt wurde, mit der lacustren Facies innig verknüpften fluviatilen Absätze sowohl an Mächtigkeit, als auch an Häufigkeit stetig zu, bis sie schliesslich in den rein fluviatilen Gebieten so sehr die Oberhand gewinnen, dass neben ihnen nur noch Sande auftreten und auch diese im Grossen und Ganzen keine besonders starke Entwicklung zeigen. So sehen wir beide Facies durch einen allmäligen Uebergang mit einander verbunden. Je mehr man sich von den Regionen typischer fluviatiler Ausbildung entfernt und den Paludinenschichten nähert, desto feiner erscheint das Absatzmaterial, und in den weiter in die letzteren vordringenden Schotterlagen haben wir jedenfalls die Anzeichen zeitweiliger stärkerer Anschwellung des Stromes, welcher hier einst gemündet hat, zu erblicken. Es tritt überall sehr klar hervor, dass eine scharfe Grenze zwischen den zwei in einander übergehenden

Facies nicht besteht. Dieselbe kann eben nur ungefähr dort gezogen werden, wo die feineren Sedimente mehr zurückzuweichen und die gröberen vorzuherrschen beginnen. Einzelne Bänke werden in den Paludinenschichten ausserdem durch ziemlich feste, gelblich weisse Kalkmergel und tuffige, weisse Kalke gebildet. Harter, poröser, vorwiegend gelblich weisser, zuweilen aber auch dunkel gebänderter Kalk und ebenso gefärbte blättrige oder dünnschiefrige Mergel erlangen im Wechsel mit dunklen Sanden local sogar eine grosse Bedeutung.

Von dem Gesamtareal der levantinischen Ablagerungen entfällt auf die Seenabsätze der kleinere Theil. Sie bleiben dabei auf die Westseite der Insel beschränkt. Es lassen sich vor Allem zwei ausgedehnte Becken unterscheiden, welche an die See herantreten und von einander durch eine breite Zone hoher Kalk- und Flyschberge getrennt werden. Im Norden des sich dazwischen schiebenden bedeutendsten Gebirgsterrains von Rhodus liegt das Becken von Kalavárda, im Süden jenes von Apolakiá. In beiden Gebieten erscheinen die Sedimente gegen das Meer abgebrochen, und es kann wohl keinem Zweifel unterworfen sein, dass man es daselbst blos mit Fragmenten grösserer Regionen der Paludinenschichten zu thun hat, welche während der ersten, gegen die Mitte der Pliocänzeit erfolgten Zertrümmerung des südlichsten Theiles des einstigen neogenen Aegäischen Festlandes in die Tiefe gesunken sind.

Wie schon in dem vorhergehenden Capitel kurz erwähnt wurde, muss als nächstliegend angenommen werden, dass diese Becken gar nicht mit einander zusammengehängen haben. Darauf weist wenigstens die Verschiedenheit ihrer Faunen und der Umstand hin, dass eine Fortsetzung des sie heute scheidenden Riegels weiter gegen Westen durch die kleinen kalkigen Eilande Mákri, Stróngilo, Alimniá, Tragúsa (Tragoussa), Sphíra. (Sphyrna), Ayos Theódoros (Agios Theothoros), Prasútha, Máilo, Apáno Prasútha, Nipúri (Nipouri), nebst den dazwischen auftauchenden Klippen, sowie durch die felsige Kalkinsel Khálki angedeutet ist. Ungeachtet dessen bleibt aber andererseits auch die Möglichkeit nicht ganz ausgeschlossen, dass es sich hier nur um zwei sehr weit nach Osten vorspringende Ausläufer eines einzigen grossen Gebietes, das sich früher westlich von Rhodus ausgebreitet haben konnte, handelt. Ein drittes, isolirtes Vorkommen, im Vergleiche zu den eben genannten Becken von überaus geringem Umfange, liegt westlich vom Skhiádi Vunó (Mt. Skathi), umschlossen von fluviatilen levantinischen Schottern. Dem Gesteinscharakter nach kann es nur hier eingereiht werden, seine Fauna zeigt dagegen eine etwas abweichende, eigenthümliche Zusammensetzung und bietet gewisse Anklänge an die Fauna der äquivalenten Flussabsätze.

In der Lagerung der Schichten machen sich zwischen verschiedenen Strecken ziemlich beträchtliche Unterschiede geltend. Es gibt Gebietsheile, in denen die Bänke verhältnissmässig steil geneigt sind und Zeugnisse von Bewegungen ablegen, die allem Anscheine nach durch tangential wirkende Kräfte verursacht wurden; daneben kommen wieder weite Strecken vor, wo die Störungen nur ein geringes Ausmass erreichen. Das Einfallen richtet sich vorwiegend gegen Süd- und Südost, seltener beobachtet man nordwestliches Verflachen.

Es ist schon vorhin angedeutet worden, dass die einzelnen, innerhalb der Seenablagerungen hier vom geographischen Standpunkte aus unterscheidbaren Regionen sich durch besondere Molluskenfaunen mit durchwegs oder zum weitaus grössten Theile eigenthümlichen Arten auszeichnen, was denn auch entschieden sehr für einen länger dauernden Abschluss derselben gegen einander spricht. Wir werden diese Faunen erst bei der nachfolgenden getrennten Besprechung besagter Gebiete näher ins Auge fassen; vorläufig sei blos bemerkt, dass etwas schärfer ausgeprägte verwandtschaftliche Beziehungen zu einander eigentlich nur die Faunen der beiden grossen Paludinenbecken erkennen lassen, dagegen die Fauna der westlich vom Skhiádi Yunó (Mt. Skathi) angetroffenen Schichten hinsichtlich ihres Charakters ziemlich weit absteht. Mit den Paludinschichten der Insel Kos haben die levantinischen Seenabsätze von Rhodus 2, mit den Süsswasserbildungen von Megara in Griechenland 4 Formen gemein. Ausserdem kommen hier auch noch unter den neuen Arten und Varietäten einige solche vor, deren nächste Verwandte sich vor Allem in den zwei letztgenannten Gebieten finden. Sämmtliche bereits von andersher in fossilem Zustande und lebend bekannten Arten, welche unser levantinisches Terrain bisher geliefert hat, gehören den Paludinschichten an, während die Molluskenfauna der hiesigen fluviatilen Ablagerungen, nach unseren heutigen Kenntnissen wenigstens, ausschliesslich neue Formen umfasst.

Nun erübrigt es mir noch, eine Wahrnehmung kurz zu berühren. Wie man auf Grund der eingehenden und sehr werthvollen Untersuchungen Neumayr's weiss, sind die Paludinschichten der Rhodus naheliegenden Insel Kos, ebenso wie jene Slavoniens unter Anderem dadurch ausgezeichnet, dass sich in ihnen eine allmählig fortschreitende Abänderung der Formen bei gewissen Typen Schicht für Schicht von unten nach oben deutlich verfolgen lässt. Für Rhodus scheint nun dieses, zum Mindesten nach meinen Erfahrungen, nicht zuzutreffen. Versteinerungen führende Bänke finden sich daselbst in bestimmten Regionen, wie wo anders, über den ganzen Schichtencomplex vertheilt; es wurde ihnen vielfach in verschiedenen Niveaux begegnet, aber hierbei stellte es sich in einzelnen Fällen heraus, dass darin die gleichen Formen immer wiederkehren. Allerdings kann Solches nicht von dem gesammten Gebiete unserer Paludinschichten behauptet werden, weil noch sehr ausgedehnte, sogar den grösseren Theil des betreffenden Terrains umfassende Strecken übrig bleiben, die in dieser Richtung nicht durchforscht sind, in denen bis jetzt nur sporadische Fossilienfunde gemacht wurden. Locale faunistische Abweichungen zwischen verschiedenen Fundorten in gleichwerthigen Lagen und zwischen verschiedenen Horizonten machen sich, wie sonst, auch da insofern bemerkbar, als in grosser Menge stets nur gewisse Arten mit einander auftreten und bald die eine, bald die andere Formenvergesellschaftung herrscht. Bei der überwiegenden Mehrzahl der Arten fällt der ausserordentliche Individuenreichthum auf. Am zahlreichsten treten uns Versteinerungen in den häufig zu ganz mürben Sandsteinen verfestigten Sanden entgegen, relativ seltener beobachtet man sie in den weichen Thonmergeln. Viele Bänke, man darf beinahe sagen, die Hauptmasse

der Schichten, erweisen sich übrigens als fossilleer oder wenigstens als sehr fossilarm.

Das Terrain der lacustren Absätze stellt sich als eine meistens stark zerrissene, von den zahlreichen, tief in die weichen Sedimente eingegrabenen Bachläufen in Hügel aufgelöste Plateaulandschaft dar. Es gleicht hierin dem Terrain der jungpliocänen marinen Ablagerungen, die mit den Paludinenschichten in der Gesteinsausbildung fast völlig übereinstimmen. Den hügeligen Plateaucharakter verdankt es den Zwischenlagen festerer Kalkmergel und tuffiger Kalke, sowie den häufig vorkommenden oberpliocänen Kalkdecken, welche schützend auf die darunter liegenden, leicht zerstörbaren Sedimente wirken und, sobald sie einmal durchbrochen sind, zur Entstehung von Hügelreihen und von ausgedehnteren terrassenartigen Plateauebenen mit sehr steilen Böschungen, nicht selten nahezu senkrecht abstürzenden Wänden führen. In Folge der Fruchtbarkeit des Bodens bilden diese Gebiete ebenso, wie die Regionen des marinen Jungpliocän, das eigentliche Culturland der Insel.

1. Das nördliche Becken.

Das nördliche Gebiet, das nach dem Orte Kalavárda, in dessen Umgebung sich die reichsten bis nun angetroffenen Fossilienfundstellen finden, auch als das Becken von Kalavárda bezeichnet werden kann, erstreckt sich in einem breiten Streifen längs der Küste von der Mündung des bei Nános vorbeifliessenden Baches gegen Nordost bis über Thólo hinaus. Im Süden grenzt es zunächst an die zwischen dem Atáviro (Mt. Attayaro), den Kítala (Ketallah) -Bergen und dem cretacisch-eocänen Kalkterrain des Cap Kopriá liegenden Flyschbildungen, sodann an die über Nános sich ziehenden Thari-Schichten an, und endlich greifen die Sedimente desselben, sich unconform anlagernd, auf die Kalke des grossen Eliasberges und den an seinem Nordrande bei Piyés (Piges) in einem äusserst schmalen Saume hervortretenden Flysch über. Erst bei Sálakos hört der Contact mit den cretacisch-eocänen Kalken auf.

Gegen Südost hängen die Paludinenschichten dieses Beckens mit den zwischen dem Kalkstocke des Elias und Spiriótis (Speriolis) Vunó und jenem des Levtopódi (Leftopoda) und Kúmuli (Koomooley) Vunó zu mächtigen Bergen sich aufthürmenden fluviatilen Schottermassen, welche in ihnen, wie gesagt, allmählig aufgehen, zusammen. Eine von Maritsá über Káto Kalamóna und etwas nördlich von Apáno Kalamóna nach Sálakos verlaufende, vielfach gekrümmte Linie dürfte beiläufig jener Zone entsprechen, in der sich der mitunter kaum merkliche Facieswechsel vollzieht, und wo die feineren Sedimente der lacustren Entwicklungsart nach und nach von dem gröberen Flussmaterial verdrängt werden.

Nicht minder grosse Schwierigkeiten bereitet die Grenzziehung gegen die von Nordost her sich ausbreitenden und sich darüber legenden oberpliocänen Marinbildungen. Der Grund hievon liegt einestheils in der Erscheinung, dass in diesen beiden sonst so heterogenen Schichtgruppen fast die gleichen Sedimentarten herrschen, und andern-

theils darin, dass gerade auf den benachbarten Strecken hier wie dort die Schichten in derselben Weise wenig gestört sind, mithin in der Lagerung, selbst wo man eine directe Aufeinanderfolge zu constatiren im Stande wäre, keine Unterschiede zu Tage treten. Die einzigen Anhaltspunkte, nach denen die Trennung durchgeführt werden kann, bieten demnach die Fossilien. Trotzdem zweifle ich gar nicht daran, dass es gelegentlich einer genauen Kartirung gelingen wird, diese Terrains überall scharf gegen einander abzugrenzen. Heute jedoch, nach einer bloß flüchtigen Bereisung, dürfen präzise Angaben in besagter Richtung selbstverständlich noch nicht erwartet werden. Vorderhand steht es nur fest, dass der Parádiso Vunó, an dessen Fusse auf der einen Seite Villa nuova, auf der anderen über dem Bache Damatriá liegt, aus marinen Ablagerungen des Jungpliocän aufgebaut ist, die hügelige Umgebung von Thólo hingegen, wo ich in den mit Thonmergeln und Schotterlagen wechselnden Sanden Unionen und Neritinen gefunden habe, wie die weiter südlich und südwestlich sich anschliessende Region bereits dem levantinischen Seebecken angehört. Dadurch erscheint uns also ein Mittel gegeben wenigstens zu einer beiläufigen Bestimmung der Grenze, die ich darnach einfach willkürlich innerhalb der Strecke zwischen Thólo und Damatriá gezogen habe.

Von der See aus, welche jetzt an der Stelle der eingebrochenen westlichen Fortsetzung des Beckens ihr Wellenspiel treibt, steigt das Terrain in der Richtung der centralen, aus Flussschottern bestehenden Bergkette stetig an, jedoch so, dass in den fluviatilen Ablagerungen die Höhenzunahme viel rascher stattfindet als in den lacustren Absätzen. Entlang der Küste zwischen Kalavárda und Thólo begegnen wir auch einem ebenen Saume, der als vorzügliches Ackerland wirtschaftlich von hoher Bedeutung ist.

Während in dem nordöstlichen Theile des Beckens die Störungen nur ein verhältnissmässig geringes Ausmass erreichen, ist in der südwestlichen Hälfte die Lagerung fast durchwegs eine stark gestörte, indem die Schichten constant ziemlich steil gegen Süd oder Südost geneigt sind. Die continuirlich wechselnde Aufeinanderfolge von Sanden, weichen Sandsteinen, Schottern und lockeren Thonmergeln, in der stellenweise auch Bänke festerer Kalkmergel und tuffiger, weisser Kalke eine gewisse Rolle spielen, lässt sich am schönsten in dem von Sálakos gegen Kalavárda laufenden Thale, welches, tief eingeschnitten, die ganze Schichtenserie sehr gut entblösst, beobachten. Eine beinahe ebenso gute Uebersicht gewährt auch das Langoniá-Thal (Langounyah Valley). In diesen Profilen sieht man am deutlichsten, wie alle Bänke gleichmässig nach Süd und Südost einfallen. Da wegen der im Grossen und Ganzen lockeren oder weichen Beschaffenheit der Sedimente und der im Allgemeinen regelmässigen, nirgends direct verworrenen Lagerung es kaum angehen dürfte, an das Vorhandensein von Ueberschiebungen zu denken, ergibt sich hier unter Anderem auch eine sehr bedeutende Mächtigkeit der Schichtfolge. Das relativ steile Verfläachen, welches die gesammte Serie in dem südwestlichen Theile des Gebietes zeigt, kann meiner Ansicht nach nur auf seitlich wirkende, faltende Kräfte zurückgeführt werden. Jedenfalls handelt es sich in unserem Falle nicht um ein einfaches Absitzen der betreffenden Bil-

dungen, und fast ebenso unwahrscheinlich ist es, dass diese Art von gestörter Lagerung bloß eine Begleit- oder Folgeerscheinung der seinerzeit daselbst erfolgten Einbrüche sei.

Ueber den Paludinenschichten der in Rede stehenden Region breiten sich vielfach weisse, zumeist weiche, tuffige, manchmal aber auch breccienartige Kalke aus, die denselben, je nachdem die Unterlage wenig oder mehr gestört ist, bald concordant, bald discordant aufrufen. Obwohl es mir nicht geglückt ist, in ihnen Fossilien zu entdecken, muss doch in Anbetracht des discordanten Verhältnisses als nächstliegend vorläufig die Meinung platzgreifen, dass man es hier mit jungpliocänen Deckenresten zu thun hat. Diese Kalke wurden wegen ihrer geringen Mächtigkeit und wegen Zeitmangels von mir auf der Karte nicht ausgeschieden.

Die Molluskenfauna des Beckens von Kalavárda umfasst nach unseren heutigen Kenntnissen folgende Arten und Varietäten:

- Vivipara clathrata* Desh. typ.
 " var. *dorica* Buk.
 " *Camirensis* Buk.
 " " *Calavardensis* Buk.
 " " " *Langoniana* Buk.
Melania curvicosta Desh. typ.
 " " " var. *hellenica* Buk.
 " *Rhodiensis* Buk. typ.
 " " " var. *Camirensis* Buk.
 " *Hedenborgi* Buk.
Melanopsis orientalis Buk.
 " *Vandeveldi* Buk.
 " *Phanesiana* Buk.
Limnaeus Calavardensis Buk.
Neritina pseudomicans Buk.
 " *Fontannesi* Neum.
Hydrobia ventrosa Mont.
 " (*Caspia*) *Sturanyi* Buk.
Pyrgula Rhodiensis Buk.
Unio pseudatavus Buk. typ.
 " " " var. *dorica* Buk.
 " " " *Calavardensis* Buk.
Dreissensia Rhodiensis Buk.

Unter den aufgezählten Formen, von denen *Vivipara clathrata* und *Melania curvicosta* bereits durch Deshayes aus Rhodus beschrieben und dann später auch in der oft citirten palaeontologischen Arbeit Tournouër's über die tertiären Süßwasserconchylien der Insel Rhodus besprochen wurden, kommt bloß *Hydrobia ventrosa* Mont. noch lebend vor. *Neritina Fontannesi* Neum. findet sich auch in den levantischen Bildungen der Insel Kos und *Melania curvicosta* Desh. var. *hellenica* Buk. in den Süßwasserschichten von Megara in Griechenland. Was die verwandtschaftlichen Beziehungen der übrigen Formen sowohl

zu gewissen recenten, als auch fossilen Typen betrifft, so würde es wohl zu weit führen, wollte man dieselben hier einer näheren Betrachtung unterziehen, und kann deshalb nur auf die Angaben verwiesen werden, welche ich darüber in meiner palaeontologischen Abhandlung gemacht habe.

Dieses ganze Versteinerungsmaterial stammt aus dem südwestlichen Theile des Gebietes. Einer der fossilreichsten Punkte liegt in der Nähe von Kalavárda, unmittelbar am Wege, der von Phánes (Fanéz) nach jenem Dorfe führt. Ziemlich gross ist unter Anderem auch die Ausbeute, welche in dem von Sálakos gegen Kalavárda sich ziehenden Thale erzielt wurde, und dabei insofern wichtig, als sie Fossilien verschiedener Horizonte des Schichtencomplexes umfasst. In dem Langoniá (Langounyah) Thale fallen einzelne Sandlagen dadurch besonders auf, dass in ihnen die Schalen des *Unio pseudatavus* Buk. in ungeheurer Menge angehäuft sind. Mit Rücksicht auf etwaige künftige Untersuchungen verdient endlich noch erwähnt zu werden, dass unweit Piyés (Piges), wo bereits Schotter vorwalten, eine Sandbank angetroffen wurde, die fast vollständig von Neritinen und Congerien oder Dreissensien erfüllt war. Die dort von mir aufgesammelten Stücke gingen später leider alle während des Transportes zu Grunde und mussten in Folge dessen bei der Bearbeitung der Fauna gänzlich ausser Acht gelassen werden.

2. Das südliche Becken.

Durch die mächtigen, hoch aufragenden Kalkstöcke des Eliasberges und Spiriótis (Speriolis) Vunó, des Atáviros (Mt. Attayaro), des Akramíti (Mt. Akramytis) und Armenísti (Arministhi), durch den Kítala (Ketallah) -Rücken, das gleichfalls cretacisch-eocäne Kalkterrain am Cap Kopriá und westlich von Kástelos, sowie durch die bergige eocäne Flyschlandschaft, welche sich dazwischen ausbreitet, von dem eben beschriebenen Becken geschieden, dehnt sich im Süden das Becken von Apolakiá, Spratt's basin of Palatshah, aus. Wie jenes, erscheint auch dieses nach Westen, gegen das Meer abgebrochen. Seine Umrahmung bilden im Süden und im Osten levantinische Flusssschotter, welche, dem hiebei auf Rhodus allgemein herrschenden Verhältnisse entsprechend, auf das Innigste mit den lacustren Absätzen verknüpft sind, mit denselben allmählig verschwimmen. Die selbstverständlich nur ungefähr bestimmbare Grenze zwischen beiden Facies läuft von der Küste angefangen in der Weise, dass das breite, aber zumeist trockene Bett des bei Apolakiá aus der Vereinigung hauptsächlich zweier grösserer Bäche entstehenden Torrente in einer gewissen Entfernung von ihr noch ganz in den Bereich der Paludinenschichten fällt. Sie zieht sich dann beiläufig in der Mitte zwischen Apolakiá und Arnítha und wendet sich schliesslich nordwärts, gegen den Atáviros (Mt. Attayaro). Die Abgrenzung des Beckens im Nordosten sowohl gegen die äquivalenten fluviatilen Bildungen, als auch gegen den Flysch ist, da ich jene Gegend nicht besucht habe, über eine weite Strecke vollkommen schematisch auf der Karte eingezeichnet worden. Im Norden finden hier endlich die Paludinenschichten den

Abschluss an den offenbar grösstentheils, wie auch sonst, ihre Unterlage ausmachenden eocänen Flyschablagerungen, welche, der Senkungszone zwischen dem Akramíti (Mt. Akramytis) und dem Atáviro (Attayaro) folgend, weiter diese beiden Kalkmassen an deren Südrändern begleiten. Oberhalb Monólithos hüllen sie den Flysch vollständig ein und lehnen sie sich auf der Erstreckung von da bis zur Küste direct an die cretacisch-eocänen Kalke des Akramíti (Mt. Akramytis) an. Das Dorf Monólithos liegt schon auf levantinischem Boden, während das nahe mittelalterliche Castell Aya Badalemóna noch auf cretacisch-eocänem Kalke steht.

Im Gegensatz zu der nördlichen Region, wo das Terrain ziemlich stark coupirt ist, sich vielfach als ein reicher gegliedertes Hügel land darstellt, tritt in dem südlichen Becken mehr der Plateaucharakter hervor. Zwar gibt es auch hier zahlreiche Thälrrinnen, die den Boden mannigfaltiger gestalten, und fehlt es nicht an hügeligen Gegenden, im Ganzen überwiegen aber doch terrassirte Plateaulandschaften, die zumeist in hohen, sehr steilen Wänden gegen das Meer und die tiefer eingeschnittenen Terrainfurchen abfallen. Der bedeutendste und markanteste solcher Abstürze ist jener der Landschaft Skhióti (Schiotes), welcher die ganze Schichtenserie bis zum Meeresspiegel aufdeckt. Ein ausgedehntes Plateaugebiet nimmt ungefähr die Mitte des Beckens ein. Dasselbe wird sowohl nach Westen, gegen den niedrigen flachen Küstensaum, als auch nach Osten von mehr oder weniger hohen, fortlaufenden Steilrändern begrenzt, südwärts dagegen, in der Richtung der Ortschaft Apolakiá, dacht es im Einklange mit der Schichtenneigung ganz allmählig ab.

Die Plateauabstürze bieten, wie gesagt, ausgezeichnete Durchschnitte dar, in denen man Bank für Bank den wiederholten Wechsel von lichtgrauen, weichen Thonmergeln, Sanden, mürben, zerbröckelnden Sandsteinen, Schottern und tuffigen Mergelkalken verfolgen kann. Bei der Annäherung an die fluviatile Facies lässt sich ebenso, wie in dem Becken von Kalavárda, ein stetes Anwachsen der Schotterzwischenlagen bemerken, durch die bekanntlich in erster Linie der Uebergang vermittelt wird. Als Hangendes erscheinen öfters, über grosse Räume verbreitet, weisse, tuffartige, meistens mergelige Kalke von bald beträchtlicherer, bald geringer Mächtigkeit, über deren Alter zufolge des Umstandes, dass sie in der Regel keine Versteinerungen enthalten, nicht immer ein sicheres Urtheil möglich ist. Sie können nämlich ebenso gut noch den Paludinenschichten angehören, als auch Reste der auf Rhodus fast überall in Lappen zerstreuten oberpliocänen Marinbildungen sein.

Wie nicht anders zu erwarten wäre, zeigen auch hier die lacustren levantinischen Absätze namhafte Störungen. Letztere äussern sich in einer vorwiegend flachen, seltener etwas steileren Neigung der Schichten, deren Richtung übrigs durchaus nicht einheitlich ist. Sie scheinen an keiner Stelle jenes Ausmass zu erreichen, welches wir in der südwestlichen Hälfte des Nordbeckens, zumal in der Gegend von Kalavárda, kennen gelernt hatten. Direct horizontale Lagerung wurde trotzdem nirgends wahrgenommen. Bei Monólithos und in dem ganzen centralen Theile bis über Apolakiá hinaus zur Südgrenze herrscht südliches Ver-

flächen. In der Landschaft Skhiótis (Schiotes) fallen dagegen die Schichten nach Nordwest ein.

Längs der Wege, welche ich behufs Kartirung einschlagen musste, gelang es mir nur selten und überdies beinahe immer blos vereinzelte Fossilien zu beobachten. Der einzige Punkt, wo solche in grosser Menge angetroffen wurden, ist Monólithos. In einem ziemlich tiefen Thaleinschnitte südlich von diesem Orte stiess ich auf versteinungsreiche Sande und Thonmergel, die eine Molluskenfauna geliefert haben, welche zwar nicht besonders viel Arten umfasst, in der aber die Mehrzahl der Formen sich durch ausserordentliche Häufigkeit auszeichnet. Hier haben sich thatsächlich sämmtliche Bänke als fossilführend erwiesen. Die grösste Beachtung verdient dabei eine den vornehmlich Viviparen und Melanopsiden einschliessenden Sanden eingelagerte Lumachelle. Diese dünne Bank wird durch ungezählte Schalen von Neritinen und Melanopsiden gebildet, neben denen wohl auch Viviparen, jedoch nicht einmal annähernd in einem solchen Individuenreichtum auftreten, wie jene. Der höchste Horizont unter den weichen, sandigthonigen Sedimenten, ein lichtgrauer Thonmergel, enthält allem Anscheine nach nur *Limnaeen* und *Planorben*. Darüber folgt dann zuletzt ein weisser, theils tuffiger, sandiger, theils conglomeratischer Kalk, welcher, wie sonst vielfach, die ganze darunter liegende Schichtenserie concordant bedeckt. Das Alter des letztgenannten Kalkes bleibt insofern noch zweifelhaft, als man, da Fossilien darin bis jetzt nicht aufzufinden waren, nicht zu entscheiden vermag, ob derselbe ein Glied der Paludinschichten vorstellt oder ein jungpliocäner Deckenrest sei. Sein petrographischer Habitus spricht eigentlich mehr für dessen Zugehörigkeit zum marinen Jungpliocän.

Auf Grund genauer Vergleiche bin ich zu der Ueberzeugung gekommen, dass in den früher veröffentlichten Fossilienlisten von Rhodus sich keine Form aus dem in Rede stehenden Becken angeben findet, und man muss daher annehmen, dass es an Aufsammlungen von hier bis jetzt überhaupt gefehlt hat. Die von dem oberwähnten Punkte bei Monólithos durch mich mitgebrachte Molluskenfauna setzt sich folgendermassen zusammen:

- Vivipara Rhodiensis* Buk.
Acramitica Buk.
 „ *Forbesi* Tourn.
Melania curvicosta Desh. typ.
 „ var. *Monolithica* Buk.
 „ *etrusca* De Stef.
 „ *Tournouëri* Fuchs var. *dorica* Buk.
Melanopsis orientalis Buk.
 „ *Biliottii* Buk.
Neritina hellenica Buk. typ.
 „ var. *constricta* Buk.
Hydrobia (*Caspia*) *Monolithica* Buk.
Limnaeus sp.

Planorbis sp.
Unio cfr. *Vardinicus* Font.

Was uns bei der Betrachtung dieser Fauna vor Allem auffällt, ist die Erscheinung, dass dieselbe blos zwei Arten, nämlich *Melania curvicosta* Desh. und *Melanopsis orientalis* Buk., mit der Fauna des Nordbeckens gemein hat. Allerdings darf dabei andererseits auch nicht ausser Acht gelassen werden, dass einzelne von den sie im Besonderen kennzeichnenden Species direct als vicariirende Formen der in dem Nordgebiete vorkommenden, ihm gewissermassen ebenfalls eigenthümlichen Arten und Varietäten aufgefasst werden können. Im Grossen und Ganzen weichen aber beide Faunen, wie man sieht, doch nicht unwesentlich von einander ab. Dieser Unterschied bildet denn auch einen der wichtigsten Anhaltspunkte für die schon früher von mir wiederholt ausgesprochene Vermuthung, dass das nördliche und das südliche Becken zur Zeit des Absatzes der levantinischen lacustren und fluviatilen Sedimente als Seen gegen einander mehr oder weniger abgeschlossen waren, und dass eine Verbindung zwischen ihnen möglicherweise nur mittels der fliessenden Gewässer, des in sie einmündenden Stromes, bestanden hat. Am schärfsten prägt sich der Unterschied wohl in den Viviparen aus, denn während das Gebiet von Kalavárda ausschliesslich durch die ungemein reich verzierte *Vivipara clathrata* Desh. charakterisirt erscheint, begegnen wir in der südlichen Region durchwegs anderen, mit *Vivipara clathrata* Desh. gar nicht verwandten, wenn auch, wie jene, dem nordamerikanisch-ostasiatischen Typus angehörenden Arten.

Sonst wäre noch hervorzuheben, dass von den angeführten Formen keine mehr heute lebt. Einige Species kennen wir bereits aus anderen, zum Theil sogar weit entfernt von Rhodus liegenden pliocänen Terrains der Mittelmeerländer. *Vivipara Forbesi* Tourn. wurde zuerst aus den Paludinschichten der Insel Kos beschrieben, und ferner ist es nicht unwahrscheinlich, dass dort auch *Melania curvicosta* Desh. var. *Monolithica* Buk. vorkommt. Wie ich in meiner palaeontologischen Arbeit nachdrücklich betont habe, darf ausserdem mit Zuversicht erwartet werden, dass bei einer genaueren Durchforschung unserer levantinischen Gebiete sich noch mehr faunistische Beziehungen zu den levantinischen Bildungen von Kos ergeben werden. Gewisse Anzeichen hiefür wenigstens lassen sich schon heute bei den Neritinen erkennen. *Melania Tournouéri* Fuchs, *Neritina hellenica* Buk. und *Neritina hellenica* Buk. var. *constricta* Buk. finden wir in den Süswasserschichten von Megara in Griechenland wieder. *Melania etrusca* De Stef. endlich tritt vor Allem in dem Pliocän Italiens auf, und *Unio* cfr. *Vardinicus* Font. ist eine Form der pliocänen Ablagerungen des Rhône-Beckens.

3. Das Vorkommen westlich vom Skhiádi Vunó.

Wenn man von der Westküste sich dem Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) nähert, stösst man unweit vom Fusse dieses aus oligocänen Sandsteinen aufgebauten Rückens auf Schichten, die ihrer Lage wegen mitten in den levantinischen Flussschottern und durch ihre bis zu einem ge-

Corymbina Monachorum Buk. kann, da sie fast in allen Bänken wiederkehrt, ohneweiters als die Leitform dieser Schichten gelten.

Anklänge an fremde, ausserhalb Rhodus liegende pliocäne Terrains sind im Ganzen sehr schwach. In *Planorbis transsylvanicus* Neum. var. *dorica* Buk. haben wir eine neue Varietät einer namentlich im Pliocän Siebenbürgens und Slavoniens verbreiteten Species vor uns, und *Bythinella Skhiadica* Buk. stellt sich als der nächste Verwandte von *Bythinella scalaris* Fuchs aus den Süsswasserschichten von Megara in Griechenland dar. Zwei Arten, *Planorbis cristatus* Drap. und *Bythinia meridionalis* Frauenf., kommen noch lebend vor. Hinsichtlich ihrer Zusammensetzung macht unsere Fauna bis zu einem gewissen Grade den Eindruck, als ob sie eine vermittelnde Stellung zwischen den Faunen der benachbarten fluviatilen Ablagerungen und der im Becken von Apolakiá nicht weit entwickelten Paludinenschichten einnehmen würde.

Auf welche Weise der uns eben beschäftigende Schichtencomplex gebildet wurde, darüber gibt uns nicht nur die vorstehende Fauna keinen vollkommen genügenden Aufschluss, sondern die Beantwortung dieser Frage fällt auch aus einem anderen Grunde nicht leicht. Gewiss ist nur, dass man es hier keinesfalls mit dem Absatzmaterial jenes Stromes zu thun hat, dem die mächtigen und stark verbreiteten levantinischen Schotter- und Sandmassen ihre Entstehung verdanken, weil der Sedimentcharakter insofern, als mit den Sanden und Mergeln auch harte dichte Kalke von poröser oder löcheriger Structur auftreten, dem entschieden widerspricht. Wie bereits angegeben wurde, bleiben diese im Ganzen nur eine geringe Mächtigkeit erreichenden Schichten auf einen kleinen Raum beschränkt und werden dieselben allseits von den levantinischen Flussschottern umgeben. Sie zeigen ein steiles Verfläachen gegen Nordwest und stimmen hierin mit ihrer Umgebung überein. Wie der Connex mit den Schottern sonst noch ist, liess sich nicht genau constatiren. Die isolirte Lage mitten unter äquivalenten, dem Ursprunge nach jedoch verschiedenen Ablagerungen wirkt bei Berücksichtigung aller anderen Thatsachen einigermassen erschwerend, sobald man über die Facies des Schichtencomplexes ein Urtheil fällen und sein Verhältniss zu den übrigen Bildungen jener Periode erklären will.

Ob es sich daselbst um einen localen Absatz in einem ruhigen Theile des Stromlaufes oder aus Quellen, darunter wohl auch solchen mit reichem Kohlensäuregehalt, auf welche die Entstehung der erwähnten Süsswasserkalkbänke zurückgeführt werden könnte, handelt, muss vorderhand dahingestellt bleiben. Ausserdem ist übrigens auch durchaus nicht ausgeschlossen, dass diese Sedimente während der levantinischen Periode bereits zu einer Zeit abgelagert worden sind, als der Fluss noch nicht existirte oder wenigstens über die betreffende Gegend sich noch nicht ergoss. Jedenfalls dürfte man nicht fehlgehen, wenn man sie, wie es hier geschehen ist, in die lacustre Facies einreihet.

B. Fluviale Ablagerungen.

An dem Aufbaue des fluviatilen Terrains der levantinischen Stufe nehmen, da wir es ja daselbst durchwegs mit Aufschüttungen eines

mächtigen Gebirgsstromes zu thun haben, naturgemäss hauptsächlich Schotter und Sande theil. In den Schottern herrschen überall Geschiebe und Gerölle der cretacischen, sowie der eocänen Kalke vor, und zwar so sehr, dass neben ihnen die Rollstücke anderer Gesteine fast ganz verschwinden. Am häufigsten, obwohl lange nicht auf allen Strecken, finden sich noch beigemengt Geschiebe von Serpentin, Diabas und verschiedener Sandsteine; weitaus seltener und nur an bestimmten, räumlich zumeist sehr beschränkten Stellen kommen auch solche von Gabbro, Porphyrit, sowie anderer Eruptivgesteine vor. Im Grossen und Ganzen kann also doch behauptet werden, dass die Hauptmasse der Schotter blos aus Kalkgeröllen besteht. Die Dimensionen der Rollstücke schwanken zwischen ziemlich weiten Grenzen. Die weissen bis gelblichgrauen Sande, welche, wie das bei Flussabsätzen stets der Fall ist, ganz unregelmässig mit den Schottern wechseln, in denselben nach allen Richtungen hin wiederholt auskeilen und sehr oft direct in sie übergehen, sind bald grob, bald fein, führen manchmal einzelne Gerölle und erscheinen überaus häufig von kleinen Schottersehnüren durchsetzt. Da und dort, im Allgemeinen sogar nicht selten, begegnet man ausserdem bunten, sandigen oder kalkigen Thonen, welche ähnlich, wie die Sande, mit den Schottern zusammenhängen und jene stellenweise gewissermassen vertreten. Sie bilden theils dünne, theils dickere, mitunter auch relativ mächtige Einschaltungen in den obgenannten Sedimenten.

Gewisse Gegenden zeichnen sich dadurch aus, dass die dort entwickelten, sonst ziemlich lockeren Schottermassen zu festem Fels erhärtet sind. Aus den mehr oder minder losen, mit Sand untermischten Anhäufungen von Kalkgeröllen entstanden regional harte wirkliche Kalkconglomerate mit sandig- oder thonig-kalkigem Bindemittel; dazwischen gibt es allerdings auch noch einzelne Partien, die ihre ursprüngliche weiche Beschaffenheit beibehalten haben. Dasselbe gilt sodann von den mitvorkommenden Sanden, aus denen in solchen Gebieten öfters theils reine mürbe Sandsteine, theils Conglomeratsandsteine hervorgegangen sind. Diese Erscheinung blieb natürlich auch nicht ohne Einfluss auf die heutigen Terrainformen; inwieweit diesbezüglich die verfestigten und die lockeren Schotter- und Sandmassen von einander abweichen, wollen wir aber erst weiter unten einer näheren Betrachtung unterziehen.

Wie bei allen Flussabsätzen, beobachtet man auch hier vielfach falsche Schichtung. Wenn wir das gesammte Terrain ins Auge fassen, so zeigt es sich aber, dass regelmässige Bankung, welche mitunter sogar sehr deutlich ausgeprägt ist, doch vorwaltet. Wir sind in Folge dessen auch in der Lage, zu constatiren, dass in Bezug auf die Art und die Grösse der Störungen volle Uebereinstimmung mit den lacustren Bildungen herrscht. Hier wie dort begegnet man nur sehr selten horizontaler Lagerung. Die Schichten erscheinen im Gegentheil fast immer gestört; sie sind bald stärker, bald schwächer geneigt, wobei, analog den Paludinenschichten, die Richtung des Verflächens sich nichts weniger als einheitlich darstellt. Im Allgemeinen überwiegt wohl südliches oder südöstliches Einfallen. Unter den Richtungen, die sonst noch vorkommen, macht sich dann vor Allem die nordwestliche bemerkbar.

Dass zwischen diesen Absätzen und den Paludinenschichten der Becken von Kalavárda und von Apolakiá ein überaus enger, geradezu unzertrennlicher Zusammenhang existirt, der sich, auf den zu jener Zeit daselbst bestandenen hydrographischen Verhältnissen basirend, am auffallendsten in einer innigen Sedimentverknüpfung kundgibt, und dass dem zu Folge von einer scharf ausgeprägten Grenze hier eigentlich gar nicht die Rede sein kann, wurde schon vorhin genügend ausführlich auseinandergesetzt. Es ist auch bereits gesagt worden, dass wir in den uns beschäftigenden mächtigen Schotter- und Sandmassen das Anschüttungsmaterial eines grossen Flussdeltas vor uns haben, und dass dieselben von einem Strome herrühren, der zweifellos aus Kleinasien kam und in die beiden levantinischen Süsswasserseen mündete, deren Sedimente uns heute nur mehr in den oberwähnten, blos fragmentarisch erhaltenen Regionen von Kalavárda und von Apolakiá vorliegen. Aus der Verbreitung der Schotter ersieht man sehr deutlich, wie dieser Strom bei seiner Einmündung sich an gewisse, durch die Tektonik des Untergrundes vorgezeichneten Bahnen hielt.

Um der Detailschilderung nicht vorzugreifen, sei jetzt nur ganz kurz darauf hingewiesen, dass die levantinischen Flussablagerungen im Norden der Insel vor Allem das grosse Einbruchsfeld zwischen dem Kalkstocke des Elias und Spirióti (Speriolis) Vunó und jenem des Levtopódi (Leftopoda) und Kúmulí (Koomooley) Vunó ausfüllen, mithin dem offenen Thore folgen, welches von Osten her den natürlichen Zugang zu dem nördlichen Seebecken bildete. Aehnliche Verhältnisse treffen wir dann auch im Süden an. Auch hier thürmen sich die levantinischen Flussabsätze vorzugsweise in einer breiten Tiefenregion, jenem allem Anscheine nach ebenfalls gesenkten Landstriche auf, der sich zwischen dem Atáviro oder Atáiro (Attayaro) und den oligocänen Sandsteinbergen von Mesanagrós (Mesanagrose) ausdehnt, und der seiner Zeit offenbar die bequemste Verbindung mit dem südlichen Seebecken nach Osten hin darbot. Da wie dort findet bekanntlich ein ganz allmählicher petrographischer Uebergang in die lacustren Paludinenschichten statt. In dem mittleren Theile der Insel, wo nur in der Gegend des Kharádja (Haratchey) und Rhóino (Rhoeyno) Vunó eine wohl hauptsächlich auf Denudation zurückzuführende Unterbrechung vorhanden ist, schwenken unsere Bildungen um das die bedeutendsten Erhebungen von Rhodus, so den Akramfti (Mt. Akramytis), Atáviro (Mt. Attayaro) und den Eliasberg, einschliessende Gebirgsland, welches das südliche Paludinenbecken von dem nördlichen scheidet. Man hat daher bis zu einem gewissen Grade die Berechtigung anzunehmen, dass der Strom in dieses Terrain nicht eingedrungen ist, sondern dasselbe, sich daran stauend, auf der südöstlichen Seite umfloss. Immerhin bleibt es aber noch unentschieden, ob nicht doch etwa auch hier eine zweite Verbindung mit dem Seebecken von Kalavárda bestanden hat durch die schmale Senkungszone zwischen dem Atáviro (Mt. Attayaro) und dem Eliasberge, welche von den Thari-Schichten eingenommen wird und direct zu den Paludinenschichten führt. Es läge wenigstens nicht fern dieses zu vermuthen, weil das betreffende Terrain als Hügellandschaft im Vergleiche zu den sehr grosse absolute Höhen erreichenden levantinischen Schottermassen nicht hoch ansteigt. Das Fehlen der Spuren

der letzteren liesse sich auch ohneweiters durch die Abtragung erklären. Vorderhand muss aber allerdings mit einem Urtheile darüber zurückgehalten werden, zumal dasselbe nicht wenig auch von der Lösung der Frage abhängt, was die Thari-Schichten sind, die, wie schon an anderer Stelle betont wurde, in ihrer räumlichen Vertheilung sonderbarerweise den Eindruck hervorrufen, als bildeten sie eine Ergänzung der levantinischen Flussabsätze.

Den bisher vorgebrachten Bemerkungen ist bereits zu entnehmen, dass die in Rede stehenden Ablagerungen sich über ein verhältnissmässig grosses Areal ausdehnen. Sie breiten sich über weite Strecken des nördlichen, centralen und südlichen Theiles der Insel aus und liegen dabei, vornehmlich die niedrigeren, vielfach jedenfalls gesenkten Regionen des aus den älteren Schichtgruppen aufgebauten Terrains bedeckend, sowohl auf cretacischen und eocänen Kalken, als auch auf eocänem und oligocänem Flysch. Von ganz kleinen isolirten Lappen abgesehen, die nicht weiter berücksichtigt zu werden brauchen, lassen sich zwei grosse, zusammenhängende Gebiete unterscheiden. Dem einen, welches man als das nördliche bezeichnen kann, fällt unter Anderem die hohe Bergkette zwischen dem Spiriótis Vunó (Mt. Speriolis) und dem Kúmulí (Koomooley) -Rücken, sowie ein sehr beträchtlicher Theil der Mittelregion südlich vom grossen Eliasberg und Spiriótis (Speriolis) Vunó zu. Das zweite, nicht minder ausgedehnte Gebiet umfasst hauptsächlich das Bergland im Süden des Atáviro (Mt. Attayaro), nebst den hügeligen und bergigen Landschaften, welche das oligocäne Sandsteinterrain von Mesanagrós (Mesanagrose) rings umgeben, und reicht nordwärts in einer Reihe bedeutender Erhebungen bis in die Mitte der Insel. Wir werden für dasselbe im Folgenden den Namen „Südliches Schottergebiet“ in Anwendung bringen. Nur eine relativ kurze Zwischenstrecke, auf der neben Thari-Schichten alttertiäre Sedimente, eocäner Kalk und eocäner Flysch, blossliegen, trennt beide Gebiete von einander. Es ist das die Gegend des Kharádja (Haratchey) und Rhóino (Rhoeyno) Vunó. Diese Unterbrechung des unmittelbaren Zusammenhanges, der einst nothwendigerweise bestanden haben musste, dürfte, wie schon gesagt wurde, wohl nur die Folge der daselbst sehr weit vorgeschrittenen Denudation sein.

Der vollständigen Zerstörung durch die Meeresbrandung während der jüngeren Pliocänzeit ist es ausserdem zuzuschreiben, dass die levantinischen Flussschotter und Sande nirgends bis an die Ostküste heranreichen, denn auch hier können sie, wie ohneweiters zugegeben werden muss, ursprünglich unmöglich gefehlt haben. Der bald schmale, bald sich verbreiternde Streifen Landes längs der Ostküste, welcher die genannten Schotterregionen vom Meere scheidet, wird der Hauptsache nach von mächtig entwickelten jungpliocänen marinen Ablagerungen eingenommen, aus denen wiederholt inselartig in kleineren Aufbrüchen oder auch in umfangreichen Gebirgsstöcken cretacisch-eocäne Kalke emporragen. Von levantinischen Bildungen findet sich aber in diesem Streifen heute keine Spur mehr. Es kann somit wohl keinem Zweifel unterliegen, dass letztere nach den gewaltigen Einbrüchen um die Mitte der Pliocänperiode, als Rhodus von dem kleinasiatischen Festlande losgerissen wurde, durch das eingedrungene

Meer bis zu einer bestimmten Grenze landeinwärts gänzlich abradirt worden sind, und dass hiebei eine Umschwemmung der Sedimente platzgegriffen hat.

Entlang den Grenzstrecken macht sich auch die Umschwemmung thatsächlich ziemlich deutlich bemerkbar, insofern nämlich, als man sehen kann, dass in den jungpliocänen Ablagerungen die Schotterbänke gegen die fluviatilen levantinischen Gebiete zu immer mehr und mehr über das feinere Absatzmaterial die Oberhand gewinnen, und als schliesslich sogar in der Regel eine gewisse Zone vor dem Contacte überschritten werden muss, die in ihrer Zusammensetzung aus Sanden und Geröllanhäufungen ganz und gar den anstossenden Flussbildungen gleicht, und deren Zugehörigkeit zum Oberpliocän nur die marinen Fossilien verrathen. Wenn man in Betracht zieht, dass durch den häufigen Mangel eines klaren Einblickes in die gegenseitige Lagerung und durch die volle Uebereinstimmung der Sedimente die Auseinanderhaltung der beiden Schichtencomplexe vielfach stark behindert wird, so begreift man auch, dass bei einer raschen Uebersichtsaufnahme die genaue Feststellung der Grenzen, ähnlich wie zwischen der lacustren und der fluviatilen Facies der levantinischen Absätze, mitunter mit grossen Schwierigkeiten verbunden ist. Hier sind wir aber dabei insofern wenigstens in grossem Vortheil, als uns hiezu die Versteinerungen einen nicht allein sehr wichtigen, sondern auch leicht erfassbaren Anhaltspunkt liefern, zumal überdies noch das Jungpliocän sich meistens durch reiche Fossilführung auszeichnet.

Betreffs der Darstellung der genannten zwei weit ausgedehnten Flusschottergebiete auf der Karte mag hier nebenbei noch bemerkt werden, dass dieselbe sich zum grössten Theile auf ein verhältnissmässig sehr breites Tourennetz stützt. Eine genauere Begehung dieses Terrains hätte einen bedeutenden Aufwand an Zeit erfordert, über die ich in solchem Maasse eben nicht verfügt habe. Wenn daher auch die Karte in beiden Regionen eine zusammenhängende ununterbrochene Ausbreitung der in Rede stehenden Sedimente zeigt, so darf hiebei doch keineswegs als ausgeschlossen gelten, dass sich da und dort mitten darin noch einzelne Aufbrüche der älteren Schichtgruppen, sei es der cretacischen und eocänen Kalke, sei es der eocänen und oligocänen Flyschablagerungen, und vielleicht auch von Eruptivmassen finden. Von vornherein muss ein locales Auftauchen des Grundgebirges daselbst in Anbetracht der stark wechselnden Mächtigkeit der Schotter und Sande, sowie im Hinblick auf die zahlreichen tiefen Bodeneinschnitte sogar als sehr wahrscheinlich bezeichnet werden. Ein ganz richtiges Bild des geologischen Aufbaues wird aber selbstverständlich erst eine detaillirte Aufnahme schaffen können.

Die fluviatilen Bildungen der levantinischen Stufe erlangen auf Rhodus streckenweise, wie schon angedeutet wurde, eine auffallend grosse Mächtigkeit. In manchen Gegenden erheben sie sich zu sehr bedeutenden Höhen über den Meeresspiegel. Zwischen dem Spiriótis (Mt. Speriolis) und dem Levtopódi Vunó (Mt. Leftopoda) im Norden der Insel erreichen dieselben beispielsweise eine absolute Höhe von mehr als 1000 engl. Fuss, und nicht viel niedriger dürfte auch die aus ihnen bestehende Bergkette südlich vom Atáviros (Mt. Attayaro), welche sich

gegen den Skhiádi (Skathi) -Rücken zieht, sein. Von diesem Höhenbetrage entspricht mitunter der bei Weitem grössere Theil, wie man sich an nicht wenigen Punkten leicht überzeugen kann, direct der Mächtigkeit.

So sehen wir die von einem Strome der älteren Pliocänzeit hier abgelagerten Sedimentmassen einen sehr wesentlichen Antheil an dem Terrainaufbaue nehmen und besonders dadurch, dass sie in ihrer stellenweise riesigen Entwicklung sogar ganze Bergzüge von nicht unbeträchtlicher Höhe bilden, eine geradezu hervorragende Rolle in dem heutigen Relief der Insel spielen. Ihr erheblicher Einfluss auf die jetzige Bodengestaltung kommt wohl am schärfsten zum Ausdruck in dem durch sie verursachten widersinnigen Verlaufe mancher Gebirgskämme gegenüber den Verhältnissen, welche das eigentliche Gerüst der Insel darbietet. Wenn man das orographische Streichen der langen Hauptkette, welche Rhodus mehr oder minder der Längserstreckung nach durchzieht, in ihrer ganzen Ausdehnung mit dem geologischen Streichen der alten, das Grundgebirge darin ausmachenden, cretacischen und alttertiären Massen vergleicht, so zeigt es sich, dass ein Einklang nur dort herrscht, wo die letztgenannten Schichtgruppen hervortreten, während jene Theile, die aus den levantinischen Flussablagerungen zusammengesetzt sind und sich, die weiten Lücken ausfüllend, als mächtige verbindende Riegel dazwischen einschieben, eine abweichende Kammrichtung besitzen, die cretacischen und alttertiären Gebirgsabschnitte schief kreuzen. Die Schotter und Sande maskiren also, wie man sieht, bis zu einem gewissen Grade sowohl das Kammstreichen, als auch das Schichtstreichen des älteren Gebirges.

Diese Bemerkungen mögen vorderhand genügen, um im Allgemeinen darzulegen, worauf die Erscheinung zurückzuführen ist, dass das heutige Relief nicht überall mit dem geologischen Baue des Inselgerüsts übereinstimmt. Specielle Angaben bleiben hingegen für die nachfolgenden Capitel vorbehalten.

Was nun den Landschaftscharakter anbelangt, so stellt sich derselbe hier, im Grossen und Ganzen wenigstens, anders dar als in dem Terrain der zeitlich gleichwerthigen Paludinenschichten. Während dort steil abstürzende Plateauflächen und in den stärker zerrissenen Gebieten Hügel, die häufig ebenfalls plateauartige Formen aufweisen, vorherrschen, zeichnen sich hier die Hügel und Berge in der Regel durch gerundete, sanfte Conturen aus. Es kommen daneben zwar auch Erhebungen mit scharf ausgesprochenen Merkmalen von Tafellandschaften, mit ebenen Kronen und sehr steil, manchmal abrupt abfallenden Böschungen vor, diese gehören jedoch mehr oder weniger zu den Ausnahmen. Man begegnet ihnen meistens dort, wo die Schotter und Sande sich zu harten Conglomeraten und zu Sandsteinen umgewandelt haben. Darin besteht also der wesentlichste orographische Unterschied zwischen den locker gebliebenen und den verfestigten Flussabsätzen. Wald und Gestrüpp bedecken weite Strecken des bald hügeligen, bald bergigen Terrains. Dem Landbaue dient relativ nur ein geringer Theil desselben.

Endlich wäre noch zu erwähnen, dass diese Ablagerungen im Vergleiche zu den lacustren Bildungen ziemlich arm an Fossilien sind.

Ihre Molluskenfauna, die wir erst später näher betrachten wollen, erweist sich als ausserordentlich einförmig; sie setzt sich nur aus wenigen, allerdings sehr individuenreichen Arten zusammen, unter denen *Corymbina Rhodiensis* Buk. mit ihren Varietäten, ein zweiter Vertreter der bekanntlich auch in den charenführenden Schichten westlich vom Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) repräsentirten eigenthümlichen Limnaeidengattung, die Rolle eines Leitfossils spielt. Um weiter unten Wiederholungen zu vermeiden, füge ich jetzt bloß noch bei, dass wie in den Sedimenten, so auch in den Versteinerungen sich der fluviatile Charakter deutlich ausprägt.

1. Die nördliche Region.

Das nördliche Gebiet zerfällt vom rein geographischen Standpunkte aus in zwei grosse, mittels eines schmalen Verbindungsstreifens mit einander zusammenhängende Abschnitte. Der eine Theil umfasst, um mich vorläufig ganz kurz auszudrücken, das bergige und hügelige Terrain zwischen dem Kalkstocke des Elias und Spiriótis (Speriolis) Vunó und dem gleichfalls aus cretacisch-eocänen Kalken aufgebauten Kúmulí (Koomooley) -Rücken, der zweite dagegen die Landschaft westlich vom Stróngilo-Stocke und südlich vom Eliasberg, sowie vom Spiriótis (Speriolis) Vunó bis ungefähr zu den Höhen, zwischen denen sich der Gaydurá Pótamos¹⁾ in seinem Mittellaufe durchwindet.

Der äusserste Punkt im Nordosten, wo die levantinischen Flussschotter vor ihrer vollständigen Verdrängung durch das marine Jungpliocän noch anstehen, ist der Südabfall des Gállata (Gallatah) Vunó, des östlichsten Gipfels im Kúmulí (Koomooley) -Rücken. Sie ziehen sich von hier ununterbrochen, den langgedehnten Bergzug des Levtopódi (Mt. Leftopoda), Kúmulí (Koomooley) und Gállata (Gallatah) auf der Südseite in einer breiten Zone einsäumend, gegen Arkhípoli (Archipoli) und zum Spiriótis Vunó (Mt. Speriolis). Ihre Grenze gegen die von Ost her herantretenden jungpliocänen Ablagerungen läuft, soweit man nach den bisherigen Begehungen urtheilen kann, vom Gállataberge ziemlich nahe an Kalithiás (Kalitheas) vorbei und westlich von dem hohen, ganz aus marinem Jungpliocän aufragenden Piriónia-Kalkstocke (Mt. Aphandos) in unregelmässiger Linie zu dem Flysch und zu dem nordwestlichen Ende des Kalkgebirges von Arkhípoli (Archipoli).

Auf der entgegengesetzten Seite gehen die Flussschotter und Sande, wie schon dargethan wurde, allmählig in die Paludinschichten des Beckens von Kalavárda über. Angesichts der innigen Verknüpfung müsste es also von vorneherein als eine vergebliche Mühe bezeichnet werden, wollte man daselbst nach einer scharfen Trennungslinie suchen. Auf Grund gewisser, bereits erörterter petrographischer Anzeichen kann nur beiläufig angegeben werden, dass der Facieswechsel sich langsam innerhalb einer Zone vollzieht, die aus der Gegend von Maritsá über Káto Kalamóna und Apáno Kalamóna südwestlich gegen

¹⁾ Siehe Fussnote auf Seite 554 [38].

Sálakos streicht, von mir jedoch nur an einzelnen Punkten kartographisch fixirt wurde, in Folge dessen auch die sie nothdürftig andeutende Grenzlinie vielfach ganz schematisch eingetragen erscheint. Bei Sálakos und weiter westlich sind es nicht mehr die fluviatilen Ablagerungen, welche sich an die cretacisch-eocänen Kalke des Eliasberges anlehnen, sondern die Paludinenschichten. Am Nordrande des eigentlichen Kúmuli (Koomooley) -Gipfels bilden die Schotter blos noch einen schmalen Streifen, der nicht einmal Maritsá erreicht, und östlich von diesem Orte verschwinden sie schliesslich sehr bald, worauf dann das marine Jungpliocän in Berührung mit den cretacisch-eocänen Kalken tritt.

Der Kalkrückén des Levtopódi (Mt. Leftopoda), Kúmuli (Koomooley) und Gállata (Gallatah) wird auf diese Weise nur in seinem nordöstlichsten Theile von jungpliocänen Marinbildungen, sonst aber durchwegs von levantinischen Flussabsätzen umgeben. Letztere greifen, indem sie zu sehr bedeutender Mächtigkeit anwachsen, auf Schritt und Tritt in die Kette ein, füllen die alten Thälchen und Einrisse derselben aus, überdecken häufig die niedrigeren Erhebungen und gleichen dadurch überhaupt den Boden derart aus, dass mitunter, wo die spätere Erosion das frühere Relief nicht wieder aufgedeckt hat, nur einzelne höhere Kalkkuppen und Spitzen aus ihnen herausragen. Wir haben mithin den Beweis dafür, dass manche Strecken des Kúmuli (Koomooley) -Rückens von dem pliocänen Strome direct überfluthet waren, und es ist nun klar, dass auch jenseits desselben Material noch abgesetzt werden konnte. Dass übrigens diesen entwickelten topogeologischen Verhältnissen bei der Einzeichnung Rechnung zu tragen nicht möglich war, dürfte wohl Jedermann einleuchten. Einen besonders guten Einblick in den geologischen Bau der in Rede stehenden Gegend gewährt das Westende des Levtopódi Vunó (Mt. Leftopoda), indem dort der plötzliche steile Abbruch der cretacisch-eocänen Kalke gegen Westen bis tief hinunter entblösst erscheint und man sehr schön sieht, wie die Schotter sich einerseits daneben mächtig aufthürmen, andererseits sich auf die Kalke hinaufziehen und dieselben verhüllen.

Dem bisher in seinen Umrissen skizzirten Abschnitte der Nordregion, mitten in welchem die Orte Psitos (Psithos), Dimiliá (Themilyah) und Apáno Kalamóna liegen, gehört, wie sich also zeigt, ausser vielen hügeligen Strecken vor Allem die bis 1000 engl. Fuss hohe, den Spiriótis (Mt. Speriolis) mit dem Levtopódi Vunó (Mt. Leftopoda) verbindende Bergkette an. Obwohl die Möglichkeit keineswegs bestritten werden kann, dass den Kern dieser Bergkette in der Tiefe vielfach das Grundgebirge ausmacht, sprechen doch manche Anzeichen, so beispielsweise das plötzliche, weithin nach unten verfolgbare Abschneiden der cretacisch-eocänen Kalke gerade an den wichtigsten Stellen, eindringlich dafür, dass es sich hier der Hauptsache nach wohl um die Ausfüllung eines Einsturzfeldes zwischen den beiden vorhin genannten Kalkmassen handelt. Eine Stütze für die eben geäusserte Ansicht darf nebenher, bei dem Vorhandensein anderer Anhaltspunkte, vielleicht auch in dem abweichenden Kammverlaufe des sich so einschiebenden, orographisch nicht unbedeuten-

den Querriegels, der sich fast genau in die Achse der Insel legt, erblickt werden. Es fällt nämlich auf, dass, während der Grat des Kalkstockes des Eliasberges und Spiriótis Vunó (Mt. Speriolis) westöstlich, jener des Kúmuli (Koomooley) -Rückens nach Ostnordost streicht, der höchste Kamm der sie verbindenden Schotterkette, unbekümmert um den Bau des Inselgerüsts, die nordöstliche Richtung nimmt, welche, nebenbei bemerkt, auch in den marinen Jungpliocänenbildungen jenseits des Kúmuli (Koomooley) -Rückens bis gegen das Cap Kumburnú einigermaßen zum Ausdruck kommt, und dass er, indem er sich auf solche Weise schief der Quere nach stellt, überdies nicht genau an die Kammenden der beiden Kalkgebirgsstücke ansetzt.

Weiter südwärts fortschreitend, sehen wir die levantinischen Flussbildungen in ihrer heutigen Erhaltung der relativ schmalen Terrainfurche folgen zwischen den hohen Kalkmassen des Spiriótis (Mt. Speriolis) und des Kutsúthi (Kootsoothey) Vunó. Sie setzen sich, ansehnliche Erhebungen bildend und überall an die cretacisch-eocänen Kalke anstossend, von Arkhípoli (Archipoli) durch diese auffallende Bodensenke, welche möglicherweise ebenfalls einem Einbruche des Grundgebirges ihre Entstehung verdankt, ohne Unterbrechung gegen Süden fort und breiten sich dann hinter der kurzen Einengung wieder über einen sehr grossen Flächenraum aus.

In den Bereich des südlichen Theiles der Nordregion, zu dem wir somit gelangt sind, fallen unter Anderem das cultivirte Hügel-land im Süden des Eliasberg-Kalkstockes, sowie das Waldgebiet des Ephíles (Effeelis) und des Phanári (Funaryah) Vunó¹⁾. In der Umgebung des Monastirs Kamíri (Kameri) tauchen aus diesem Schottergebiete, wie schon geschildert wurde, cretacisch-eocäner Kalk des Khokhliakóna-Gipfels, Serpentin und eocäner Flysch, begleitet von Thari-Schichten, inselartig hervor. Seine Grenze zieht sich im Norden von Platánia zunächst entlang den Kalken des Spiriótis Vunó (Mt. Speriolis), weiterhin aber an den Flyschablagerungen, welche in einem schmalen langen Streifen am Rande der Kalkmasse des Eliasberges zum Vorschein kommen, gegen Westen, wendet sich dann, nachdem das Hauptterrain der Thari-Schichten erreicht worden ist, unter starken Biegungen nach Süden, streift den Kharádja (Haratchey) -Rücken und hält sich weiter eine Strecke lang mehr oder minder an den Lauf des Gaydurá Pótamos²⁾. In der Landschaft Agrimnós (Agrimnose) greifen die Schotter über den Gaydurá Pótamos hinüber, treten jedoch gleich wieder nordwärts zurück und dehnen sich schliesslich in einiger Entfernung von dem genannten Flussbette über den Kluglák (Huglak), auf eocänem Flysch ruhend, nach Osten bis an die Ebene von Mássari aus. Die Grenze gegen die jungpliocänen marinen Ablagerungen der Gegend von Mássari und Malóna läuft am Süd- und Ostfusse des Katagrenó (Kategrano) zur Südspitze des Stróngilo-Kalk-

¹⁾ Auf mein Befragen um den Namen dieses Berges erhielt ich in Malóna die Antwort, dass dieser Berg Phurnariá Vunó heisst. Ich bin jedoch keineswegs sicher, ob der mir mitgetheilte Name richtig und allgemein gebräuchlich ist, und darum halte ich mich hier an jenen, der auf H. Kiepert's Spezialkarte vom westlichen Kleinasien angegeben erscheint.

²⁾ Siehe Fussnote auf Seite 554 [36].

stockes, dessen westliche Flanke, wie man sieht, ganz von levantinischen Flussabsätzen umhüllt wird.

Der petrographische Charakter ist bereits in dem vorhergehenden Abschnitte eingehend genug beschrieben worden, und da er sich im Wesentlichen überall ziemlich gleich bleibt, so wäre es vollkommen überflüssig, ihn hier nochmals zur Sprache zu bringen. Auch würde es zu weit führen, wollten wir daselbst die längs der bereisten Strecken verzeichneten Beobachtungen über den Wechsel der Mächtigkeit, über die Lagerung und die Terrainformen, die für den Entwurf eines allgemeinen Bildes nur in zusammenfassender Darstellung von Belang sind, im Einzelnen durchnehmen. Unseren Zwecken genügt es, wenn wir uns im Nachstehenden auf die Vorführung bloß gewisser, mehr in die Augen springender Localerscheinungen beschränken.

Die grösste Beachtung verdient zweifelsohne das regionale Anwachsen dieser Bildungen zu einer auffallend bedeutenden Mächtigkeit, wofür eine Erklärung zunächst in der ungleichmässigen Wirkung der Abtragungskräfte gesucht werden muss. Es wurde schon früher hervorgehoben, dass dies vor Allem der Fall ist zwischen dem Spiriótis (Mt. Speriolis) und dem Levtopódi Vunó (Mt. Leftopoda), wo die Schotter und Sande sich ungewöhnlich mächtig zeigen, einen langen Bergzug bilden, dessen Kamm sich bis gegen 1000 engl. Fuss über den Meeresspiegel erhebt. Bei der Gelegenheit kann auch bemerkt werden, dass am Nordrande des Kúmulí (Koomooley) -Rückens, namentlich südlich von Marítsá, den Geröllmassen und den Sanden viel röthliche oder graue, öfters kalkreiche Thone eingeschaltet sind. Einer sehr grossen Mächtigkeit begegnen wir ausserdem in dem mittleren Theile des südlichen Gebietsabschnittes, am Ephíles (Effeelis) und am Phanári (Funaryah) Vunó, welche beiden Berge sammt ihren Ausläufern und den umgebenden Höhen, soweit ich auf meinen Wegen sehen konnte, nur aus den in Rede stehenden Flussabsätzen aufgebaut zu sein scheinen.

Sonst wäre noch zu erwähnen, dass in der östlichen Randzone gegenüber Mássari und Malóna, im Katagrenó (KTEGRANO) bis zum Südende des Stróngilo-Kalkstockes, feste, aus den Schottern durch Erhärtung und Verkalkung des Bindemittels mit der Zeit entstandene Kalkconglomerate entwickelt sind, die gegen das niedrige jungpliocäne Terrain stellenweise sehr scharf absetzen. Der Makáris Pótamos¹⁾ durchbricht dieselben in einer ziemlich engen, tief eingeschnittenen Schlucht.

Bezüglich der im Allgemeinen bereits charakterisirten Lagerungsverhältnisse führe ich, um mich möglichst kurz zu fassen, bloß die für uns wichtigsten Einzelbeobachtungen an, indem ich nach einander jene Strecken aufzähle, wo die gestörte Lagerung längs der eingeschlagenen Routen am deutlichsten wahrnehmbar war. Es sind dies vor Allem der schmale Streifen auf der Nordseite des Kúmulí (Koomooley) -Rückens, die Gegend zwischen Dimiliá (Themilyah) und Arkhípoli (Archipoli), die an den Südabhang des Spiriótis Vunó

¹⁾ Siehe Fussnote auf S. 544 [28].

sich anschmiegende Schotterzone und der Katagrenó (Kátégrano) mit den umliegenden Hügeln. Auf allen diesen Strecken erscheinen die Sedimente, während in den übrigen von den durchzogenen Gebiets-theilen falsche Schichtung herrscht oder die Stratification nicht ganz klar hervortritt, sehr deutlich gebankt, in Folge dessen man constatiren kann, dass sie hier wenigstens überall ihre ursprüngliche Lage nicht mehr inne haben, und richtet sich das Einfallen ausnahmslos gegen Süd oder Südost.

Fossilien wurden in der nördlichen Region nur an einer einzigen Stelle beobachtet. Bloss zwischen Platánia und Apóllona fand ich in einer Sandschicht mitten unter Schottern spärliche Reste von Neritinen und Planorben. Die wenigen daselbst angetroffenen Stücke wiesen jedoch insgesamt einen äusserst ungünstigen Erhaltungszustand auf; zerfielen bei der geringsten Berührung und konnten daher bei der Beschreibung der Fauna nicht berücksichtigt werden.

2. Die südliche Region.

Der Flächenraum, den die levantinischen Flussablagerungen in der südlichen Hälfte der Insel einnehmen, steht jenem im Norden an Grösse keineswegs nach, und wie dort, schliesst auch hier das weite Terrain manche orographisch sehr hervorstechende Berglandschaften ein. Den wesentlichsten Theil dieses Gebietes macht die relativ hoch aufstrebende Gebirgskette zwischen den oligocänen Flyschbergen von Mesanagrós (Mesanagrose) und dem Atáviros (Mt. Attayaro) mit den dazugehörigen Abzweigungen aus, welche in ihrem weiteren Verlaufe entlang der Südostflanke des Atáviros oder Atáiro (Attayaro) bis nahe an das Centrum von Rhodus reicht, so dass nur ein verhältnissmässig wenig breiter Streifen älterer Sedimente beide Regionen von einander trennt.

Sobald man, von dem nördlichen Gebiet ausgehend, die aus Thari-Schichten, eocänem Flysch und eocänen Kalken aufgebaute Gegend des Kharádja (Haratchey) und Rhóino (Rhoeyno) Vunó passirt hat, gelangt man nach einer kurzen Wanderung südwestlich von den genannten Erhebungen wieder in ein Terrain, wo die Anhäufung der levantinischen Flussschotter und Sande sehr grosse Dimensionen annimmt. An die Thari-Schichten schliessend und den eocänen Flysch bedeckend, erlangen diese Absätze hier allmählig eine bedeutende Mächtigkeit und steigen nach und nach zu hohen Bergen an, die, wie schon gesagt wurde, zu einem langen Gebirgsrücken sich verbindend, zunächst parallel mit dem Atáviros (Mt. Attayaro) gegen Südwest und dann direct nach Süden zum Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) fortstreichen. Sie hängen von da aus mit den Paludinschichten des Beckens von Apolakiá zusammen, umgeben in ihrer südwärts vorschreitenden Ausbreitung, indem sie sich an den Nordausläufern des Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) theilen, das oligocäne Flyschgebiet von Mesanagrós (Mesanagrose) auf allen Seiten, treten im Westen unterhalb des bei Apolakiá fliessenden Torrente bis an das Meer heran und finden, ohne die Ostküste zu erreichen, längs welcher, ebenso wie im Norden, eine vollständige Verdrängung:

derselben durch das marine Jungpliocän bis zu einer gewissen Linie landeinwärts erfolgt ist, ihr Ende an dem Flyschterrain Ghéskero, des Palaeo Kástro-Berges und des Khorákia (Horakia) Vunó.

Die Umrahmung der südlichen Region, in deren Bereich die Ortschaften Ístridos, Prophlíia, Arnítha und Váthi zu liegen kommen, bilden demnach im Westen über eine kurze Strecke die cretacisch-eocänen Kalke des Atáviro (Mt. Attayaro), sodann die eocänen Flyschablagerungen, welche in einer äusserst schmalen Zone unter der Schotterhülle hervortretend, den südöstlichen Rand des Atáviro (Attayaro) -Kalkstöckes begleiten, und endlich die Paludinenschichten des Beckens von Monólithos und Apolakiá. Die Grenze gegen die letzteren wurde in der bekannten Auffassung, welche der zwischen diesen zwei stratigraphisch einander äquivalenten Schichtgruppen stattfindende allmähliche Uebergang bedingt, schon früher angegeben.

Vom Skhiádi (Skathi) -Rücken westlich dehnen sich die Schotter bis an die See aus und setzen südlich von den Paludinenschichten einen nicht unbedeutlichen Theil des Küstenstriches zusammen. Sie greifen nachher von hier zwischen der Flyschregion des Khorákia (Horakia) Vunó und den Sandsteinbergen von Mesanagrós (Mesanagrose) weit nach Südosten hinüber, und mittels dieses schmalen Streifens sehen wir also auch im Süden die Verbindung hergestellt mit jener breiten Schotterzone, welche das oligocäne Gebiet von Mesanagrós (Mesanagrose) auf der Ostseite umsäumt. Gegenüber der anstossenden jungpliocänen Küstenlandschaft, die zum Theil aus ebenen Strecken, zum Theil aus ganz niedrigen Bodenwellen besteht, zeichnet sich daselbst das Terrain im Allgemeinen durch ansehnliche Erhebungen aus. Eine orographisch besonders bemerkenswerthe Erscheinung bietet der hohe, massige Berg Athiádi oder Karaúli Vunó (Kara Use) bei Lakhaniá (Lachania), der sich sehr scharf von der Umgebung abhebt und mit seiner breiten, flach abgestutzten Krone und den ringsum steil abstürzenden Seiten geradezu als der Typus eines Tafelberges gelten kann. Die marinen jungpliocänen Bildungen dringen von der Küste bis zu einer Linie vor, die sich unter mannigfachen Windungen vom Flysch des Ghéskero Gebietes über Lakhaniá und nahe an Yennádi (Yannathi) vorüber zum Sklipió (Asklepio) Pótamos zieht.

Die östliche Verbreitungsgrenze der Schotter auf den eocänen Flyschablagerungen der grossen centralen Region fällt heute, wenn man nur die zusammenhängende Ausdehnung ins Auge fasst, von den ganz untergeordneten, kleinen, zerstreuten Ueberresten dagegen ab, zunächst mit dem Unterlaufe des Sklipió (Asklepio) Pótamos zusammen, verlässt dann westlich von dem Dorfe Sklipió (Asklepio) diesen Torrente, um die Richtung gegen Astrágana zu nehmen, läuft sodann in einiger Entfernung nördlich vom Sklipió Pótamos, und zwar parallel zu ihm, nach Nordwest und wendet sich schliesslich plötzlich gegen Nordost, welche Richtung sie bis in die nächste Umgebung von Aláerna beibehält. Auf der zuletzt erwähnten langen Strecke berührt der mächtige Zug der levantinischen fluviatilen Sedimente das Gebiet der Thari-Schichten, welche im Umkreise des Monastirs Thári (Tharey) auftreten, und, wie schon zu Anfang angeführt wurde, erreicht er hier sein Ende einerseits an dem eocänen Flysch zwischen

Aláerma und dem Kharádja Vunó (Mt. Haratchey), andererseits an den südlich vom Monastir Artamti entwickelten Thari-Schichten.

Wir wollen nun einige Augenblicke der Betrachtung des von verschiedenen Gesichtspunkten aus ein grösseres Interesse bietenden langen Bergrückens widmen, der vom Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) direct dem Atáviro (Mt. Attayaro) zustrebt.

Es ist unter Anderem bereits gesagt worden, dass dieser im Relief nicht wenig auffallende Bergrücken in seinem ganzen Verlaufe sehr hoch emporsteigt. Zahlreiche Gipfel, von denen viele, wie Erimókastron, Trúllos, Khalássia etc. besondere Namen haben ¹⁾, bringen in die Contur seines Kammes eine gewisse Abwechslung. Für einen der betreffenden Gipfel, nämlich jenen, unterhalb dessen Prophília liegt, gibt die englische Admiralitätskarte eine absolute Höhe von 1620 engl. Fuss an. So hoch sehen wir also hier die levantinischen Flusschotter über den Meeresspiegel ansteigen. Dass die in Rede stehende Bergkette im Wesentlichen durch Schotter und Sande gebildet wird, darüber kann nach den Beobachtungen, die ich zu machen Gelegenheit hatte, wohl kein Zweifel obwalten. Unermittelt und daher ungewiss bleibt es nur, ob nicht etwa an einzelnen Stellen innerhalb derselben nebenbei auch der ältere Untergrund zum Vorschein kommt. Meiner Ansicht nach ist es sehr leicht möglich, dass genauere Untersuchungen und Begehungen ein solches Ergebniss liefern werden, zumal es ja schon von vorneherein als nicht unwahrscheinlich bezeichnet werden muss, dass ein derartiges lineares Anwachsen von lockeren Anschüttungsmassen eines Stromes zu so bedeutender Höhe und Mächtigkeit bis zu einem gewissen Grade mit Stauungsvorgängen längs einer ursprünglich vorhanden gewesenen Bodenschwelle in ursächlichem Zusammenhange steht. Unsere Uebersichtskarte kann jedoch begreiflicherweise, da sie, was nicht vergessen werden darf, auf weit auseinander liegenden Touren basirt, die geologischen Verhältnisse, mögen dieselben mitunter auch sehr complicirt sein, nur in rohen Zügen zur Darstellung bringen.

Die besagte Bergkette verdient aber auch noch in anderer Hinsicht besondere Beachtung. Sie bildet nämlich hier im Süden, ähnlich wie im Norden der Schotterriegel zwischen dem Spirotis (Mt. Speriolis) und dem Levtopódi Vunó (Mt. Leftopoda), ein Element im Inselrelief, das den Bau des Grundgebirges einigermaßen verwischt. Im Gegensatz zum Skhiádi (Skathi) - Rücken und zum Atáviro (Mt. Attayaro), welche ihre Kämme in Uebereinstimmung mit dem Schichtstreichen nach Nordost richten, zeigt der Kamm dieser hohen, orographisch als ein Verbindungsstück dazwischen eingeschalteten Schotterkette einen genau nord-südlichen, unter den obwaltenden Umständen also widersinnig erscheinenden Verlauf.

In der südlichen Region enthalten die Schotter, wie die Beobachtungen lehren, an vielen Punkten, deren Aufzählung wohl keinen Zweck hätte, neben Kalkgeschieben auch solche von Sand-

¹⁾ Auf der englischen Admiralitätskarte und auf H. Kiepert's Specialkarte vom westlichen Kleinasien steht bei keinem Gipfel dieser langen Bergkette ein Name angeführt.

Monastir Artamiti, *Hydrobia Prophiliensis* Buk. dagegen nur an der ersteren Localität gefunden. Beinahe in noch höherem Maße als *Corymbina Rhodiensis* erweckt unser Interesse *Fluminicola orientalis*, und zwar darum, weil diese Gattung heutzutage auf die neotropische und die nearktische Region beschränkt ist, und weil sich in ihr, soweit es sich um die Fauna handelt, besonders gut der fluviatile Charakter der Ablagerungen ausprägt.

VI. Jungpliocäne Bildungen.

In der jüngeren Pliocänzeit tritt bekanntlich auf Rhodus ein gänzlicher Umschwung der geologischen Verhältnisse ein. Den fluviolacustren Absätzen der levantinischen Stufe folgen nunmehr mächtige Meeresablagerungen. Wir wissen, dass die gewaltigen Einbrüche, welche nach und nach die Zertrümmerung des lange hindurch Westasien mit Griechenland verbindenden Aegäischen Festlandes herbeiführt und schliesslich den heutigen Zustand der Land- und Meeresvertheilung erzeugt haben, zuerst im Süden erfolgt sind, sowie dass der Beginn dieser Einbrüche mitten in die Pliocänperiode fällt. Das Meer drang von Süden zunächst bis zur Insel Kos vor und setzte unter Anderem auch auf dem Boden der Insel Rhodus, die somit von Kleinasien vollständig losgerissen wurde, grosse Sedimentmassen ab. Die Legung mariner Schichten hat hier allen Anzeichen nach bis ins Diluvium angedauert. Während dieser Periode oder zum Mindesten während einzelner Phasen dieser Ueberfluthung war das Areal von Rhodus, wie sich zeigen wird, so weit vom Meere bedeckt, dass nur die höheren Gebirgstheile als kleine Inseln und Klippen aus der See emporragten.

Die Sedimente des Jungpliocän tragen vielfach in sehr scharf ausgesprochener Weise die Charaktere einer Strandfacies zur Schau und stellen sich überhaupt insgesamt als küstennahe Bildungen dar. Dabei lässt sich im Allgemeinen eine Sonderung in zwei altersverschiedene, petrographisch leicht auseinander zu haltende Glieder erkennen. Ueberall, wo eine bedeutendere Mächtigkeit erreicht wird, herrscht unten sandig-thonige Entwicklung, welche stratigraphisch den weitaus grössten Theil der ganzen Schichtenserie umfasst. Die oberen, concordant sich anschliessenden Lagen erscheinen dagegen fast stets aus kalkigen Gesteinsarten zusammengesetzt und zeichnen sich demgemäss auch durch eine viel festere Beschaffenheit aus. Das höhere Glied ist im Verhältniss nur geringmächtig, dafür weist es aber eine sehr grosse Verbreitung auf, indem es selbständig über weite, von der tieferen Abtheilung unberührte Strecken übergreift und so unmittelbar auf den älteren Schichtgruppen einen den Unebenheiten des Untergrundes sich anschmiegenden mantelförmigen Ueberzug bildet, der bis zu beträchtlichen Höhen verfolgt werden kann, sich jedoch heute natürlich in Folge der Denudationswirkungen nichts weniger als zusammenhängend zeigt. Man muss daher annehmen, dass zur Zeit der Ablagerung des oberen Gliedes die Strandlinie

ihren höchsten Stand eingenommen hat und von dem Terrain von Rhodus gerade der geringste Theil trocken gelegen ist.

Der untere Complex besteht aus gelben bis grünlichen oder weissgrauen Sanden, aus lichtgrauen, bald mergeligen, bald sandigen Thonen, aus weichen Mergeln, einzelnen Schotterbänken und stellenweise auch aus mürben, überaus leicht zerfallenden Sandsteinen. Zwischen allen diesen Sedimentarten findet durchgehends ein wiederholter Wechsel statt. Hie und da schalten sich denselben auch noch dünne Lagen von Bryozoenkalk und von erhärtetem, durch Bruchstücke verschiedener Fossilienreste gebildetem Kalkgrus ein. Die erste Rolle spielen überall die Sande; ihr häufig ausserordentlicher Reichthum an ausgezeichnet erhaltenen Versteinerungen verleiht ihnen nebstbei in palaeontologischer Beziehung eine hervorragende Bedeutung. Erst an zweiter Stelle sind dann die mergeligen und sandigen Thone zu nennen, welche mitunter ebenfalls viel Fossilien einschliessen, zumeist aber doch sich als sehr fossilarm, ja selbst als ganz fossilleer erweisen. Die übrigen Absätze erlangen mitten in dem keineswegs constant bleibenden Schichtenverbande beinahe nirgends eine besondere Wichtigkeit. Nur die Schotter gewinnen in manchen Gegenden sehr stark das Uebergewicht. Letzteres ist namentlich der Fall an den Grenzen gegen die levantinischen Bildungen, wo das Oberpliocän, wie schon früher mitgetheilt wurde, ganz und gar das Material den fluviatilen Geröllmassen entnommen hat, und wo in Folge dessen nicht selten eine so vollkommene Uebereinstimmung im petrographischen Habitus mit den älteren Flussabsätzen sich einstellt, dass lediglich mit Hilfe von Fossilien entschieden werden kann, welchem von den beiden Schichtensystemen der betreffende Grenzstreifen angehört. Die Aufeinanderfolge der Schichten ändert sich oft, auf kurze Entfernungen hin, und man sieht klar, dass der Sedimentcharakter vielfachem Wechsel im Streichen unterliegt, und dass die einzelnen Bänke keineswegs bestimmte, für das ganze Terrain als fix geltende Niveaux einhalten.

In dem oberen Gliede, dessen Mächtigkeit selbst bei stärkster Entwicklung auf wenige Bänke beschränkt bleibt, und das einerseits regelmässig der vorhin besprochenen Serie folgt, andererseits aber auch, weit über dieselbe hinausgreifend, direct auf den älteren Formationen ruht, gestaltet sich die Gesteinsausbildung trotz seiner durchwegs kalkigen Beschaffenheit nicht minder mannigfaltig. Einander im Streichen ersetzend, hin und wieder auch mit einander wechselagernd, treten hier im Wesentlichen nachstehende Gesteinsarten auf: weisse bis gelbliche, tuffig aussehende, abfärbende Kalke, welche sich als ein feines, bald mehr, bald weniger fest zusammengekittetes Kalkzerreibsel darstellen und den Atmosphärischen im Allgemeinen keinen besonders starken Widerstand leisten; harte, zumeist gelbliche-weiße Kalke, häufig von zellig-poröser Structur, an deren Zusammensetzung Fossilien, vor Allem Mollusken, Bryozoen und Korallen einen sehr grossen Antheil nehmen; typische Lumachellen, in denen Conchylienschalen die Hauptrolle spielen; Lithothamnienkalk; lichte oder dunkle, auch röthliche; in der Regel Trümmer der Unterlage führende breccienartige Kalke, die manchmal in ganz grobe Breccien

übergehen; Conglomeratkalke; feste, an Bindemittel arme Kalkconglomerate; überhaupt alle möglichen Sorten von zu festem Gestein erhärtetem Strandgrus, der sehr oft noch die ursprüngliche löchrige Structur besitzt, bald fein, bald grob, dabei zuweilen vollständig aus Bruchstücken von Fossilien zusammengesetzt erscheint, und in dem nicht selten so viel Sand enthalten ist, dass man ihn heute ohne weiters als einen kalkreichen Sandstein bezeichnen kann. An einzelnen Stellen kommen ausserdem lichtgraue, ziemlich weiche, in Fülle gewisse Korallen einschliessende Kalkmergel vor.

Die meisten Sedimentarten sind, wenigstens auf sehr vielen ihrer Verbreitungsstrecken, überreich an Versteinerungen; manche, so beispielsweise der überwiegende Theil der tuffig aussehenden Kalke, erscheinen wieder fossilarm; die letztgenannten Kalke entbehren sogar häufig jeglicher Spur von Organismenresten. Einzelne Gesteine, wie die Lithothamnienkalke und bestimmte Lagen der breccienartigen oder der harten zelligen, durch Conchylienschalen gebildeten Kälke, liefern ein sehr gutes Baumaterial und werden auch thatsächlich zu verschiedenen Bauzwecken verwendet.

Dass die aufgezählten Sedimente des oberen Schichtencomplexes sämmtlich Strandablagerungen sind, ist wohl gar nicht zu verkennen. Es beweist dies nicht allein ihr petrographischer Charakter, sondern das geht vielfach ganz deutlich auch aus ihrer Fauna hervor. Von einem Theile derselben kann selbst mit Bestimmtheit behauptet werden, dass sie ihrer Entstehung nach der litoralen Seichtwasserzone angehören. Was die Sande, Thone, Schotter etc. der mächtigen unteren Abtheilung betrifft, so wurde schon betont, dass auch bei ihnen alle Merkmale auf eine Küstenfacies hinweisen. Ohne mit dieser Thatsache in Widerspruch zu gerathen, machen sich aber hier in faunistischer Beziehung grössere Abweichungen zwischen einzelnen Partien bemerkbar als innerhalb des höheren Gliedes. Neben Schichten, die ihrem Gesamthabitus nach als Absätze aus seichtem Wasser angesprochen werden müssen, treten uns da auch solche entgegen, deren Fauna bei sich gleich bleibendem Sedimentcharakter ein wesentlich anderes Gepräge zeigt als sonst und entschieden darauf hindeutet, dass sie in grösserer Meerestiefe abgelagert worden sind. Ich will jetzt gleich angeben, dass dieses in erster Linie von den Sanden und Thonen der Gegend von Lartos (Lardos) gilt. Die um Lartos (Lardos) entwickelte untere Schichtenserie des Jungpliocän beherbergt eine besonders reichhaltige, die grösste Anzahl von Arten umfassende Fauna und zeichnet sich hiebei vor den zeitlich aequivalenten Bildungen anderer Gebietsstrecken namentlich durch das massenhafte Vorkommen von Brachiopoden und gewisser, zum Theil ihr eigenthümlicher Einzelkorallen aus. Ist schon die Brachiopodenanhäufung geeignet, unsere Aufmerksamkeit in hohem Maasse zu erregen, um so mehr fallen dann noch die Einzelkorallen auf, weil sich unter ihnen ganz unzweifelhafte Tiefseetypen finden. Auch unter den ausserordentlich zahlreich vertretenen Mollusken begegnen wir übrigens einzelnen Formen, die heute hauptsächlich einigermassen tiefere Meeresstrecken bewohnen. Es liegen uns also hier faunistische Eigenheiten vor, die unabweislich zu der Schlussfolgerung führen,

dass man es daselbst keinesfalls mit einer Seichtwasserablagerung zu thun hat. An die Seite der Sande und Thone von Lártos (Lardos) dürften dann unter Anderem möglicherweise noch als am meisten ähnlich die Sande und Thone der Umgebung von Pilóna und von Yennádi (Yannathi) zu stellen sein.

Das Oberpliocän breitet sich über allen älteren Schichtgruppen, von den cretacisch-eocänen Kalken angefangen bis inclusive zu den levantinischen Binnenbildungen, aus, und zwar ist das Lagerungsverhältniss der gesammten Unterlage gegenüber ein discordantes. Die Thatsache, dass es auch auf den ihm nächst vorangehenden Paludinenschichten unconform ruht, erklärt sich durch die grossen Dislocationsvorgänge, welche hier unmittelbar vor dem letzten Eindringen des Meeres in diese Region stattgefunden und eine namhafte Störung der levantinischen Sedimente verursacht haben. Während der jüngeren Pliocänzeit scheint der Schichtenabsatz in ganz normaler Weise, wenigstens insofern, als unterdessen keine merklichen tektonischen Störungen dazwischengetreten sein dürften, verlaufen zu sein, und hierin zeigt sich nun ein wesentlicher Unterschied den auf der Insel Kos herrschenden Verhältnissen gegenüber. Nach den Beobachtungen Neumayr's zieht sich auf der Insel Kos mitten durch die jungpliocänen Marinbildungen eine scharf ausgeprägte Discordanz hindurch. Der älteste Theil des Oberpliocän, durch Meeresconchylien wohl charakterisirt, folgt dort concordant, wenn auch vielfach jedenfalls nur scheinbar, den levantinischen Ablagerungen und ist, was besonders ins Gewicht fällt, in gleichem Ausmasse wie jene aufgerichtet. Der jüngere Theil liegt hingegen horizontal; er legt sich, theilweise natürlich auch hinaufgreifend, um die deutlich geneigten und bis zu einem gewissen Grade denudirten Schichten des unteren Gliedes. Auf Rhodus konnte nun eine analoge Erscheinung nirgends wahrgenommen werden. Hier geht durch das Jungpliocän keine Discordanz; es baut sich daselbst im Gegentheil die ganze Schichtenserie allen Anzeichen nach ziemlich regelmässig auf. Allerdings sind es nicht immer die ältesten Lagen, welche dem Untergrunde unconform aufliegen; sehr weite Strecken des Grundgebirges werden unmittelbar von jüngeren Bänken, welche zumeist wohl der höheren kalkigen, mitunter aber auch der tieferen sandig-thonigen Abtheilung angehören, bedeckt. Dieses steht jedoch offenbar damit im Zusammenhange, dass, wie man annehmen darf, zufolge des Hinaufrückens der Strandlinie nach und nach grössere Flächenräume der Meeresüberfluthung anheimgefallen sind und so zeitweilig Bedingungen geschaffen wurden für ein weiteres Umsichgreifen gewisser höherer Horizonte.

Wie klar einerseits das Lagerungsverhältniss zu der cretacischen und alttertiären Basis stets hervortritt, so grosse Schwierigkeiten bereitet andererseits die Feststellung desselben dort, wo das Jungpliocän sich im Contacte mit den levantinischen Bildungen befindet. Die Ursachen hievon sind schon früher gelegentlich anderer Erörterungen berührt worden, und ich kann nur wiederholen, dass die sich in dieser Richtung entgegenstellenden Hindernisse von zweierlei Factoren gebildet werden, zunächst von der häufig, namentlich in den Grenzgebieten, fast vollkommenen Gleichartigkeit der Sedimente und

dann von dem Umstande, dass in beiden Systemen mitunter das Störungsausmass nur sehr geringe, stellenweise gar nicht bemerkbare Unterschiede darbietet. Es trifft dies sowohl bei dem Contacte mit den lacustren, als auch mit den fluviatilen Absätzen der levantinischen Stufe zu. Besonders schwierig gestaltet sich die Ermittlung des gegenseitigen Lagerungsverhältnisses und mithin die Trennung unter Anderem im Norden der Insel, auf jener Strecke, innerhalb welcher die Paludinenschichten des nördlichen Beckens auf einmal einer mächtigen Entwicklung des Jungpliocän platzmachen. Ueber die durch Denudation angegriffenen Süswassersande und Mergelthone legen sich in besagter Gegend ihrem Aussehen nach ganz gleiche marine Sande und Thone, und dabei erscheinen die ersteren ebenso wenig aufgerichtet, wie ihre rasch anwachsende Bedeckung. Für die Abgrenzung beider Schichtgruppen gegen einander geben daher hier vielfach nur Fossilien einen Anhaltspunkt ab.

Dieselbe Mühe kostet es ferner, wenn man längs gewisser Grenzstrecken die jungpliocänen Ablagerungen von den fluviatilen levantinischen Anschüttungsmassen ganz genau abscheiden will. Wie kurz vorhin erwähnt wurde, hat in manchen Regionen die in situ stattgefundene Umschwemmung des älteren Absatzmaterials eine volle petrographische Uebereinstimmung bewirkt, und dazu kommt dann noch, dass die lockeren fluviatilen Schotter und Sande mit ihrer häufig kaum ausgeprägten und nicht selten auch falschen Schichtung gegen die sanft geneigten oder horizontalen Bänke des Oberpliocän in Bezug auf Lagerung sehr wenig abstechen. Auch da können wir also in der Regel blos auf palaeontologischem Wege zum Ziele gelangen.

Nicht überall stellen sich jedoch die Verhältnisse mit Rücksicht auf die in Rede stehende Aufgabe des Aufnahmegeologen so schwierig dar, wie eben geschildert wurde. Wo die Paludinenschichten stärker gestört sind und dabei eine jungpliocäne Decke tragen, lässt sich die discordante Ueberlagerung immer sehr deutlich erkennen. In solchen Fällen hat man es, nach meinen Erfahrungen wenigstens, zumeist mit einem kalkigen, sei es aus weissen tuffigen, sei es aus breccienartigen oder conglomeratischen Kalken zusammengesetzten jungpliocänen Mantel zu thun, der höchst selten eine etwas grössere Mächtigkeit erreicht, und der nun entweder horizontal oder unter schwacher Neigung der Bänke über den Schichtköpfen der lacustren levantinischen Sedimente sich ausbreitet. Manchmal, nämlich wenn die Paludinenschichten nur geringe Störungen aufweisen, tritt allerdings auch da der Fall ein, dass sich die genannte jungpliocäne Decke denselben bis zu einem gewissen Grade regelmässig anschmiegt und man dann eine concordante Aufeinanderfolge, die aber natürlich blos eine scheinbare ist, vor sich zu haben glaubt.

Sobald überhaupt die den levantinischen Bildungen unmittelbar aufliegenden Schichten des Jungpliocän kalkiger Natur sind, ist es fast stets leicht, sie abzutrennen, mögen dieselben auf der lacustren oder auf der fluviatilen Facies der ersteren ruhen. Ziemlich schwierig ist dies dagegen, wenn die zunächst transgredirenden jungpliocänen Bänke aus Sanden oder Thonen bestehen. Gewöhnlich erscheinen

dann dazu sehr genaue Untersuchungen erforderlich, und eine scharfe Sonderung gelingt zuweilen nur unter den günstigen Umständen, dass man in dem einen wie in dem anderen Complexe auf Versteinerungen stösst. Bei meiner im Grossen und Ganzen flüchtigen Bereisung des Terrains bot sich mir immerhin einigemale die Gelegenheit, darüber Beobachtungen anzustellen. Im Besonderen verdient namentlich angeführt zu werden, dass ich an einem Punkte unweit Kalavárda auf den durch vorhergegangene Denudation ungleichmässig ausgenagten Paludinenschichten in discordanter Situation auch eine thonreiche Sandbank angetroffen habe, die neben marinen jungpliocänen Mollusken in grösserer Anzahl eingeschwemmte Süswasserconchylien der Unterlage enthielt. Für uns knüpft sich daran insofern ein gewisses höheres Interesse, als ganz ähnliche Vorkommnisse bekanntlich auch von der Insel Kos durch Neumayr beschrieben wurden. Meine in dem Vorberichte geäusserten Zweifel über die Zugehörigkeit der betreffenden Schicht zum Oberpliocän schwanden nach der Durchbestimmung der darin aufgesammelten Conchylienfauna.

Aus dem bisher Vorgebrachten lässt sich schon ziemlich klar ersehen, dass die jungpliocänen Marinbildungen beträchtlicheren Störungen, wie solche selbst noch die levantinische Schichtgruppe betroffen haben, nicht mehr unterworfen waren. Ganz ungestört sind sie jedoch keineswegs. Vollkommen horizontaler Lagerung begegnet man verhältnissmässig selten. Ihre Bänke weisen vielmehr in der Regel eine sanfte Neigung auf, und dabei zeigt es sich, dass das Abfallen, wenn auch nicht ausschliesslich, doch weitaus vorwiegend nach südlichen Richtungen erfolgt. Die derart innerhalb bestimmter Grenzen zu Tage tretende Constanz der Neigungsrichtung deutet meiner Ansicht nach darauf hin, dass es sich hier nicht um die Erscheinung einer ursprünglich nicht wagrechten Sedimentablagerung handelt, sondern dass wir darin die letzten schwachen Spuren tektonischer Dislocationsvorgänge zu erblicken haben.

Für sich allein müssen übrigens gewisse locale Störungen betrachtet werden, die lediglich mit Terrainbewegungen, zu denen einfach die weiche Beschaffenheit des Absatzmaterials Anlass gegeben hat, in ursächlichem Zusammenhange stehen. In Folge von Unterwaschung der in den Liegendpartien entwickelten lockeren Sandmassen und in Folge von Gleitprocessen fand vielfach ein Nachsinken der höheren Schichten statt und wurden dadurch allerlei Positionsveränderungen hervorgerufen. In manchen Gegenden beobachtet man sogar häufig solche mit schiefer Schichtenstellung und zuweilen mit Verwerfungen verbundene Schollensenkungen. Sie kommen bald einzeln vor, bald reihen sie sich staffelförmig an einander an.

Gleich beim ersten Anblicke des jungpliocänen Terrains fällt es in die Augen, dass der oberste, aus mannigfachen kalkigen Gesteinen sich zusammensetzende Complex die verschiedensten Höhenlagen, selbstverständlich immer die Oberfläche bildend, einnimmt. Diese Erscheinung ist allerdings zum grössten Theile auf die normal, von vorneherein sehr wechselnde Mächtigkeit der ganzen Schichtenreihe, zumal der unteren, sandig-thonigen Abtheilung zurückzuführen.

In manchen Fällen lässt sich aber auch sicher nachweisen, dass dem da und dort nebstbei ein regionales Absitzen der Sedimente zu Grunde liegt.

Bei keinem der sonst auf Rhodus vorhandenen Schichtensysteme schwankt die Mächtigkeit, man kann geradezu sagen, auch nur annähernd so sehr, wie bei den jungpliocänen Ablagerungen. Sie erreicht hier streckenweise den hohen Betrag von mehreren hundert Fuss und sinkt wo anders wieder bis auf wenige Fuss herab. Es bezieht sich das natürlich, wie ich, um keinen Zweifel darüber zu lassen, ausdrücklich hervorheben will, auf die ursprünglichen Verhältnisse ohne jede Rücksicht auf die oft weit vorgeschrittene Denudation, welche hiebei vollständig ausser Betracht kommt. Einen grossen Theil des Inselareals machen Gebiete aus, wo das Jungpliocän in zusammenhängender Ausbreitung durchschnittlich eine bedeutende Mächtigkeit besitzt und das Terrain über dem Meeresspiegel entweder ganz allein aufbaut oder zum Mindesten im Relief die ausschlaggebende Rolle spielt. Dahin gehören durchwegs jene Regionen, in denen eine starke Ausbildung des tieferen sandig-thonigen Schichtencomplexes herrscht. Auf der anderen Seite haben wir dann wieder sehr ausgedehnte Strecken, wo nur isolirte Lappen von mehr untergeordneter Bedeutung als Denudationsreste einer einst offenbar continuirlichen, aber im Allgemeinen nicht besonders starken Decke vorkommen, oder auf denen sich über dem Grundgebirge ein seit jeher im Vergleiche zu der übrigen Entwicklung sehr dünner und heute vielfach zerrissener, zuweilen jedoch auch grösseren Flächen sich noch ununterbrochen anschmiegender Mantel, der, wie ich hinzufügen muss, in der Regel kalkig ist, hinzieht.

Die Ausscheidung der letztgenannten Vorkommnisse stösst in Anbetracht der ungemein grossen Verbreitung derselben insbesondere bei einer Uebersichtsaufnahme auf fast unüberwindliche Schwierigkeiten und wurde von mir in Folge dessen auch gar nicht versucht. Sie wäre übrigens selbst gelegentlich detaillirter Aufnahmen nicht überall begründet. Es ist zweifellos, dass dann einige der wichtigsten Züge des geologischen Baues nicht genügend zum Ausdruck kämen. Speciell die kartographische Darstellung des dünnen, in manchen Gegenden wie ein Schleier auf die älteren Ablagerungen sich legenden oberpliocänen Ueberzuges würde die Klarheit des Bildes, welches eine geologische Karte dieses Terrains stets in erster Linie von dem Baue des eigentlichen Gebirgsgerüstes wird bieten müssen, wesentlich beeinträchtigen. Auf der vorliegenden Karte sind daher neben den zuerst angeführten Gebieten nur ausnahmsweise, bloß dort, wo dies unbedingt nothwendig erschien, gewisse Verbreitungsstrecken der minder mächtigen Partien eingetragen.

Endlich bleibt mir noch zu erwähnen übrig, dass die absolute Höhe, bis zu der diese Bildungen ansteigen, nahe an 1000 engl. Fuss beträgt. So bedeutend stellt sich also hier die Verschiebung der Strandlinie seit dem Schlusse der Tertiärzeit dar.

In landschaftlicher Beziehung gleicht das jungpliocäne Terrain jenem der Paludinschichten. Auch da waltet im Grossen und Ganzen, sofern nicht die Erosion zu stark ändernd auf die Bodengestaltung

eingewirkt hat, der hügelige Plateaucharakter vor. Derselbe findet seine Erklärung darin, dass zuoberst als letztes Glied der Schichtenserie kalkige Lagen von fester Beschaffenheit und meistens grosser Widerstandsfähigkeit auftreten. Diese Lagen schützen auf den der Denudation weniger ausgesetzten Strecken die darunter liegenden weichen Sedimente vor Abtragung, und ihnen ist es wohl hauptsächlich zuzuschreiben, dass sich die letzteren in einzelnen Gebietstheilen bis heute vollständig erhalten haben.

Selten kommt es jedoch nur vor, dass der eintönige Plateaucharakter auf grössere Entfernungen hin ununterbrochen anhält. Die Erosion hat, wie gesagt, reichlich für eine gewisse Abwechslung in der Terrainconfiguration gesorgt. Indem ihr nach und nach bedeutende Strecken der oberen Kalkdecke zum Opfer gefallen sind, konnten die Wässer ungehindert rasch ihr zerstörendes Werk fortsetzen; es bildeten sich tiefe Einrisse, die sich immer mehr erweiterten, und so löste sich das Terrain allmählig in einzelne Tafelberge oder in umfangreichere plateaubartige Höhencomplexe mit steil, oft senkrecht abfallenden Gehängen auf, welche durch bald schmale, bald breite, verschieden stark ausgefurchte Thäler, zuweilen sogar auch durch ausgedehntere ebene oder schwach gewellte Tiefflächen von einander getrennt werden.

Das rasche Vorschreiten der Erosion in der Gegenwart macht sich fast auf Schritt und Tritt bemerkbar. Sehr häufig begegnet man namentlich frisch zufolge von Unterwaschung der tieferen weichen Bänke, der Sande und Thone, abgestürzten Partien des jüngsten Schichtgliedes und beobachtet man geradezu, wie sich der Umfang der Höhen stetig vermindert. Wo die Kalkdecke gänzlich verschwunden ist, nehmen die Hügel vielfach auch gerundete Formen an. Der hohe Betrag der Sedimentzerstörung, welche die erodirenden Kräfte hier im Laufe der Zeit stellenweise vollbracht haben, lässt sich am besten nach der Thatsache beurtheilen, dass dieses Gebiet unter Anderem auch viele, und zwar mitunter ziemlich weite Tiefebenen umfasst, deren Boden ganz und gar durch ältere Lagen der Schichtenserie gebildet wird, und über denen sich von den höheren Schichten nur noch einzelne Reste da und dort pfeilerartig erheben.

Die jungpliocäne Landschaft ist also, wie man sieht, keineswegs sehr einförmig. Sie bietet durch die zahlreichen Einrisse, die den hügeligen Strecken eingeschalteten Ebenen, die oft beträchtlichen Höhendifferenzen zwischen benachbarten Gebietsabschnitten und dergleichen mehr in gewisser Hinsicht selbst ein wechselvolles Bild dar. Einzelne stehende Tafelberge, die mehrere hundert Fuss über den Meeresspiegel aufragen, mit steilen Böschungen, manchmal auch senkrecht abstürzenden Seiten, ebenso geformte niedrigere Erhebungen, Hügelzüge mit gerundeten Conturen, grössere auf weitere Distanzen hin zusammenhängende Plateaux, deren Oberfläche bald stärker, bald schwächer undulirt erscheint, und die häufig stufenförmig gegen einander absitzen, Tiefebenen, aus denen da und dort kleine isolirte Hügel aufsteigen, enge, tief eingeschnittene Erosionsfurchen und breitere Thäler, in denen mitunter eine üppige Vegetation entwickelt ist, gruppiren sich hier derart, dass der Beschauer nur selten den

Eindruck der Monotonie empfindet. Die grosse Fruchtbarkeit des Bodens bringt es, nebenbei bemerkt, mit sich, dass diese Inseltheile am dichtesten bevölkert sind.

Auf allen meinen Routen habe ich innerhalb der jungpliocänen Ablagerungen nur marine Schichten beobachtet. Ebenso wissen meine Vorgänger, Hamilton und Spratt, blos von marinen Schichten zu berichten. Trotzdem ist es aber gar nicht ausgeschlossen, dass in dem mächtigen Sedimentcomplexe stellenweise auch Zwischenlagen lacustren Ursprungs vorkommen. In einem speciell diesem Gegenstande gewidmeten Aufsätze, der in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt vom Jahre 1892 unter dem Titel „Einige Bemerkungen über die pliocänen Ablagerungen der Insel Rhodus“ erschienen ist, habe ich des Näheren auseinandergesetzt, warum ich dies für wahrscheinlich halte. Die Umstände und Erwägungen, welche mich auf die Vermuthung, das Jungpliocän von Rhodus schliesse möglicherweise auch einzelne Bänke mit Süswasserconchylien ein, geführt hatten, sind, in Kürze zusammengefasst, folgende:

Unter den durch Tournouër aus Rhodus beschriebenen fossilen Süswassermollusken finden wir bekanntlich auch einige Formen, welche ein sehr junges Gepräge zeigen und bisher weder in den hier auftretenden levantinischen Bildungen, noch auch in jenen anderer Länder angetroffen wurden. Darauf allein könnte allerdings noch kein besonderes Gewicht gelegt werden; bei der seinerzeit von mir vorgenommenen Durchsicht der dem k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien angehörenden Sammlung Hedenborg's kam jedoch das überraschende Resultat zu Tage, dass die meisten dieser Arten, wie auch etliche andere, die in der Liste Tournouër's nicht enthalten sind, von Localitäten stammen, welche sämmtlich in dem grossen zusammenhängenden Hauptverbreitungsgebiete des Jungpliocän im Norden der Insel, wo letzteres seine mächtigste Entwicklung erreicht, liegen. Als Fundorte derselben erscheinen angegeben der Monte Smith bei der Stadt Rhodos, der Tafelberg Parádiso, Triánda, Kandilí (Kandile) und Sümbüllü (Zimbule). Jene Stücke von der gleichen Artengesellschaft, über deren genaue Herkunft wir in Unkenntniss bleiben, weil ihre Etiquetten als Fundstellen einfach die Bezeichnung „Insel Rhodus“ tragen, dürften übrigens ebenfalls aus dem genannten Terrain herrühren. Wir haben wenigstens, wie ich, auf meine vorhin citirte Arbeit hinweisend, beifügen muss, einen bestimmten Grund, es anzunehmen.

In Anbetracht der angeführten Thatsache läge es nun wohl am nächsten, an das Vorhandensein von Aufbrüchen der Paludinenschichten unter dem Oberpliocän zu denken, denen die betreffenden Süswasserconchylien hätten leicht können entnommen worden sein. Dem widerspricht jedoch einigermaßen der Umstand, dass mir dort nirgends, obwohl ich alle erwähnten Localitäten berührt und mich an ihnen aufgehalten habe, solche Aufbrüche aufgefallen sind, was umsomehr hätte geschehen müssen, als ich mein Augenmerk stets ganz besonders auf die Unterlage des Jungpliocän richtete, dieses selbst

dagegen von mir weniger beachtet und nicht sehr eingehend untersucht wurde. Es würde überdies auch jedenfalls befremden, wenn in den Paludinenschichten auf einmal eine grössere Zahl von Formen, die sonst darin nach unseren bisherigen Erfahrungen vollständig fehlen, localisirt sein sollte und der Faunencharakter über kurze Entfernung sich so stark änderte. Die Annahme endlich, dass die in Rede stehenden Arten vielleicht postpliocänen Ablagerungen angehören, kann schon deshalb nicht ernstlich in Betracht gezogen werden, weil sich unter ihnen ausgestorbene Varietäten finden und wir ausserdem Anzeichen besitzen für eine marine Vertretung des Diluviums auf Rhodus.

Aus allen Erwägungen ergibt sich mithin als noch am wahrscheinlichsten, dass in dem marinen Jungpliocän, wenigstens an gewissen Punkten, einzelne Einschaltungen lacustrer Lagen existiren. Wenn sich dies bewahrheiten würde, dann hätte man in der That einen Beweis dafür, dass hier während jener Epoche oscillatorische Bewegungen der Strandlinie stattgefunden haben.

Wesentlich bestärkt in unserer Vermuthung werden wir durch die handschriftlichen Aufzeichnungen des verstorbenen schwedischen Consuls Hedenborg, welche das k. k. naturhistorische Hofmuseum in Wien seit dem Jahre 1865 aufbewahrt, und in die mir Einsicht zu nehmen gestattet wurde. In dem besagten, aus verschiedenen Gründen ungedruckt gebliebenen Manuscripte, das zum grössten Theile die geologischen Verhältnisse des nördlichsten Gebietes von Rhodus behandelt, finden sich von einzelnen Punkten directe Angaben über Wechsellagerung mariner Schichten mit dünnen, Süsswasserconchylien enthaltenden Bänken im Jungpliocän. Die ungemein verworrene Darstellung hindert jedoch eine weitere Benützung dieser Angaben für Publicationszwecke.

Das sind also im Ganzen die Anhaltspunkte, auf welche ich meine obige, erst nachträglich, nach der Beendigung der Aufnahme gefasste Muthmassung stütze. Bezüglich der Details, von deren Vorführung hier Umgang genommen wurde, sei auf den vorerwähnten Specialaufsatz verwiesen. Die Aufgabe künftiger Untersuchungen wird es nun sein, diese vorläufig natürlich nur mit grösster Reserve aufzunehmende Ansicht an Ort und Stelle auf ihre Richtigkeit zu prüfen. Mir bot sich eben hiezu später keine Gelegenheit mehr.

Am Schlusse der Erörterungen über vorstehendes Thema möchte ich noch daran erinnern, dass auf der nahe liegenden Insel Kos durch Neumayr an manchen Localitäten im Jungpliocän thatsächlich dünne, der marinen Schichtenserie sich einschaltende Bänke mit Süsswasserconchylien beobachtet wurden. Die in ungeheurer Menge die betreffenden Lagen erfüllenden Formen sollen den levantischen Bildungen vollkommen fremd sein. Dadurch rückt die Möglichkeit, dass auf Rhodus ähnliche Verhältnisse herrschen, noch mehr in den Vordergrund, und wenn man alle Anhaltspunkte und Fingerzeige überblickt, drängt sich unwillkürlich der Gedanke an das Vorhandensein von Analogien in genannter Richtung zwischen beiden Inseln auf. Zur Erklärung dieser Erscheinung auf Kos sagt Neu-

mayr, dass sie keineswegs auf eine vorübergehende Aussüssung oder auf Unterbrechung des marinen Absatzes zurückzuführen sei, sondern dass er glaube, es handle sich dabei blos um eine locale Einschwemmung gleichzeitig lebender Formen durch nahe Flussmündungen.

Der ausserordentliche Fossilienreichtum der jungpliocänen Marinbildungen von Rhodus hat bereits in früher Zeit die Aufmerksamkeit der wissenschaftlichen Welt auf sie gelenkt. Schon vor mehreren Decennien gelangten einzelne Versteinerungssuiten, unter denen namentlich die grossen Collectionen des französischen Vice-consuls Prus und des schwedischen Consuls Hedenborg in Rhodus hervorgehoben zu werden verdienen, nach Europa, und bildeten dieselben nachher die Grundlage zu verschiedenen palaeontologischen Studien. Die Zahl der Forscher, welche sich mit ihnen im Besonderen befasst haben oder ihnen wenigstens eine namhafte Berücksichtigung in ihren Schriften angedeihen liessen, ist, wie man aus der zu Anfang gegebenen Literaturübersicht erschen kann, durchaus keine geringe. Daher kommt es auch, dass wir über die Fauna des Jungpliocän auf Rhodus seit längerer Zeit verhältnissmässig gut unterrichtet sind. Die älteren palaeontologischen Arbeiten haben in der That bereits so klare und sichere Ergebnisse bezüglich des Faunencharakters und des Alters besagter Ablagerungen geliefert, dass ich mich bei der nachfolgenden zusammenfassenden Darstellung ganz auf sie stützen kann.

Es wäre viel zu umständlich und bis zu einem gewissen Grade auch überflüssig, wenn man alle aus diesen Schichten bisher bekannt gewordenen Formen, deren Zahl eine sehr erhebliche ist, hier der Reihe nach anführen wollte. Es dürfte genügen, im Allgemeinen den Fossilienreichtum zu kennzeichnen, und deshalb beschränke ich mich blos auf die ziffermässige Angabe der Menge von Arten und Varietäten innerhalb einzelner Thierclassen, Stämme oder Ordnungen. Wer sich über die Zusammensetzung der Fauna genau belehren will, der kann es leicht erreichen, indem er die in der Literaturübersicht besprochenen palaeontologischen Publicationen nachschlägt. Etwas länger wollen wir dagegen verweilen bei den Schlussfolgerungen aus den palaeontologischen Untersuchungen, weil dieselben für die Charakterisirung der ganzen Schichtgruppe, namentlich für die Beurtheilung ihres stratigraphischen Umfanges höchst wichtig erscheinen.

Die nachstehende Zahlenliste umfasst selbstverständlich nur solche Arten, von denen man sicher weiss, dass sie aus den uns eben beschäftigenden Ablagerungen stammen. Gänzlich unberücksichtigt blieben alle jene Formen, über deren Herkunft vorläufig noch Zweifel existiren, wenn auch die Wahrscheinlichkeit dafür spricht, dass sie hieher gehören. Nicht inbegriffen sind darin mithin die gewissen, kurz vorher einer Betrachtung unterzogenen Süsswasserconchylien, nachdem deren Lagerstätte, wie wir gesehen haben, heute noch nicht genau festgestellt ist.

Nach den bis jetzt veröffentlichten Fossilienverzeichnissen enthält das Jungpliocän von Rhodus an:

Foraminiferen	208	Arten,	
Anthozoën	10		
Echinodermen	8		
Bryozoën .	70		
Brachiopoden.	8		
Mollusken	314		
Ostracoden .	93		und 9 Varietäten.

Dazu kommen dann noch Spuren von Spongien, einige Würmer, welche sich auf die Gattungen *Ditrupe*, *Serpula* und *Vermilia* theilen, sowie zwei nicht näher bestimmbare Vertreter der Crustaceengattungen *Balanus* und *Portunus*.

Die Foraminiferen und die Ostracoden haben einen ausgezeichneten Bearbeiter in O. Terquem gefunden. Die Bryozoën wurden ursprünglich von A. Manzoni beschrieben; eine Revision derselben auf Grund des im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien vorhandenen Materiales nahm später E. Pergens vor. Studien über die Echinodermen lag G. Cotteau ob. Die Beschreibung der übrigen Fossilien endlich stammt aus der Feder von P. Fischer. Eine wesentliche Erweiterung unserer Kenntnisse in neuerer Zeit erfolgte, von den Bryozoën abgesehen, bei den Korallen durch E. Jüssen, welcher über das von mir aufgesammelte Anthozoënmaterial im Jahre 1890 eine kleine, aber sehr interessante Abhandlung veröffentlicht hat. Die Bearbeitung des hier am zahlreichsten repräsentirten und für uns wichtigsten Thierstammes, der Mollusken, verdanken wir also P. Fischer. Die diesbezüglichen Untersuchungen des genannten Forschers zeichnen sich durch eine besondere Gründlichkeit aus; sie erstreckten sich über sämtliche damals theils in Paris, theils in Wien vorgelegenen Collectionen und waren begleitet von einer sorgfältigen kritischen Benützung aller Vorarbeiten.

Ich selbst habe gelegentlich der geologischen Aufnahme der Insel eine ansehnliche Ausbeute an jungpliocänen Versteinerungen erzielt. Diese neue, dem palaeontologischen Institute der Wiener Universität einverleibte Sammlung befindet sich behufs genauer Durchbestimmung zur Zeit in anderen Händen und wurde von mir nur insoweit untersucht, als dies für die Gewinnung von Anhaltspunkten, um in gewissen, noch ungelösten Fragen ein Urtheil abzugeben, nothwendig erschien. Es unterliegt zwar keinem Zweifel, dass sie eine Vermehrung der Artenzahl herbeiführen wird, aber eine wesentliche Modification der aus früheren palaeontologischen Studien abgeleiteten Schlussfolgerungen, an die wir uns hier halten müssen, ist dabei keineswegs zu erwarten. Deshalb konnte auch ohneweiters davon Abstand genommen werden, das durch mich mitgebrachte jungpliocäne Fossilienmaterial, dessen Bearbeitung, wie gesagt, von anderer Seite erfolgt, bei unseren Betrachtungen in vollem Ausmasse zu berücksichtigen.

Dem Resumé, welches P. Fischer über die von ihm aus dem Pliocänterrain der Insel Rhodus angeführten und, soweit sie neu waren, auch beschriebenen und abgebildeten marinen Gastropoden

und Bivalven gegeben hat, entnehmen wir, dass unter den 314 da-selbst vertretenen Molluskenarten 58 ausgestorbene und 8 heute nur ausserhalb des Mittelmeeres im atlantischen Ocean lebende Formen sich befinden. Die erloschenen und die aus dem Mittelmeer ausgewanderten Species bilden somit zusammen ungefähr 21⁰/₁₀₀ der ganzen Molluskenfauna. Diese Ziffer hält jedoch P. Fischer, wie er gleich bemerkt, für viel zu hoch und begründet derselbe seine Ansicht damit, dass M. Hoernes, von dem die Hedenborg'sche Collection in Wien zum erstenmale bestimmt und in seinem Werke über die Mollusken des Wiener Tertiärbeckens verwerthet wurde, und dessen Bestimmungen später nicht in allen Fällen eine Correctur erfahren haben, vielfach recente Formen mit ausgestorbenen identificirt hat. Nach den in den Pariser Museen aufbewahrten Sammlungen allein stellt sich das Verhältniss der erloschenen und der zwar noch lebenden, aber jetzt im Mittelmeere nicht mehr vorkommenden Arten zu den übrigen wie 17 zu 100 dar. Das letztgenannte Verhältniss dürfte nun nach P. Fischer's Meinung eher der Wahrheit entsprechen als das bei der vorigen Berechnung ausgefallene.

Durch faunistische Vergleiche mit anderen Pliocänengebieten ist dann P. Fischer zu dem Endresultate gelangt, dass diese Ablagerungen jungpliocänen Alters sind, und dass man sie im Grossen und Ganzen mit den oberpliocänen Schichten der Insel Cypern, der Insel Kos, des Monte Pellegrino, von Ficarazzi etc. in Parallele bringen muss. Hiemit wurde also die Anschauung, welche zuerst E. Forbes geäussert hat, und die auch bald darauf bei vielen Geologen Anklang gefunden hat, vollends bestätigt.

Die palaeontologischen Studien Fischer's haben übrigens nebst dem noch eine andere höchst interessante Thatsache ans Licht gefördert. Es wurde constatirt, dass die jungpliocäne Fauna von Rhodus, ebenso wie die Faunen der äquivalenten Bildungen des Monte Mario bei Rom und vom Monte Pellegrino und von Ficarazzi bei Palermo, auch einige boreale Conchylienarten einschliesst, was mit Rücksicht auf die noch südlichere Lage der Insel als jene Siciliens anfänglich einigermassen aufzufallen geeignet war. Von den aus dem Mittelmeere ausgewanderten Arten unserer Fauna lebt ein Theil heute an den Westküsten Afrikas und bei den Cap Verde'schen Inseln; ein Theil bewohnt dagegen die Nordregionen des atlantischen Oceans. An borealen Formen citirt P. Fischer von hier: *Pectunculus glycymeris*, *Cyprina Islandica*, *Dosinia lineta*, *Pecten septemradiatus* und *Dentalium entale*. Dieser Thatsache ist nun aus dem Grunde eine grosse Bedeutung beizulegen, weil die nordischen Gäste im Pliocän bekanntlich unter Umständen die wichtigste Handhabe für die Entscheidung, ob in den betreffenden Gebieten ein der Glacialperiode angehörendes Niveau vertreten erscheint, überhaupt für die Feststellung des stratigraphischen Umfanges der jüngsten marinen Schichten-serien bieten.

Ich muss wohl gleich von vorneherein erklären, dass ich in Bezug auf die Frage, welche von den jungen Marinbildungen im Mittelmeergebiete wir als diluvial und welche noch als pliocän aufzufassen haben, ganz auf dem Standpunkte stehe, den seinerzeit

Neumayr eingenommen, und den er in seiner Arbeit „Ueber den geologischen Bau der Insel Kos“ (Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Classe, Bd. 40, 1880, S. 250 bis 254) dargelegt hat. Von den Ablagerungen, deren Faunen sich durch Beimischung borealer Arten auszeichnen, betrachtet Neumayr nur solche als diluvial, die gar keine, oder im äussersten Falle einen minimalen Procentsatz an ausgestorbenen Formen enthalten, und die überdies mit ihrer derart zusammengesetzten Fauna, wie bei Ficarazzi, ein specielles Niveau hoch oben in der betreffenden Schichtenserie bilden. Alle jene Ablagerungen hingegen, welche wohl einzelne nordische Typen führen, aber dabei einen grösseren Procentsatz an erloschenen Arten aufweisen, rechnet er dem Oberpliocän zu. Die Gründe, welche Neumayr für seine hier bloss in knapper Form wiedergegebene Ansicht beibringt, sind so einleuchtend, dass man ihm unbedingt beipflichten muss. Als ausschlaggebend werden vor Allem die Verhältnisse des englischen Crag hingestellt, und es wird unter Anderem mit vollem Rechte darauf hingewiesen, dass wir ja unzweifelhafte oberpliocäne Schichten, wie die des Monte Mario bei Rom und vom Valle Bjaja in Toscana, und sogar tiefer in dem Gesamtcomplexe liegende Horizonte, wie den Red Crag, kennen, in denen boreale Formen selbst neben subtropischen erscheinen, wo also trotz des Vorkommens nordischer Faunenelemente von einer Vertretung des Quartär keine Rede sein kann.

Die Frage, ob auf Rhodus analog der Localität Ficarazzi auf Sicilien eine besondere Lage existirt, in der sich nordische Arten häufen, und die man auch sonst wegen ihres Faunencharakters und ihrer stratigraphischen Position als eine Bildung aus der Eiszeit anzusprechen im Stande wäre, bleibt noch immer unentschieden, weil aus meiner Fossiliencollection diesbezüglich ein Anhaltspunkt nicht zu gewinnen war. Dagegen konnte sicher festgestellt werden, dass hier boreale Mollusken schon in echt pliocänen Sedimenten auftreten.

Aus der durch P. Fischer angeführten Liste nordischer Conchylienspecies möchte ich, zunächst bemerkend, *Pectunculus glycimerris* und *Dentalium entale* ausschalten, da es nach dem Urtheile vieler als Autoritäten geltender Conchyliologen beinahe zweifellos ist, dass dieselben heute im Mittelmeere noch leben. *Cyprina Islandica* und *Dosinia linctea* sind in meiner Sammlung nicht enthalten, ebenso wie die meisten anderen Repräsentanten dieser Artengesellschaft, welche aus den jungpliocänen Terrains Italiens citirt werden, so *Mya truncata*, *Panopaea Norvegica*, *Buccinum Groenlandicum*, *Trichotropis borealis* und so weiter. Dafür liegen mir in einer grossen Zahl von Exemplaren *Pecten septemradiatus* Müller und *Astarte sulcata* Da Costa, eine boreale Art, die bisher aus dem Pliocän von Rhodus nicht bekannt gewesen ist, vor. Beide Formen stammen von der fossilreichen Localität Lartos (Lartos). Sie treten dort zusammen mit Tiefseekorallen, Brachiopoden und einer Unzahl anderer, zum Theil erloschener Mollusken in sandigen Thonen auf, welche stratigraphisch ein ziemlich tiefes Niveau einnehmen, indem sich über ihnen zunächst noch höhere Glieder der unteren sandig-mergeligen Abtheilung und dann erst die den Abschluss der ganzen Serie bildenden, conglomeratisch-

kalkigen Lagen aufbauen. Dass diese sandig-thonigen Bänke dem Pliocän angehören, darüber kann nicht der geringste Zweifel bestehen.

Wenn es auch bis heute nicht gelungen ist, daselbst einen speciellen, der Glacialperiode entsprechenden Horizont zu entdecken, dessen diluviales Alter sich durch Fossilien beweisen liesse, so darf die Hoffnung keineswegs aufgegeben werden, dass dies einmal doch geschehen wird. Das Vorkommen mariner Diluvialablagerungen auf den Inseln Kos und Yali deutet entschieden darauf hin, dass auch hier während jener Periode Meeresabsätze erfolgt sind. Wir finden auf Rhodus in der That Schichten, bei denen die Wahrscheinlichkeit, sie seien bereits diluvial, ziemlich gross ist. Als solche Bildungen wären vor Allem zu nennen gewisse, mit den oberpliocänen Ablagerungen sehr eng zusammenhängende Conglomerate, so beispielsweise das feste, bindemittelarme Kalkconglomerat, das am Monte Smith¹⁾ bei der Stadt Rhodos den obersten kalkigen Bänken des Pliocän concordant auflagert und in ähnlicher Position ausserdem noch an anderen Punkten angetroffen wurde. Hieher zu zählen sind dann möglicherweise auch bestimmte, in dem südlichsten Theile der Insel beobachtete Conglomerate und kalkige Conglomeratsandsteine, die namentlich in der Nähe des Cap Vigli gut entwickelt zu sein scheinen, und deren horizontal liegenden Bänke sich dort nicht einmal bis zu 100 Fuss über den Meeresspiegel erheben. Bei keiner von diesen, wie man sieht, in verschiedener Seehöhe abgesetzten Schichten konnte jedoch ein sicherer Altersnachweis auf palaeontologischer Basis erbracht werden. Das Kalkconglomerat am Monte Smith bei der Stadt Rhodos hat mit Ausnahme eines eingeschwemmten, abgerollten Rudisten keine Fossilien geliefert. Die Conglomerate unweit des Cap Vigli wieder schliessen zwar Meeresconchylien ein, aber die von mir aufgesammelten Stücke reichen für eine präzise Altersbestimmung nicht hin, und es finden sich auch unter ihnen keine nordischen Formen.

Wir haben, kurz gesagt, Gründe anzunehmen, dass auf Rhodus marine Ablagerungen aus der Quartärzeit vorkommen, sind jedoch vorderhand nicht in der Lage, sicher anzugeben, welche Absätze innerhalb der so mannigfaltig entwickelten jungen Meeresedimente sie hier repräsentiren. In Folge dessen fehlt auch auf unserer Karte jedwede Andeutung des Diluviums. Bloss auf Vermuthungen hin Ausscheidungen vorzunehmen, wäre eben unverantwortlich.

Ehe wir die Ausbreitung des Jungpliocän näher ins Auge fassen, muss noch bemerkt werden, dass man in den nachstehenden Schilderungen eine Vorführung von Detailprofilen nicht zu gewärtigen hat. Studien über die, wie schon früher angegeben wurde, regional oft wechselnde Detailgliederung konnten da ebensowenig, wie bei den

¹⁾ Es muss hier bemerkt werden, dass der auf der Karte nicht verzeichnete, in der Literatur dagegen häufig citirte Localname Monte Smith nur bei einem Theile der Bevölkerung der Stadt Rhodos für den nördlichsten, in der Richtung gegen das Cap Kumburnú streichenden Hügelrücken, jene Erhebung, im Gebrauch steht, auf deren Ostabhang sich das Villenviertel der Stadt Rhodos hinaufzieht.

anderen Schichtgruppen, hauptsächlich wegen Mangels an der dazu nöthigen Zeit vorgenommen werden. Sie wären namentlich insofern wichtig, als man erwarten darf, dass durch Verfolgung der organischen Einschlüsse von Schicht zu Schicht sich die Abnahme der ausgestorbenen und der aus dem Mittelmeer ausgewanderten Arten nach oben zu in ihrem aller Voraussicht nach allmäligen Fortschreiten wird ganz klar überblicken lassen. Aus der Umgebung der Stadt Rhodos haben bereits sowohl Hamilton, als auch Spratt von je einem Punkte genau erhobene Schichtfolgen mitgetheilt. Dieselben besitzen aber im Grossen und Ganzen keinen besonderen Werth, weil dabei aus den einzelnen Lagen die Fossilien nicht namhaft gemacht worden sind.

Bei meinen Aufsammlungen kam eine stratigraphische Sonderung der Versteinerungen nur so weit zur Durchführung, als überall, wo es möglich gewesen ist, diésbezüglich die beiden Hauptabtheilungen des Jungpliocän, der untere sandig-mergelige Schichtencomplex und das obere kalkige Glied auseinandergehalten wurden. Dass in dem grössten Theile des Terrains sehr auffallende Charakterunterschiede zwischen den Faunen dieser Abtheilungen, von gewissen, auf den Faciesverhältnissen beruhenden Differenzen abgesehen, nicht bestehen, geht schon aus einer oberflächlichen Durchsicht des Materials hervor. Präcisen Angaben darüber kann aber erst entgegengesehen werden nach dessen genauer Untersuchung.

1. Der nördlichste Theil der Insel und der Küstenstreifen im Osten bis zum Khórti Vunó.

Die bedeutendste Mächtigkeit und die grösste zusammenhängende Ausbreitung, überhaupt die mannigfaltigste Entwicklung in jeder Hinsicht erreicht das Jungpliocän in dem nördlichsten Theile der Insel und entlang der Ostküste, wo es einen vom äussersten Norden her gegen Süden bis zum Khórti Vunó (Mt. Horti) continuirlich verlaufenden, um die zahlreichen, hier einzeln aufragenden cretacisch-eocänen Kalkmassen sich ziehenden Saum bildet, der sich bald verschmälert, bald verbreitert.

Dasselbe nimmt also zunächst das ganze Gebiet von der Nordspitze der Insel, dem Cap Kumburnú, angefangen bis zu den Paludinenschichten der Gegend von Thólo, den levantinischen Flusschottern bei Maritsá und bis an das nordöstliche Ende des Kúmulí (Koomooley) -Rückens, den Gállataberg, ein. Mit Ausnahme der cretacisch-eocänen Kalkc, welche in dem wenig umfangreichen, 612 engl. Fuss hohen Felsstocke am Cap Vóidi (Voudhi) und in der Nähe von Koskinú (Koskino) zu Tage treten, kommen in diesem geologisch sehr einheitlich gebauten Gebiete ältere Ablagerungen nirgends zum Vorschein.

Von da setzt sich dann, wie gesagt, das Jungpliocän, der Ostküste folgend, ohne Unterbrechung sehr weit nach Süden fort. Bis zum Khórti (Horti) Vunó hinab fallen ihm alle flachen und sanft hügeligen Küstenstrecken zwischen den ins Meer hinausgehenden, grösseren und kleineren felsigen Terrains des cretacisch-eocänen

Kalkgebirges, so die Kalithiés (Kalitheas) Bay, die Aphándos Bay, die Viglíka (Veeglikah) Bucht etc. zu. Es umgibt sämtlichē daselbst unmittelbar an der Küstē sich erhebenden Kalkstöcke, und aus ihm tauchen ferner auch einige mehr landeinwärts liegende Aufbrüche dieses Schichtensystems, unter Anderem der relativ grosse Kalkstock des Piriónia oder Aphándos Vunó, empor.

Wenn wir den eben in Rede stehenden langgezogenen Küstenstreifen von der Nordregion nach Süden verfolgen, so sehen wir, dass die jungpliocänen Ablagerungen gegen Westen zuerst an die fluviatilen levantinischen Schotter- und Sandmassen angrenzen, welche die theils bergige, theils hügelige Landschaft zwischen dem Kúmulí (Koomooley)-Rücken und dem Spiriótis Vunó (Mt. Speriolis) zusammensetzen. Sie greifen nicht weit von Arkhípoli (Archipoli) tief in das levantinische Gebiet ein, und hier erscheint auch der besagte Küstensaum am breitesten. Den mächtigen Stróngilo-Kalkstock auf der ganzen nordöstlichen und südöstlichen Seite einrahmend, dehnen sie sich sodann zwischen demselben und dem Yamakhí (Yamashi)-Zám-bika, sowie dem Arkhángelos Vunó (Mt. Archangelo) über Malóna und Mássari gegen die Viglíka (Veeglikah) Bucht aus. Von dem Durchbruche des Taglárís Pótamos¹⁾ durch die cretacisch-eocänen Kalke bis in die Nähe des Gaydurá Pótamos²⁾ sind es wieder levantinische Flussabsätze, welche ihre westliche Begrenzung bilden. Weiter im Süden tritt endlich das Jungpliocän mit dem eocänen Flysch der grossen Centralregion in Contact; die Linie, bis zu der es hier landeinwärts vordringt, läuft durch die Ortschaft Kálathos und, nachdem sie sich, um die Kálathosberge biegend, westsüdwestlich gewendet hat, an Pilóna und Lártos (Lardos) vorbei zum Khórti (Horti) Vunó. Längs der Viglíka (Veeglikah) Bay nimmt die Breite des oberpliocänen Streifens gegen den Kalkstock des Lín-dos Vunó immer mehr ab, und in der Gegend von Pilóna treten die dem eocänen Flysch angehörenden Kálathosberge so nahe an den Lín-doskalk heran, dass nur eine sehr schmale Zone, durch welche ein Schluchtenthal führt, die Verbindung mit dem letzten Gebietsabschnitte, jenem von Pilóna und Lártos (Lardos), herstellt.

Unter den auf der Ostseite von Rhodus verstreuten Vorkommnissen der cretacisch-eocänen Kalke blieben von der Ueberfluthung durch das Meer der Jungpliocänzeit während des höchsten Standes der Strandlinie nur die höheren Theile des Lín-dosberges, des Arkhángelos (Archangelo) Vunó, der Kalkmasse des Stróngilo und Kutsúthi (Kootsoothey), des Piriónia Vunó (Mt. Aphandos) und ausserdem vielleicht noch die oberste Spitze des Zám-bika verschont. Darauf lassen nämlich die oberpliocänen Deckenreste schliessen, welche sich auf den genannten Kalkstöcken bis zu einer Höhe von über 900 engl. Fuss hinaufziehen und den niedrigeren Aufbrüchen auch ganz oben anhaften.

Das nördliche, dichtest bevölkerte Gebiet mit der Stadt Rhodos bietet in besonders prägnanter Weise die für unsere Schichtgruppe

¹⁾ Siehe Fussnote auf S. 544 [28].

²⁾ Siehe Fussnote auf S. 554 [38].

charakteristischen Terrainformen dar. In ihm erheben sich zum Theil aus der Tiefebene, zum Theil aus sehr niedrigem Hügelland unter Anderem zwei hohe typische Tafelberge, der langgedehnte Parádiso Vunó und der mehr gedrungene Philérimo (Mt. Phileremo), die sich durch ihre Contur, bedeutende Höhe und ihre gewissermassen isolirte Lage sehr scharf von der Umgebung abheben und schon aus weiter Ferne auffallen. Der Parádiso Vunó steigt bis zu 922 engl. Fuss über den Meeresspiegel an und ist allem Anscheine nach ganz aus jungpliocänen Schichten aufgebaut. Seine Krone bilden Conglomerat und Kalk mit *Turbo rugosus*, darunter liegen dann im Wechsel mit einander Sande, Mergelthone und sandige Mergel, denen sich auch Bryozoenkalk einschaltet. Die schwache Neigung der Bänke richtet sich ungefähr nach Südwest. Am Philérimo (Phileremo) Vunó begegnet man so ziemlich der gleichen Schichtfolge. Die mittlere Hügelkette, welche am Nordrande des Kúmulí (Koomooley) -Rückens beginnt und ihr Ende im Monte Smith bei der Stadt Rhodos findet, geht wieder nach Osten, zumal in der Gegend von Asgurú, Sumbüllü (Zimbule) bis Rhodos, in eine wellige Plateaulandschaft über, die sich mannigfach abstuft und alle Merkmale dieses Terraintypus ausnehmend schön ausgeprägt zeigt. Hier breitet sich das jüngste kalkige Glied als Oberflächengestein über weite Strecken zusammenhängend aus, während der untere sandig-thonige Complex besser zumeist nur in den Thaleinrissen aufgedeckt ist. In der Nordregion fehlen endlich auch ebene Tiefflächen nicht. Sie ziehen sich von den Hügeln von Mixi (Mixee) entlang der nordwestlichen Küste über Triánda, Kremastí, Villa nuova in das Gebiet der Paludinschichten und greifen stellenweise, so von Kremastí zwischen dem Parádiso Vunó und dem Philérimo (Mt. Phileremo) bis Bástida (Bastidha) und Maritsá, sowie jenseits des Westabfalles des Parádiso Vunó gegen Damatriá, sehr tief ins Innere hinein.

Am Monte Smith ¹⁾, wo bekanntlich zuoberst ein Kalkconglomerat liegt, das möglicherweise schon dem Diluvium angehört, und darunter zunächst ein versteinungsreicher Kalk, dann abwechselnd Sande und Mergelthone, die bald viel, bald wenig Fossilien einschliessen, auftreten, sind die Schichten schwach nach Süden geneigt.

In dem östlichen Küstenstreifen kommen Tiefebenen mit jungpliocänem Boden vornehmlich längs der Viglíka (Veeglikah), Aphándos und Kalithiés (Kalitheas) Bay vor. Sie dehnen sich da und dort von der Küste ebenfalls ziemlich weit ins Innere aus und dienen dabei den grösseren Bächen als bequemster Weg zur Erreichung der See. Höher über dem Meeresniveau gelegene Plateauflächen finden sich westlich vom Piriónia Vunó (Mt. Aphandos), in der Mitte der Landschaft zwischen Aphándos und Arkhípoli (Archipoli), vor Allem aber zwischen dem Stróngilo - Kalkstocke einerseits und dem Yamakhí (Yamashi) und Arkhángelos (Archangelo) Vunó andererseits. Sonst herrscht im Grossen und Ganzen der hügelige Terraincharakter. Durch zahlreiche, oft tief eingegrabene Furchen erscheint der Boden in Hügel aufgelöst, die bald die gewöhnlichen abgerundeten Formen

¹⁾ Siehe Fussnote auf Seite 641 [125].

besitzen, bald noch die der ursprünglichen Plateauentwicklung entsprechenden Umriss zeigen. Senkrechte, von ebenem Hochterrain plötzlich tief herabstürzende Wände können häufig beobachtet werden und sind beispielsweise sehr schön zu sehen beim Abstiege vom Arkhángelos (Archangelo) Plateau nach Malóna durch das dorthin führende Thal.

Unweit Kalithiés (Kalitheas), sehr nahe bei den Kalken des Piriónia Vunó (Mt. Aphandos) und östlich vom Gállataberg, auf dem halben Wege von Koskinú (Koskino) nach Kalithiés (Kalitheas) bedeckt das Jungpliocän unter Anderem auch Serpentinmassen, die aus ihm in kleinen Aufbrüchen emportauchen. Dort enthalten die sich darüber legenden jungpliocänen Sande und Schotter naturgemäss zahlreiche Gerölle des Serpentin.

Südliches bis südöstliches Einfallen wurde in der östlichen Küstenregion entlang den von mir gemachten Routen hauptsächlich bei Arkhángelos (Archangelo), oberhalb Malóna gegen den Stróngilo-Gebirgsstock zu, in dem Gebiete nördlich vom Piriónia Vunó (Mt. Aphandos) und am Wege von Aphándos nach Psítos (Psithos) beobachtet. Die Schichtenneigung ist überall eine flache, nur in der letztgenannten Gegend zwischen Aphándos und Psítos (Psithos) kommen auch steilere Neigungen vor. Vollkommen horizontale Lagerung trifft man überhaupt selten an; die Störungen sind jedoch vielfach so gering, dass man sie erst auf grössere Distanzen hin wahrnehmen kann.

Als fossilreichste Localität darf ohneweiters Lártos (Lardos) bezeichnet werden. Schon in dem vorhergehenden Capitel habe ich mitgetheilt, dass die jungpliocänen Sande und Thone der Umgebung von Lártos (Lardos), namentlich in der Ortschaft selbst und in den an den Khórti (Horti) -Kalk anstossenden Partien eine riesige Menge von Gastropoden, Bivalven, Brachiopoden und Korallen einschliessen, denen sich ausserdem zahlreiche Vertreter anderer Thierclassen beigesellen, und dass diese Fauna auf eine Ablagerung in grösserer Meerestiefe hinweist. Sehr viel Fossilien haben ferner die Sande und Mergelthone in den Hügeln nördlich von Malóna geliefert. Dasselbe gilt auch von dem tuffig aussehenden Kalk, der hier concordant auf dem unteren sandig-mergeligen Schichtencomplexe ruht und sich streckenweise als ein reiner Korallenkalk darstellt. Wegen ihres auffallenden Reichthums an Versteinerungen mögen endlich noch besonders hervorgehoben werden die Sande und Mergel in der Nähe des Monastirs Zábika, die Sande um Mássari, Aphándos und Koskinú (Koskino), sowie im Allgemeinen die Pliocänschichten am Monte Smith bei der Stadt Rhodos und weiter südwestlich bei Kandilí (Kandile). Dass nebstbei auch sonst fast überall Fossilien leicht zu erhalten sind, wurde bereits früher betont.

2. Das südliche zusammenhängende Verbreitungsgebiet.

Zwischen dem Khórti Vunó (Mt. Horti) und der Mündung des Sklipió (Asklepio) Pótamos wird die Küste durch eocänen Flysch gebildet, der hier aus dem centralen Theile der Insel, ohne eine

Unterbrechung zu erleiden, bis ans Meer heranreicht. Vom Jungpliocän finden wir auf dieser Küstenstrecke, ebenso wie weiter landeinwärts, nur ganz unbedeutende, als kleine Lappen dem Flysch aufsitzende Denudationsreste. Jenseits des Sklipió (Asklepio) Pótamós erscheinen jedoch jungpliocäne Ablagerungen von Neuem in zusammenhängender Ausbreitung und in grösserer Mächtigkeit. Von der Mündung des genannten Torrente bis zum Cap Istros bauen sie gleichmässig das ganze, theils ebene, theils wellig hügelige Terrain auf, das, einen verhältnissmässig schmalen und durchwegs niedrigen Küstenstrich darstellend, die im Westen zu höheren Bergen ansteigenden levantinischen Flussbildungen von der See trennt.

Die Hauptrolle spielen daselbst Sande und Schotter, über denen als oberstes Glied concordant ein weisser, poröser, tufig aussehender Kalk folgt, der mitunter durch ein Kalkconglomerat ersetzt wird, aber nur noch in gewissen beschränkten Regionen in grösserem Flächenausmasse erhalten ist, so dass in Folge der bereits weit stattgefundenen Abtragung dieser die Denudation hemmenden Schutzdecke die Landschaft ihren plateauartigen Charakter im Allgemeinen schon sehr stark eingebüsst hat. Die Berührungslinie mit den fluvialen levantinischen Absätzen zieht sich unter mannigfachen Krümmungen in geringer Entfernung westlich von Yennádi (Yannathi) und entlang dem Ostfusse des Athiádi Yunó (Kara Use) über Lakhaniá (Lachania) gegen das oligocäne Flyschgebiet Ghéskero. Fossilien kommen nach meinen Beobachtungen am häufigsten in den Sanden der Umgebung von Yennádi (Yannathi) vor.

Am Cap Istros, wo nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn G. Vandeveldé, belgischen Consuls in Rhodus, knapp über dem Seespiegel Gyps ansteht und sich auch Spuren von Asbest zeigen sollen, also eocäner Flysch in einem kleinen Ausbisse zu Tage treten dürfte, hören übrigens die jungpliocänen Schichten keineswegs auf. Sie setzen sich im Gegentheil continuirlich weiter südwärts fort und dehnen sich über den das Gerüst der Insel im äussersten Süden bildenden Flyschablagerungen aus, indem sie letztere mit einem den ursprünglichen Bodenformen sich überall anpassenden, bald etwas dickeren, bald dünnen Mantel derart überkleiden, dass die alte Unterlage nur da und dort an der Oberfläche sichtbar wird.

Es ist ungeheuer schwer, in diesem Terrain die geologischen Verhältnisse halbwegs anschaulich und dabei wenigstens annäherungsweise richtig auf der Karte zur Darstellung zu bringen, weil sich die Mächtigkeit der pliocänen Decke äusserst selten genauer beurtheilen lässt und man in der Regel nicht weiss, wo das Jungpliocän ausgeschieden werden, und wo es unberücksichtigt bleiben soll. Wollte man aber streng vorgehen und den Flysch nur an jenen Stellen einzeichnen, an denen er wirklich blossliegt, dann würde in Anbetracht dessen, dass der darüber ausgebreitete Mantel oft überaus dünn ist, dem Untergrunde auf der Karte eine viel zu untergeordnete Rolle zufallen, die weitaus geringer wäre, als sie ihm darin thatsächlich bei seiner eminenten Wichtigkeit in dem Baue des in Rede stehenden Gebietes gebührt. Dazu würden überdies auch sehr detaillirte Aufnahmen nothwendig sein. Da sich nun

meine Untersuchungen bloss auf die Ermittlung der roheren Züge der topogeologischen Verhältnisse beschränkten und ich nur einzelne Gegenden begehen konnte, sah ich mich gezwungen, diesbezüglich ganz schematisirend vorzugehen. Als jungpliocäner Boden wurden einfach die tiefer gelegenen Theile, insbesondere die Thäler, wo man annehmen darf, dass das Jungpliocän stärker entwickelt ist, eingetragen; die höheren Theile, die Berg- und Hügelrücken, sind dagegen, unbekümmert darum, ob die sie auf weiten Strecken überkleidende Deckschichte dick oder dünn sei, durchgehends dem Flysch zugewiesen worden.

Der jungpliocäne Mantel, der, nebenbei bemerkt, durch seine petrographischen Eigenheiten den öden, unwirthlichen Charakter der Landschaft bedingt, besteht hier vorwiegend aus gelblich weissem, porösem, in der Regel nicht sehr hartem, oft abfärbendem Kalk. Dieses vielfach auch Kalkgerölle einschliessende Hauptgestein geht im Streichen häufig in Breccienkalke und in Conglomeratkalke über, die stellenweise wieder zu typischen, bindemittelarmen Kalkconglomeraten führen. An der Basis der kalkigen Lagen erscheinen da und dort lichte Sande, seltener Mergelthone; dieselben erlangen jedoch, wie man sich leicht überzeugen kann, keine allgemeine Verbreitung. In den von mir bereisten Gegenden haben sich sowohl die kalkigen Schichten, als auch die Sande zumeist als ganz fossilifer erwiesen. Bei den tuffig aussehenden, aus einem sehr feinen Kalkzerreibsel durch Erhärtung entstandenen Kalken darf dies gar nicht verwundern, weil sie auch wo anders äusserst selten Versteinerungen enthalten. Eine verhältnissmässig grosse Menge wohl conservirter Meeresconchylien wurde, wie ich bereits erwähnt habe, bloss in den Conglomeraten und Conglomeratsandsteinen nicht fern vom Cap Vigli angetroffen, die nach dem Innern zu allem Anscheine nach innig mit conglomeratischen Kalken und durch diese mit dem porösen Kalk zusammenhängen. Die von mir seinerzeit aus gewissen Gründen aufgeworfene Frage, ob wir es hier nicht etwa mit einer diluvialen Ablagerung zu thun haben, bleibt, um es zu wiederholen, vorläufig noch unentschieden.

Schon bei Yennádi (Yannathi) und Lakhaniá (Lachania) kann man sich dem Eindrücke nicht entziehen, dass dort die Gesamtmächtigkeit des Jungpliocän nicht annähernd so gross ist, wie im Norden der Insel. Ganz im Süden fällt dies aber noch viel mehr auf. Wenn wir alle Gebiete diesbezüglich mit einander vergleichen, gelangen wir in der That zu der Erkenntniss, dass auf Rhodus die Mächtigkeit der oberpliocänen Bildungen von Norden gegen Süden allmählig abnimmt. In Verbindung damit macht sich auch eine immer geringer werdende Differenzirung der Sedimente bemerkbar.

3. Zerstreute Deckenreste.

Obwohl auf der Karte nicht ausgeschieden, dürfen die sonst noch auftretenden, zerstreuten Lappen des Jungpliocän in dem erläuternden Texte doch nicht übergangen werden, weil sie uns die ergänzenden Anhaltspunkte liefern für die Beurtheilung der Meeresausdehnung während jener Zeitperiode innerhalb des Flächenraumes

von Rhodus. In den meisten Fällen handelt es sich hier um isolirte Denudationsreste einer Decke, die im Gegensatz zu den bisher besprochenen Gebieten, wo die oberpliocänen Sedimente eine bedeutende Mächtigkeit besitzen und dadurch sowohl einen höchst wichtigen Factor in dem Terrainaufbaue bilden, als auch einen wesentlichen Einfluss auf das heutige Bodenrelief ausüben, relativ sehr dünn ist und seit jeher dünn war. Daneben gibt es allerdings auch einzelne Lappen, in denen die Schichten etwas mächtiger sind; sie haben aber dafür in der Regel blos einen sehr geringen Umfang.

Auf eine kartographische Fixirung der einen wie der anderen Vorkommnisse musste, wie ich schon einmal gesagt habe, von vornherein verzichtet werden, nachdem es sich gezeigt hat, dass deren Zahl eine ausserordentlich grosse ist und deshalb selbst eine weniger genaue Ausscheidung, wohlgemerkt dann, wenn dazu auch eine geeignete topographische Grundlage vorläge, nur mit riesigem Aufwande an Zeit durchgeführt werden könnte. Diese mühevollen Aufgabe bleibt sonach Detailaufnahmen überlassen.

Auf allen an der Ostküste oder nicht weit von derselben sich erhebenden cretacisch-eocänen Kalkmassen liegen zahllose jungpliocäne Deckenreste zerstreut, welche namentlich dort, wo sie die Bodenvertiefungen der Unterlage ausfüllen, in stärkerem Ausmasse erhalten sind, bald klein, bald etwas grösser erscheinen und sich mitunter auch zu einem mehr ausgebreiteten, stets jedoch sehr zerrissenen, mantelförmigen Ueberzuge verbinden. Sie reichen, wie bereits angegeben wurde, bis zu einer Höhe von ungefähr 1000 engl. Fuss über den Meeresspiegel hinauf und bestehen vornehmlich aus verschiedenartigen Kalken, unter denen vielfach conglomeratische und Breccienkalke stark vertreten sind. Im Allgemeinen selten begegnet man dagegen Sanden und sandigen Gerölllagen, die nur an einzelnen Punkten zur Ablagerung gekommen sein dürften und stratigraphisch stets ein tieferes Niveau einnehmen. Sowohl der petrographische Habitus, als auch die Fauna weisen entschieden darauf hin, dass diese aus den Hauptgebieten sich herüberziehenden geringmächtigen Reste Strandbildungen darstellen, deren Absatz in einem relativ seichten Wasser erfolgt ist.

Den klarsten Einblick in die Art und Weise, wie die oberpliocänen Lappen hier auf den cretacischen und eocänen Kalken schmarotzen, gewähren die gebirgigen Strecken der Ostküste von der See aus. Namentlich an dem Kalkstocke des Lindosberges und an jenem des Arkhángelos Vunó (Mt. Archangelo) sieht man sehr schön, weil gewissermassen im Durchschnitte, wenn man der Küste entlang im Boote fährt, wie das Jungpliocän in kleinen, gegen die See oft abgebrochenen Partien den alten Kalken discordant aufsitzt, da und dort die Einrisse erfüllt und selbst in mehr oder minder hängender Position an den steilen Küstenwänden klebt.

Von dem zur Zeit nothgedrungenen Vorgange, die isolirten untergeordneten Vorkommnisse auf der Karte nicht einzutragen, bin ich nur in drei Fällen abgewichen, indem ich wegen ihrer Auffälligkeit zunächst die bei der Kapelle Ayos Nikólaos den Lindoskalk ziemlich weit in geschlossener Masse bedeckenden mürben Kalke und dann

gewisse sandige Schichten am Südfusse des Lindosberges, sowie am Ostende des Arkhángelos (Archangelo) Vunó-Kalkstockes ausgeschieden habe.

Dass auch innerhalb der östlichen Küstenzone der eocänen Flyschbildungen Pliocänspuren vorkommen, ist kurz vorhin erwähnt worden. Weisse, poröse Kalke wurden ferner wiederholt auf den levantinischen Flussschottern der Südregion, zumal im Gebiete des Athiádi Vunó (Kara Use) beobachtet, und ebenso findet man sie gar nicht selten in dem Flyschterrain von Mesanagrós (Mesanagrose), wo die kleinen, den oligocänen Sandsteinen unconform aufliegenden Kalkklappen zuweilen selbst in grosser Zahl dichtgedrängt neben einander auftreten. Je weiter wir überhaupt gegen Süden vorschreiten, desto häufiger werden diese Deckenreste. Aus der Gegend von Kataviá (Katabia) greifen die tuffig aussehenden, einzelne Gerölle führenden Kalke und die sie streckenweise ersetzenden weichen Sandsteine in abgetrennten, unregelmässigen Fetzen auf die im Norden emporsteigenden Flyschberge hinauf. In der bergigen Flyschlandschaft des Khorákia Vunó (Mt. Horakia), die ich einmal durchquert habe, erscheint die zerrissene oberpliocäne Hülle oft sogar ziemlich dick.

Aehnlich wie die Ostseite und der Süden, verhält sich in dieser Hinsicht auch die Westseite der Insel. Nur in den centralen Theilen von Rhodus fehlt es bis jetzt an sicheren Anzeichen für eine jungpliocäne Meeresbedeckung; das kann aber sehr leicht davon herühren, dass hier die Spuren einer solchen Bedeckung in Folge kräftigerer Einwirkung der Denudation bereits grösstentheils verschwunden sind.

Schon in dem das Jungpliocän im Allgemeinen behandelnden Capitel war die Rede davon, dass weisse, poröse, nicht besonders harte Kalke, die jenen des Ostens und Südens vollkommen gleichen, an sehr vielen Punkten, mitunter in Form grösserer zusammenhängender Decken auf den Paludinenschichten des Nordbeckens ruhend angetroffen wurden. Es ist auch gesagt worden, dass diese dort einen nicht unbedeutlichen Theil der Oberfläche gewisser Plateaustrecken bildende Kalke in einigen Gegenden die ziemlich steil geneigten Paludinenschichten discordant überlagern, indem sie sich über ihnen horizontal ausbreiten, an anderen Stellen dagegen, wo die Unterlage weniger gestört ist, sich den Paludinenschichten scheinbar conform anschmiegen.

Im Grossen und Ganzen dieselben Verhältnisse dürften, soweit ich darüber urtheilen kann, auch in dem südlichen Becken der lacustren levantinischen Ablagerungen herrschen, sind jedoch hier insofern schwer zu ermitteln, als bei dem flachen Einfallen der Paludinenschichten die zuoberst uns streckenweise entgegentretende Kalkdecke nur höchst selten ein discordantes Uebergreifen erkennen lässt und man, da ihr Fossilien mangeln, in der Regel nicht im Stande ist, zu entscheiden, ob sie noch der lacustren Sedimentserie angehöre oder jungpliocänen Alters sei.

Nicht minder stark verbreitet zeigen sich die geringmächtigen oberpliocänen Reste endlich in dem dazwischen liegenden Küsten-

terrain. Gelblich weisse, tufig erscheinende, conglomeratische und breccienartige Kalke überziehen mit einem in einzelne, bald grössere, bald kleinere Lappen aufgelösten Mantel die niedrigeren Theile des cretacisch-eocänen Kalkstockes des Akramiti (Mt. Akramytis) und Armenisti (Arministhi), so namentlich die Landschaft Vasiliká gegen den Armenisti (Arministhi) -Rücken hin und die südwestlichen Abfälle des Akramiti (Mt. Akramytis) bis an die See. Wir finden sie auf den cretacisch-eocänen Kalken des hügeligen Cap Kopriá-Gebietes und ebenso auf den im Westen daneben sich ausdehnenden Flyschablagerungen. Am Akramiti (Mt. Akramytis) und in den Flyschbergen von Kástelos erreichen sie eine bedeutende absolute Höhenlage, kommen aber andererseits in genau der gleichen Entwicklung auch nur wenige Fuss über dem Meeresspiegel vor.

Während in dem ganzen östlichen Küstenstreifen die verschiedenartigen Kalke, welche dort die zerstreuten jungpliocänen Lappen zusammensetzen, selten versteinungslos sind, manchmal sogar sehr viel Fossilien enthalten, konnten in den zuletzt besprochenen äquivalenten Kalken auf der Westseite der Insel, ähnlich wie im äussersten Süden, nirgends Versteinerungen nachgewiesen werden. Diese bis zu einem gewissen Grade befremdende Erscheinung erschwert denn auch hier vielfach wesentlich eine präzise Altersbestimmung. Die von mir gegenüber meinen vorläufigen Ausführungen heute mit stärkerem Nachdrucke vertretene Anschauung, dass die westlichen Vorkommnisse gleichfalls Denudationsreste einer marinen Oberpliocänecke seien, stützt sich daher auf andere, nicht palaeontologische Anzeichen. Einen wichtigen Anhaltspunkt hierfür liefert die vollkommene petrographische Uebereinstimmung mit den durch Fossilien gekennzeichneten Resten des Ostens. Ganz besonders fällt dabei aber ins Gewicht die an einigen Stellen beobachtete Thatsache, dass die betreffenden Kalklappen in discordantem Lagerungsverhältniss zu den Paludinschichten stehen.

Dass zur Jungpliocänzeit das nördliche Paludinenbecken vom Meere in der That überfluthet war, beweist ja ohnehin schon das in der Nähe von Kalavárda constatirte, früher von mir beschriebene Vorkommen einer marine Conchylien neben eingeschwemmtten levantinischen Süsswassermollusken einschliessenden geröllreichen Sandbank, welche auf den unregelmässig ausgewaschenen Paludinschichten ruht. Man darf auch mit Sicherheit erwarten, dass genauere Untersuchungen in dem genannten und in den übrigen levantinischen Gebieten noch wiederholt zur Entdeckung solcher thonig-sandigen Lagen des marinen Jungpliocän führen werden.

VII. Alluvium.

Recente Ablagerungen verschiedenen Ursprungs finden sich über das ganze Inselareal vertheilt, spielen aber, die Sumpflandschaft von Kataviá (Katabia) ausgenommen, nirgends eine bedeutende Rolle.

In erster Linie sind da zu nennen die Anschwemmungen der Bäche und kleinen Flüsse. Rhodus besitzt ein verhältnissmässig

dichtes und stark verzweigtes Netz von Wasserläufen, die sämtlich in die Kategorie der periodischen Giessbäche gehören. Während des fast regenlosen Sommers liegen die Betten dieser Torrenti grösstentheils vollkommen trocken; die geringe Menge Wassers, welches etlichen Quellen entströmt, wird zumeist schon nach kurzer Entfernung von dem lockeren Boden aufgesogen, gelangt nur sehr selten bis in den Mittellauf und erreicht, an der Oberfläche fließend, in keinem einzigen Falle das Meer. Zur Zeit der ausgiebigen Niederschläge, im Winter, schwellen jedoch alle Bäche stark an; einige von ihnen verwandeln sich sogar zu nicht unansehnlichen, reissenden Flüssen und schleppen dann beträchtliche Massen von Detritus seewärts, den sie zu nicht geringem Theile auf den Strecken mit schwachem Gefälle, zumal in ihrem Unterlaufe ablagern. Die bedeutenderen Bäche zeichnen sich auch dem entsprechend, sobald sie aus dem bergig hügeligen Terrain in die ebenen oder flachwelligen Küstenlandschaften hinausgetreten sind, durch sehr breite Betten aus, in denen sich eine solche Menge von Sand und Schotter anhäuft, dass sie hier im Allgemeinen, namentlich aber im Verhältniss zu ihrer Breitenausdehnung, ganz seicht erscheinen.

Eine zweite Art von Alluvionen bilden die an den Flachküsten durch die Meeresbrandung erzeugten Sandanhäufungen. Unter den hieher fallenden, meist sehr schmalen Küstensäumen verdienen vor Allem hervorgehoben zu werden die äusserste, in das Cap Kumburnú auslaufende Nordspitze der Insel, eine mit kleinen, überaus niedrigen Sanddünen bedeckte Fläche, an die sich im Süden die Vorstadt Néó Khóri (Nea-Cora) von Rhodos unmittelbar anschliesst, und die schmale, bei hochgehender See von den Wogen überfluthete Landenge, welche auf dem entgegengesetzten Ende von Rhodus das Eiland Práso Nísi (Prasso Nisi) mit dem Gebiete des Óros Berges verbindet und ersteres zu einer Halbinsel macht.

An mehreren Stellen wurden ferner zusammengeschwemmte sandig-thonige Lagen und Humusdecken beobachtet, die mitunter in grosser Zahl Gehäuse recenter Landschnecken beherbergen. Diese Ablagerungen erscheinen aber durchwegs von so untergeordneter Bedeutung, dass man von ihnen in jeder Beziehung ohneweiters absehen kann.

Bei der Ausarbeitung der vorliegenden geologischen Karte ist auf alle bis jetzt genannten Vorkommnisse keine Rücksicht genommen worden, da sich jedes, für sich einzeln betrachtet, wie gesagt, räumlich sehr beschränkt zeigt. Das einzige Alluvialterrain, welches zur Ausscheidung gelangte, ist die Sumpfebene von Kataviá (Katabia). Inmitten der bekanntlich mit einem jungpliocänen Mantel stark überzogenen südlichsten Flyschlandschaft dehnt sich bei Kataviá (Katabia) eine weite ebene Niederung aus, welche im Winter die Regenwässer auffängt und einen von Sumpf- und Wasservögeln bevölkerten Morast darstellt, deren lehmiger Boden im Sommer dagegen austrocknet und dann, wie dies in jenen Landstrichen immer der Fall ist, viel mehr als zu anderen Zeiten Fiebermiasmen aushaucht. Der an ihrem Nordraude liegende Ort Kataviá (Katabia) gilt deshalb mit vollem Rechte,

namentlich in Bezug auf Malaria, als der ungesundeste Punkt der ganzen Insel.

Einiges Interesse dürfte ausserdem vielleicht noch die Mittheilung bieten, dass ich auf meinen Wanderungen durch Rhodus auch einer aus historischer Zeit stammenden, durch Menschenhände zusammengetragenen Ansammlung von Muschelschalen in einer Humuslage begegnet bin, wie solche unter Anderem aus den Küstengebieten Griechenlands und Kleinasiens und aus dem Aegäischen Archipel schon zu wiederholten Malen erwähnt und beschrieben wurden. Auf der Höhe eines in dem Terrain der Paludinschichten sich erhebenden, tafelförmigen Hügels westlich von Kalavárda, auf der rechten Seite des Langoniá (Langounyah) Thales, nahe der Küste finden sich die Spuren alter Bauwerke, welche als die Reste von Kámiros, einer der Städte der dorischen Hexapolis, gelten. Neben diesen hauptsächlich aus Mauernüberbleibseln, die nur die Grundrisse von Gebäuden erkennen lassen, bestehenden Ruinen erscheint nun an einer Stelle die ziemlich dicke Humusschichte von zahllosen Schalen des *Cardium edule* erfüllt. Ausser dem *Cardium edule*, das bekanntermassen allgemein als Speise dient, wurden keine anderen Formen bemerkt. Die Schalen dieser Muschel, welche die nur wenige Quadratmeter umfassende Fläche vollständig bedecken, sind vielfach zertrümmert, und es kann wohl nicht der geringste Zweifel darüber obwalten, dass man es hier mit sogenannten Küchenabfällen aus altvergangener Zeit zu thun hat.

VIII. Eruptivgesteine.

Auf Grund des kurzen geologischen Berichtes Spratt's musste man erwarten, auf der Insel Rhodus ausgedehnte Massen jungvulkanischer Gesteine anzutreffen. Diese Voraussetzung hat sich jedoch keineswegs bestätigt, wenigstens nicht in vollem Ausmasse und nicht in dem Sinne, der aus dem genannten Berichte klar hervorgeht. Nach den Angaben Spratt's sollten vulkanische Massen, die gleich zu Anfang als Trachyte und Basalte bezeichnet werden, grosse Strecken des centralen und südlichen Theiles der Insel einnehmen. Im weiteren Verlaufe der Mittheilungen wird näher angeführt, dass dieselben unter Anderem den kleinen Eliasberg zwischen dem Atáviros (Mt. Attayaro) und dem cretacisch-eocänen Kalkgebiete des Cap Kopriá, dann den Bergzug des Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) und überdies einen nicht unbedeutlichen Theil jenes hohen und langen Rückens bilden, der sich vom Skhiádi (Skathi) Vunó gegen den Atáviros (Mt. Attayaro) als ein beide verbindender Querriegel zieht.

Ueberraschend war es in Anbetracht dessen für mich, auf meinen Routen in den bezeichneten Terrains, wie anderwärts auch, nirgends auf solche vulkanischen Felsarten zu stossen. Beim Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) hat es sich gezeigt, soweit in seinen Bau meinerseits ein Einblick gewonnen wurde, dass derselbe aus massigen, feinkörnigen Sandsteinen des Oligocän besteht. Den kleinen Eliasberg habe ich zwar nicht bestiegen, bin ihm aber doch so nahe ge-

kommen, dass ich sehen konnte, er setze sich aus eocänem Flysch unter starker Betheiligung von Sandsteinen zusammen und weise zum Mindesten an den Stellen, die von mir überblickt wurden, sonst keine anderen Bildungen auf. Die nordsüdlich vom Atáviro (Mt. Attayaro) zum Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) fortlaufende Bergkette endlich habe ich auf zwei Linien, das eine Mal zwischen Arnítha und Váthi, das zweite Mal zwischen Ístridos und Prophlíia durchquert und sie auch im Streichen weit entlang der Westflanke verfolgt, aber nirgends konnten bei dieser Gelegenheit vulkanische Gesteine im Anstehenden bemerkt werden.

Mit Rücksicht darauf liegt also die Vermuthung sehr nahe, dass die besagten Angaben Spratt's, wenigstens vielfach, durch einen Irrthum zu erklären seien, und zwar hauptsächlich wohl auf einer Verwechslung gewisser feiner, fester Flyschsandsteine mit Eruptivgesteinen seitens dieses Forschers beruhen. Damit soll jedoch, wie ich ausdrücklich zu betonen mich bemüssigt sehe, durchaus nicht behauptet werden, dass Trachyte, Basalte, Andesite oder andere ihnen nächstverwandte junge vulkanische Felsarten auf Rhodus unbedingt fehlen. Die Auffindung von Eruptivgesteinen im Anstehenden hängt ja doch bei mehr flüchtigen Aufnahmen, sobald sie nicht in sehr ausgebreiteten Massen auftreten, meistens ganz vom Zufall ab, und es ist daher leicht möglich, dass hier in den angeführten Gebieten Trachyte, Basalte oder Andesite trotzdem an einzelnen, von mir nicht berührten Punkten vorkommen. Aus meinen Untersuchungen ergibt sich eben vorderhand nur so viel als sicher, dass dieselben, wenn sie überhaupt vorhanden sind, die ihnen von Spratt zugeschriebene grosse Ausdehnung nicht besitzen.

Die Existenz von beschränkten Durchbrüchen dieser oder jener der in Rede stehenden vulkanischen Gesteinsarten darf übrigens, von den Mittheilungen Spratt's abgesehen, auch aus anderen Umständen gemuthmasst werden. Mit einiger Wahrscheinlichkeit spricht dafür zunächst die Nähe eines jungen, heute aber schon erloschenen Vulkans, der Insel Nisyros. Trachyt, Augitandesit und Rhyolit finden sich bekanntlich auf der ebenfalls nicht weit von Rhodus entfernten Insel Kos, und eine grosse Rolle spielen junge vulkanische Producte auch auf dem Kos benachbarten kleinen Eilande Yali. Als ein besonders wichtiger Fingerzeig muss aber dann angesehen werden das durch mich bei Kástelos constatirte Vorkommen eines Eruptivgesteins, welches in Folge weit vorgeschrittener Zersetzung allerdings nicht genau bestimmt werden konnte, betreffs dessen jedoch Foullon, der es mikroskopisch untersucht hat, die Möglichkeit zugibt, dass es ein Andesit sei.

Gelang es mir nun auch nicht, wie gesagt, Trachyt und Basalt auf Rhodus zu entdecken, so wurden dafür andere, von Spratt nicht angegebene Eruptivmassen nachgewiesen, welche für gewöhnlich als einem geologisch älteren, vortertiären Typus angehörig gelten, deren Ausbrüche aber hier, den in den östlichen Mittelmeerländern nicht gerade selten beobachteten Verhältnissen analog, grösstentheils in die Tertiärzeit zu fallen scheinen. Es sind dies Serpentin und Diabas, an die ich auch das vorhin erwähnte, nicht

sicher bestimmbare Eruptivgestein von Kástelos vorläufig unter der Bezeichnung eines Porphyrits anschliesse.

Diabas und Porphyrit liegen blos von je einer Localität vor. Die Anzahl der Punkte, an denen Serpentin angetroffen wurde, ist dagegen ziemlich gross. Man kann wohl ohne Bedenken behaupten, dass unsere Karte nur einen relativ geringen Bruchtheil aller Vorkommnisse verzeichnet, nachdem sie auf einem im Grossen und Ganzen weitmaschigen Netz von Touren basirt, abseits welcher jedenfalls noch viele Aufbrüche unbemerkt geblieben sein dürften.

Es sei auch gleich hinzugefügt, dass keines der bis jetzt bekannt gewordenen Vorkommnisse eine bedeutendere Oberflächenausdehnung zeigt. Wenn wir die grosse Verbreitung der Serpentin-sandsteine und der Gerölle des Serpentin innerhalb der Thari-Schichten auf Rhodus in Betracht ziehen, so wird uns jedoch klar, dass ungeachtet dessen der Serpentin, der Reihe nach als erstes unter den Eruptivgesteinen, an dem Aufbaue des Inselgerüstes einen hervorragenden Antheil nehmen muss, einen Antheil also, der bei Weitem nicht im Verhältnisse steht zu den an der Oberfläche sichtbaren Massen. Mögen später noch manche zu Tage tretende Aufbrüche gefunden werden, so sind wir daher, um uns die Menge des während der Neogenzeit der Denudation anheimgefallenen Materials zu erklären, immerhin gezwungen, anzunehmen, dass ansehnliche Serpentin Strecken heute von den jungtertiären Ablagerungen verhüllt werden. Wie betreffs des Serpentin, können wir ferner nicht umhin, in geringerem Ausmasse auch bezüglich des Diabases der gleichen Vermuthung Raum zu geben, und bis zu einem gewissen Grade muss dasselbe ausserdem vom Diorit, Gabbro und Norit vorausgesetzt werden. Gerölle des Diorits, des Gabbro und des Norits spielen bekanntlich in den Conglomeraten und Conglomeratsandsteinen der Thari-Schichten neben den Geröllen von Serpentin, Diabas und Porphyrit eine höchst wichtige Rolle. Trotzdem wurden aber diese Gesteine hier bis nun nirgends im Anstehenden beobachtet, und es bleibt uns wohl nichts anderes übrig, als diese auffallende Erscheinung in erster Linie ebenfalls auf die Bedeckung der aller Voraussicht nach da und dort vorhandenen Ausbruchsmassen durch jungtertiäre Sedimente zurückzuführen.

Ob das gesammte, auf secundärer Lagerstätte sich befindende eruptive Material dem Boden der Insel Rhodus entstammt, lässt sich vorderhand nicht bestimmt angeben. Wie ich schon gelegentlich der Besprechung der Thari-Schichten hervorgehoben habe, ist es auch keineswegs ausgeschlossen, dass ein Theil desselben von dem nahen kleinasiatischen Festlande herrührt, wo alle genannten Felsarten thatsächlich vorkommen und häufig sogar eine sehr grosse Ausdehnung aufweisen.

Was das Alter der drei im Anstehenden constatirten Eruptivgesteine anbelangt, so kann meiner Ansicht nach, um es zu wiederholen, kaum ein Zweifel darüber herrschen, dass sie vornehmlich der Tertiärperiode angehören. Beim Serpentin oder eigentlich bei dem Olivingestein, aus dem der Serpentin hervorgegangen ist, gelang es, die Ausbruchszeit, wie wir weiter unten sehen werden, in so

manchen Fällen ziemlich genau festzustellen. Sein Erscheinen fällt, zum Mindesten vielfach, in die jüngere Eocänzeit. Nicht so sicher lässt sich dagegen das Alter des Diabases beurtheilen. Wir können es vorläufig nur im Allgemeinen als sehr wahrscheinlich bezeichnen, dass der Diabas während der älteren Tertiärzeit emporgequollen ist. Bezüglich des Porphyrits, dessen känozoisches Alter wohl ganz ausser Zweifel steht, muss endlich die Möglichkeit zugegeben werden, dass er jünger sei als der Serpentin und der Diabas.

a) Serpentin.

Gelegentlich der von mir durchgeführten Aufnahmen wurde Serpentinaufbrüchen an zehn verschiedenen Stellen begegnet. Diesen wären dann noch weitere drei Vorkommen anzureihen, von deren Existenz ich nur durch Hörensagen Kenntniss erhielt, und die ich in Folge dessen auch auf der Karte nicht ausgeschieden habe.

Nach den Ergebnissen der mikroskopischen Untersuchung der Proben durch Foullon zeigen alle Serpentine von Rhodus, so sehr auch ihr Habitus wechselt, die gleiche Zusammensetzung. Sie enthalten stets Bronzit, überall erscheint die bekannte Maschenstructur deutlich ausgeprägt, und in den Proben sämtlicher Localitäten sind Erz-ausscheidungen häufig. Der Olivin, von dem sie abstammen, ist kaum in Spuren noch nachweisbar.

Die Art des Auftretens gegenüber den älteren, das Gerüst der Insel bildenden Sedimenten lässt mitunter an Klarheit nicht viel zu wünschen übrig. Man kann sich vor Allem einigermaßen leicht überzeugen, dass der Serpentin vielfach, wenn nicht etwa durchwegs, erst nach der Ablagerung der cretacischen und eocänen Kalke zum Vorschein gekommen ist. An einzelnen von den zahlreichen Punkten, an denen ein unmittelbarer Connex mit den cretacisch-eocänen Kalken wahrnehmbar ist, gewinnt man entschieden den Eindruck, dass er diese Kalke, sei es gangartig, sei es stockförmig, durchbricht. Von den Fällen abgesehen, wo es sich um isolirte, nur durch Denudation entblösste Aufbrüche in dem Terrain der später darüber abgesetzten jungtertiären Schichten handelt, sind alle Vorkommnisse an die cretacisch-eocänen Kalke und an die eocänen Flyschbildungen gebunden. Eine örtliche Verknüpfung mit den oligocänen Flyschsandsteinen bot sich nirgends der Beobachtung dar. Aus manchen That-sachen muss, um es zu wiederholen, nothwendig gefolgert werden, dass das Emporsteigen des Serpentin, respective des ursprünglichen Olivingesteins, hauptsächlich zur jüngeren Eocänzeit, während der Ablagerung des eocänen Flysches oder spätestens an der Grenze von Eocän und Oligocän, also nach der Entstehung der cretacischen und eocänen Kalke stattgefunden hat.

Als erstes wollen wir nun das Vorkommen von Platania einer ganz kurzen Betrachtung unterziehen. Knapp hinter den Häusern dieses Ortes, wo sich die levantinischen Flusschotter an die cretacisch-eocänen Kalke des Spiriótis Vunó (Mt. Speriolis) -Gebirgs-stockes anlehnen, steht ein lichtgrüner bis graugrüner Serpentin an, der sich in Folge von Zersetzung grossentheils knollig absondert,

und bei dem die Zwischenräume und Risse bereits mit Magnesit erfüllt sind. Er bildet in den genannten Kalken meinem Dafürhalten nach einen Gang, der augenscheinlich quer auf die Gebirgsachse aufsetzt, und von dem offenbar nur ein kleiner Ausbiss wirklich zu Tage tritt.

In der Nähe von Apóllona, eine Viertelstunde gegen Südwesten von dem Dorfe entfernt, liegt eine etwas grössere Masse dunkel gelbgrünen Serpentin mitten im eocänen Flysch. Diese Masse beansprucht insofern ein höheres Interesse, als sie eine allem Anscheine nach gangähnliche Ausscheidung von derbem Chromeisenstein mit Magnesitpuren umschliesst. Wegen viel zu geringer Menge und angeblich auch schlechter Qualität wurde, nebenbei bemerkt, hier überhaupt niemals ein Versuch gemacht, den Chromit abzubauen.

Ebenso allseits von zerknitterten eocänen Flyschsandsteinen und Schiefnern umgeben ist auch der zwischen Kástelos und dem kleinen Eliasberge angetroffene Serpentinstock. Das Gestein besitzt daselbst eine fast schwarze Färbung und zeigt sich stellenweise ziemlich stark von dünnen Chrysotiladern durchzogen.

Ein nicht unansehnlicher Aufbruch findet sich ferner in dem schmalen Flyschsaume, der den mächtigen Kalkstock des Eliasberges am Nordwestrande begleitet, und auf den einerseits die Paludinschichten des Nordbeckens, andererseits die vom Kharádja (Mt. Haratchey) sich hieher fortsetzenden Thari-Schichten übergreifen. Zu Folge der nahezu vollkommenen Zerknitterung und Durcheinanderfaltung der älteren Ablagerungen erkennt man nur so viel, dass sich der Serpentin ungefähr an die Berührungslinie des Flysches mit dem Kalk hält.

Unter den gleichen Verhältnissen, an der Grenze zwischen eocänem Flysch und cretacisch-eocänem Kalk, tritt Serpentin überdies unweit des Monastirs Kamíri (Kameri) am Fusse des Khokhlakóna Vunó¹⁾ auf, während das in den Kítala (Ketallah)-Bergen constatirte kleine Vorkommen, soweit nach einer flüchtigen Ueberblickung geurtheilt werden kann, oberflächlich ganz in den Bereich der cretacisch-eocänen Kalke fallen dürfte.

Ein lichtgrüner, an Bronzitpseudomorphosen ungemein reicher Serpentin taucht tief unten am Nordfusse des Levtopódi (Leftopoda)-Bergrückens, südwestlich von Marítsá aus den fluviatilen Schottermassen der levantinischen Stufe empor. Manche Anzeichen sprechen direct dafür, dass er stockförmig in den cretacisch-eocänen Kalk eindringt; dagegen wird die Beantwortung der Frage, ob er ausserdem auch, zumal nach Norden zu, mit eocänem Flysch zusammenhängt, durch die starke pliocäne Bedeckung gehindert. Die entblösste Partie ist räumlich durchaus nicht sehr beschränkt und fesselt nebenbei unsere Aufmerksamkeit aus dem Grunde in hohem Grade, weil an derselben Stelle im Contacte mit dem Serpentin, wie bald gezeigt werden soll, Diabas erscheint.

Gänzlich abweichend im Habitus ist das Vorkommen, welches dem Kalkstocke des Arkhángelos Vunó (Mt. Archangelo) angehört.

¹⁾ Siehe Fussnote auf Seite 576 [60].

Auf der linken Seite des Petróna-Thälchens, oberhalb der dort bestehenden Töpferei, durchbricht ein Serpentin die cretacisch-eocänen Kalke, bei dem die durch Zersetzung weit erfolgte Veränderung sich nicht in der Bildung von Carbonaten, sondern in Verkieselung äussert. „Das spröde, ziegelrothe Gestein zeigt, ungefähr nach dem Wortlaute der Bemerkungen Foullon's, noch ganz den Serpentinhabitus, setzt sich aber nur aus kleinen Quarzindividuen zusammen, die Eisenoxyd zwischengelagert enthalten.“

Endlich sind noch zwei wenig umfangreiche Aufbrüche anzuführen, die aus dem marinen Oberpliocän im nördlichen Theile der Insel hervorragen. Der eine Aufbruch liegt östlich vom Gallataberg (Mt. Gallatah), auf dem halben Wege zwischen Koskinú (Koskino) und Kalithiés (Kalitheas), der zweite nicht weit südöstlich von Kalithiés (Kalitheas), im Bachbette, sehr nahe den Kalken des Piriónia Vunó (Mt. Aphándos). An beiden Punkten schliessen die daran anstossenden Bänke des Jungpliocän Serpentinergölle ein.

Wie ich durch verschiedene Personen in Erfahrung gebracht habe, sollen einzelne Massen von Serpentin überdies am Khórti (Horti) Vunó, bei Kástelos und hoch oben unter dem Gipfel des Spiriótis (Mt. Speriolis) vorkommen. Man hat mich unter Einem versichert, dass in der letztgenannten Masse sich auch Chromeisenerz finde. Ich hatte jedoch keine Gelegenheit, mich nachträglich von der Richtigkeit dieser Angaben zu überzeugen und musste deshalb in den vorliegenden Fällen von einer Eintragung auf der Karte vollständig Umgang nehmen.

b) Diabas.

Der Diabas wurde im Anstehenden, wie schon erwähnt worden ist, nur an einer einzigen Stelle beobachtet. Es ist das der vorher beim Serpentin beschriebene Aufschluss am Nordfusse des Levtopódi Vunó (Mt. Leftopoda). Der hier zu Tage tretende, deutlich feinkörnige, graugrüne Diabas gehört im Gegensatz zu den als Gerölle in den Thari-Schichten enthaltenen gewöhnlichen Diabasen der selteneren, Salit führenden Gruppe an. Er erscheint, einen Aufbruch von geringer Ausdehnung bildend, in unmittelbarem Contacte mit dem Serpentin an der Grenze der cretacisch-eocänen Kalke. Sein Verhältniss zum Serpentin konnte vornehmlich wegen unzureichender Entblössungen nicht aufgeklärt werden, und es bleibt daher vorläufig ganz unentschieden, ob er gleichalterig ist mit dem Serpentin, oder ob er zu einer früheren oder späteren Zeit emporgequollen ist. Man wird aber, wie ich glaube, kaum fehlgehen, wenn man als seine Ausbruchszeit im Allgemeinen den ältesten Theil der Tertiärperiode, das tiefere Eocän, bezeichnet.

c) Porphyrit.

Bei Kástelos stiess ich auf eine ziemlich grosse, alle geschilderten Vorkommnisse des Serpentin sowohl, als auch das des Diabases an Ausdehnung übertreffende Masse eines Eruptivgesteins, das

leider schon so weit der Zersetzung anheimgefallen ist, dass die von mir mitgebrachten Proben ein sicheres Resultat bezüglich seiner Natur nicht geliefert haben. Nach Foullon spricht der ganze Habitus für ein porphyritisches Gestein, und direct als ein Porphyrit wird es auch in erster Linie von ihm betrachtet. Andererseits hält es jedoch Foullon auch durchaus nicht für ausgeschlossen, dass dasselbe ein Andesit gewesen sei.

Der Porphyrit, wie wir das besagte Gestein hier nennen wollen, tritt bei Kästelos mitten in dem Terrain des eocänen Flysches und der angrenzenden cretacisch-eocänen Kalke auf. Er breitet sich, wie ich bei dem raschen Vorüberziehen bemerkt zu haben glaube, augenscheinlich deckenförmig vom Flyschgebiete über die Kalke aus, und sein Empортаuchen kann, nach allen Anzeichen zu urtheilen, nur während der känozoischen Periode erfolgt sein. In welchen Abschnitt der Tertiärzeit der Ausbruch fällt, bin ich aber, ich wiederhole es, nicht in der Lage, anzugeben.

Von genaueren geologischen Untersuchungen darf man speciell bei diesem Eruptivgestein die Constatirung anderer Massen noch erwarten. Auch ist es gewiss, dass davon frischere Partien, selbst bei Kästelos, noch gefunden werden, aus denen man sich über das Wesen desselben wird volle Klarheit verschaffen können.

Abrasionserscheinungen.

Die gewaltige Kraft der Meereswellen, welche bald nagend, zerstörend, bald wieder aufschwemmend, bodenzusetzend auf das Land einwirkt, hat an den Küsten von Rhodus, seit diese ihre letzte allgemeine Ausgestaltung durch tektonische Vorgänge erhalten haben, manche Veränderungen erzeugt. Ihr ist es vor Allem zuzuschreiben, dass die an der See vertheilten, isolirten Massen der cretacisch-eocänen Kalke aus dem übrigen Küstenterrain vorsprungartig hinaustreten, sich ins Meer, mitunter an kleine, unvollkommene Halbinseln erinnernd, verschieben. Durch Zurückdrängung der aus weicheren Sedimenten bestehenden Küstenstrecken hat sie die festeren, felsigen, der Abrasion grösseren Widerstand leistenden Gebiete so zu sagen herausmodellirt. Die zwischen den Gebirgsvorsprüngen gelegenen, zurückgedrängten Theile nahmen vielfach, soweit sie nämlich dem Flachlande angehören, nach und nach eine bogenförmige, sanft geschwungene, im Grossen und Ganzen glatt verlaufende Contur an. In dem Saume der Kalithiés (Kalitheas) Bucht, der Aphándos Bay und der Viglíka (Veeglikah) Bay, wie auch auf einigen anderen Strecken erscheinen die Charaktere der thalassogenen Flachküsten ganz deutlich ausgeprägt. Dabei kam es aber nirgends zur Bildung einer Nehrung, wovon sich selbst die allerersten Anfänge an keiner Stelle angedeutet finden.

Die ablagernde Wirkung der Brandung äussert sich vornehmlich an zwei Punkten in verstärktem Maasse. Zunächst sehen wir, dass sich die Nordspitze der Insel, das Cap Kumburnú, ausschliesslich aus

Sandmassen aufbaut, die von den Wellen zusammengetragen wurden, und an deren Oberfläche der Wind sehr schwache, dünenartige Unebenheiten hervorbringt. Der Brandung allein verdankt dann auch ihre Entstehung die offenbar über einer Untiefe aufgeschwemmte schmale Landenge, welche den südlichsten Theil von Rhodus mit dem kleinen Eilande Práso Nísi (Prasso Nisi) verbindet.

Ueberall trägt das Meer in seiner Eigenschaft als abradirendes Element den Sieg davon über die landbildende Thätigkeit der Giessbäche. Viele Wasserläufe führen zwar im Winter eine grosse Menge von Detritus der See zu, können aber, da ihr Anschwellen mit dem Höhenpunkte der zerstörenden Brandungswirkung zeitlich zusammentrifft, keine Alluvien ins Meer hinausbauen, und eigentliche potamogene Küsten gibt es hier in Folge dessen nicht.

Die Abhängigkeit der Grössenvertheilung der Abrasionseffecte von den in der betreffenden Region herrschenden meteorologischen Verhältnissen, von dem Vorwalten bestimmter Winde und ihrer Stärke kommt auf Rhodus ziemlich scharf zum Ausdrucke. Ein Blick auf die Karte genügt, um zu erkennen, dass auf der südöstlichen Seite der Insel, welche den das Meer am stärksten aufwühlenden Südstürmen direct ausgesetzt ist, die also dem grössten Wogenanprall die Stirn bieten muss, die Abrasion weitere Fortschritte gemacht hat als auf der entgegengesetzten nordwestlichen Seite.

Nicht diese in ihren wesentlichsten Zügen schon der englischen Admiralitätskarte unschwer zu entnehmenden Phänomene sind es jedoch, mit denen wir uns hier befassen wollen. Der vorliegende Abschnitt dient vielmehr dem Zwecke, über eine andere Abrasionserscheinung, über die durch die Brandung an den Steilküsten im Laufe der Zeit daselbst erzeugten höhlenartigen Strandeinschnitte oder die sogenannten Hohlkehlen zu berichten und sie näher zu schildern.

Das Vorkommen von mehr oder weniger tief gehenden, bald breiteren, bald schmäleren, sich bandartig fortziehenden Ausnagungen der Strandfelsen im Mittelwasser ist, was das uns in erster Linie interessirende östliche Mittelmeerbecken anbelangt, bereits seit Langem bekannt. Eine ausgezeichnete Beschreibung derselben hat P. de Boblaye (*Expédition scientifique de Morée*; II, 2, *Géologie et Minéralogie* par P. de Boblaye et Th. Virlet, Paris 1833, pag. 338) auf Grund der im Peloponnes gelegentlich der genannten französischen Forschungs Expedition gemachten Beobachtungen gegeben, und in neuerer Zeit gewannen sie durch F. Suess, der solche aus Dalmatien in seinem grossen Werke „Das Antlitz der Erde“, Band II, S. 571, auch abbildet, eine besondere Bedeutung bei den Erörterungen über die recenten Verschiebungen der Strandlinie im Mittelmeergebiete. Für die Entstehung der Hohlkehlen ist, wie man weiss, und wie im Folgenden noch dargelegt werden soll, eine Reihe ganz bestimmter, nicht überall existirender Vorbedingungen nothwendig, und deshalb sehen wir sie nur sporadisch auftreten. Auf Rhodus sind sie streckenweise sehr schön entwickelt, und da ich ihnen hier grössere Aufmerksamkeit geschenkt und Messungen an ihnen vorgenommen habe, so dürften etwas eingehendere diesbezügliche Betrachtungen wohl am Platze sein.

Zunächst muss vorausgeschickt werden, dass sich Hohlkehlen deutlich ausgeprägt nur an den felsigen, durch cretacisch-eocäne Kalke gebildeten Küstenstrecken, und zwar blos dort, wo ausserdem verschiedene andere, unbedingt hiezu erforderliche Umstände zusammentreffen, finden. Die Gestalt und die Dimensionen derselben sind sehr beträchtlichen Schwankungen unterworfen.

In Bezug auf die Form lassen sich im Allgemeinen zwei Typen unterscheiden.

Jede Hohlkehle stellt sich als eine Aushöhlung, Einkerbung dar, von welcher der grössere Theil über dem Mittelwasser aufragt, der geringere dagegen unter den Seespiegel auch bei Ebbe hinabtaucht. Am tiefsten eingeschnitten ist stets die oberste, unmittelbar unter dem überhängenden Felsvorsprunge liegende, der Wirkungszone der Gischt schon entsprechende Partie. Diese Partie erscheint bei der gewöhnlichen Hohlkehle ziemlich breit, nach Aussen weit geöffnet. Von da verläuft der untere oberseeische Abschnitt der Ausnagung in unregelmässiger, häufig stufenförmig abgesetzter Linie schräg zum Wasser. Er fällt meistens sehr steil ab und zeigt mitunter sogar einen Böschungswinkel, der nahezu die Senkrechte erreicht. An der Grenze gegen die am stärksten erodirte Stelle oder etwas weiter abwärts macht sich nicht selten eine bald flache, bald mehr vorspringende Ausbauchung bemerkbar. Die ganze von der Brandung bespülte Wand hat eine stark angefressene, sehr rauhe, oft runzel-förmig gekerbte Oberfläche. Der überfluthete Theil endet nach unten zu mit einer in die See vorgeschobenen, das Gegenstück zu dem überhängenden Streifen bildenden Abrasionsstufe, welche im Grossen und Ganzen nur ein schwaches Gefälle vom Ufer weg aufweist und dann plötzlich zu bedeutenderer Tiefe absinkt. Während die Breitenausdehnung dieser Abrasionsstufe stark wechselt, sich zwischen verhältnissmässig weiten Grenzen bewegt, bleibt ihre Tiefenlage unter dem Meeresniveau mehr constant. In letzterer Hinsicht ergeben sich allerdings insofern gewisse Differenzen, als hie und da der Abfall nicht allmähig, sondern sprungweise, in rasch oder langsamer auf einander folgenden Absätzen von verschiedener Höhe stattfindet. Manchmal kommt es übrigens auch vor, dass die unterseeische Stufe vollständig fehlt und die über dem Mittelwasser ausgehöhlte Küstenwand sich unvermittelt als ein steiler Absturz in die Tiefe fortsetzt.

An einigen Punkten, so namentlich am Cap Vajá (Vahyah) und an den felsigen Küsten des Zábika und Khórti (Horti) Vunó begegnet man sodann einer Hohlkehle, deren Form sehr eigenthümlich ist. Dieselbe weicht von der gewöhnlichen dadurch ab, dass die am stärksten ausgenagte oberste Partie sich nicht als eine nach Aussen weit geöffnete, von dem darunter liegenden Theile sich im Allgemeinen wenig abhebende Höhlung präsentirt, sondern eine schmale, dabei sehr tiefe Rinne bildet, die von fast parallelen Flächen begrenzt wird und wie künstlich ausgemeisselt aussieht. Die besagte, gegen unten durch einen zweiten kürzeren Felsvorsprung abgeschiedene Rinne ist zuweilen, während sie eine Breite von nur $\frac{1}{3}$ Meter besitzt, über einen Meter tief eingeschnitten. Ihre Entstehung dürfte hauptsächlich auf eine offenbar local in einer Bank sich ändernde, was

Härte betrifft, ungleichmässige Beschaffenheit des Gesteins zurückzuführen sein. Dass es zwischen den beiden beschriebenen Typen Uebergänge gibt, braucht endlich nicht näher auseinandergesetzt zu werden.

Die verticale Dimension der Hohlkehlen hängt, wie schon von vorneherein einleuchtet, ganz und gar von der Grösse der Brandung ab. An vorspringenden Caps, mitten im Meer stehenden Felsen, überhaupt da, wo der stärkste Wogenanprall herrscht, erreicht die Hohlkehle häufig eine Höhe über dem Mittelwasser von 2—3 Metern. Entlang einzelnen, besonders exponirten Küstenstrecken habe ich sogar Hohlkehlen beobachtet, deren Höhe oberhalb des Mittelstandes der See mehr als 4 Meter beträgt, und deren grösste Tiefe in horizontaler Richtung 2 Meter übersteigt.

In vielen Fällen lassen sich die uns beschäftigenden Ausnagungen der Strandfelsen ziemlich weit als ein continuirliches Einkerbungsband verfolgen. Ihre Höhe nimmt an den vor der Brandung mehr geschützten Stellen, insbesondere in Buchten, stetig ab und sinkt mitunter bis auf wenige Fuss herab. Hand in Hand damit vermindert sich selbstverständlich auch ihre Tiefe. Es darf jedoch dabei keinen Augenblick vergessen werden, dass man die Hohlkehle auf Rhodus in der hier beschriebenen, wohl ausgebildeten Form, wie schon gesagt wurde, nur an solchen Steilküsten antrifft, die aus cretacischen oder eocänen Kalken, also aus einem sehr festen, compacten Gestein bestehen, und auch da bleibt sie bloss auf gewisse Strecken beschränkt, weil für ihr Zustandekommen überdies noch die Absonderungsart der Kalke und das Ausmass der Faltung ausschlaggebend sind. Ueberall, wo sich die cretacischen und eocänen Kalke stark zerknittert und nebst dem dünnbankig oder plattig abgesondert zeigen, fehlt sie entweder vollständig oder ist sie nur ganz schwach angedeutet. Es erklärt sich dies damit, dass in so einem Falle die unterwaschenen, überhängenden Gesteinsmassen leicht abbröckeln und nachstürzen, wodurch die Einkerbung immer wieder ausgeglichen wird. Das ist auch der Grund davon, dass es an den dem pliocänen und dem Flyschterrain angehörenden Steilküsten eigentliche Hohlkehlen nicht gibt. Zwischen der Stadt Rhodos und dem Cap Vóidi (Voudhi) nimmt man zwar da und dort an den jungpliocänen Ablagerungen daran erinnernde, bandförmig sich ziehende Ausnagungen in der Brandungszone wahr; dieselben sind jedoch grösstentheils sehr schwach ausgeprägt und treten nur stellenweise so weit hervor, dass man in ihnen auf den ersten Blick die Spuren sich beständig verwischender, wirklicher Hohlkehlen erkennen kann.

Meine Untersuchungen in besagter Richtung erstreckten sich im Wesentlichen über die südöstliche Küste der Insel Rhodus, jene Seite, auf welcher die Abrasion zufolge der im Winter vorherrschenden heftigen Südstürme am stärksten wirkt. Als solche Punkte, wo die Hohlkehle sich besonders schön entwickelt zeigt, wären vor Allem zu nennen das spitze Cap des Zámberka Vunó mit der nördlich davon liegenden Kalkküste, einzelne Theile des Ufergürtels der Kalkmasse des Arkhángelos Vunó (Mt. Archangelo), die in steilen Wänden abstürzenden Küstenpartien zwischen dem Cap Ayos Miliános

und dem Cap Línodos oder Lártos (Lardos) und der Südabfall des Khórti (Horti) Vunó.

Ich erachte es nicht für überflüssig, im Anschlusse an die bisherigen Ausführungen, um den Mangel von Abbildungen wenigstens einigermaßen zu ersetzen, die an etlichen besonders stark umbrandeten Stellen von mir behufs der Grössenermittlung bei den höhlenartigen Strandeinschnitten durchgeführten Messungen hier wiederzugeben.

Als erste wollen wir nun diesbezüglich die an dem nördlichen Vorgebirge des Zám-bika Vunó angetroffene bedeutendste Hohlkehle betrachten. Dieselbe hat folgende Dimensionen:

Höhe über dem Mittelwasser	4.4 m
Grösstes Ausmaass der Excavation in horizontaler Richtung	2.0 "
Tiefenlage der unterseeischen Abrasionsstufe in 70 cm Entfernung von der Strandlinie	— „ 60 cm

Nicht weit südlich davon wurde an dem spitzen Cap des Zám-bika Vunó eine Hohlkehle mit rinnenförmiger, unmittelbar unter dem überhängenden Vorsprunge befindlicher Aushöhlung beobachtet, deren Maasse folgende sind:

Höhe über dem Mittelwasser	3.6 m
Tiefe der obersten rinnenartigen Einkerbung in horizontaler Richtung	2.1 "
Höhe, respective Breite der rinnenartigen Einkerbung	— „ 32 cm
Tiefenlage der unterseeischen Abrasionsstufe in 80 cm Entfernung von der Strandlinie	1.0 "

Bei der Hohlkehle unterhalb des Castells von Línodos beträgt:

die Höhe über dem Mittelwasser	2.5 m
das Maximum der Excavation in horizontaler Richtung	1.6 "
die Tiefenlage der unterseeischen Abrasionsstufe in 70 cm Entfernung von der Strandlinie	1.6 "

Am Cap Sumáni weist die Hohlkehle auf:

eine Höhe über dem Mittelwasser von	2.5 m
ein Ausmaass der Excavation in horizontaler Richtung von	1.7
eine Tiefenlage der überflutheten Abrasionsstufe in 75 cm Entfernung von der Strandlinie	1.9 "

In der nächsten Nähe des Cap Línodos haben endlich die Messungen an der dort entwickelten, durch eine treppenförmig ab-

fallende unterseeische Abrasionsstufe sich auszeichnenden Hohlkehle nachstehende Zahlen geliefert:

Höhe über dem Mittelwasser	1.6 m
Maximum der Excavation in horizontaler Richtung	1.5 „
Tiefenlage der überflutheten Abrasionsstufe in 1 m Entfernung von der Strandlinie	2.2 „

Zur genaueren Untersuchung der nordwestlichen Küste bot sich mir keine Gelegenheit. Ich zweifle nicht, dass auch hier die Hohlkehle entlang den durch cretacisch-eocäne Kalke gebildeten Uferstrecken vorkommt; sie dürfte aber daselbst aller Voraussicht nach keine so bedeutenden Dimensionen erreichen, wie auf der südöstlichen Seite der Insel, weil die durch die Nord- und Westwinde erzeugte Brandung im Allgemeinen viel schwächer ist als jene, welche die aus dem südlichen Quadranten wehenden Winde hervorbringen. Oestlich vom Cap Kopriá habe ich in einer kleinen, nicht geschützten Einbuchtung eine Strandeinkerbung im cretacisch-eocänen Kalk beobachtet, deren Höhe über dem Meeresspiegel nach meiner Schätzung nicht mehr als einen halben Meter betrug.

Es bleibt nur noch ein Punkt übrig, der mir wichtig genug erscheint, um ihn hier nebenbei kurz zu berühren, nämlich der Umstand, dass zwischen den aus der Gegend von Ragusa in Dalmatien durch E. Suess beschriebenen, schon vorhin einmal erwähnten und den auf der Insel Rhodus auftretenden Hohlkehlen ein nicht unwesentlicher Unterschied besteht. Während jene nach den Angaben ihrer Erforscher, der k. und k. Marineofficiere Fuchs und v. Milič, ganz in die Zone des fortdauernden, ruhigen, täglichen Wechsels des Wasserstandes fallen, steigen unsere über diese Zone hinauf und verdanken sie, wie man daraus ersieht, ihre Entstehung jedenfalls zum grössten Theile den Wellen, der Brandung bei Stürmen.

Die Bedingungen, nur unter welchen sich auf Rhodus eine Hohlkehle von der geschilderten Gestalt und von dem angeführten Umfange bilden konnte, sind, nach den Ergebnissen meiner Studien kurz zusammengestellt, folgende: das Vorhandensein einer rasch zu grösserer Tiefe unter den Seespiegel abstürzenden Steilküste; eine gewisse Festigkeit und compacte, mehr gleichmässige, wenigstens nicht in Folge wiederholter Einschaltung weicher Zwischenlagen wechselnde Beschaffenheit des Ufergesteins, das ausserdem weder in dünnen, sich leicht von einander loslösenden Schichten abgesondert, noch auch stark durcheinandergefaltet sein darf; häufiges Eintreten kräftiger Brandung und eine für den Wellenanprall günstige Position der betreffenden Küstenstrecke; schliesslich länger andauernde Stetigkeit der Strandlinie.

In dem Vorkommen von Hohlkehlen an verschiedenen Stellen der mediterranen Küsten erblickt bekanntlich E. Suess einen der schlagendsten Beweise dafür, dass eine allgemeine, seculäre Verschiebung der Strandlinie aus jüngster Zeit im Mittelmeergebiete nicht vorliegt. Das Resultat seiner über diesen Gegenstand auf Grund der vorhandenen Literatur durchgeführten, im Antlitz der Erde,

Band II, S. 547—590 mitgetheilten vergleichenden Studien lautet dahin, dass im Mittelmeere bis heute kein Nachweis einer secularen continentalen Erhebung oder Senkung der Lithosphäre innerhalb der historischen Zeit erbracht ist. Die an zahlreichen Küstenpunkten beobachteten ganz jungen Niveauveränderungen werden insgesamt für Erscheinungen erklärt, deren Ursachen rein localer Natur sind.

Wir kommen somit von den Hohlkehlen direct auf die Frage, ob sich an den Küsten von Rhodus irgendwelche Spuren von Dislocationen finden, die keinen Zweifel darüber zulassen würden, dass sie der Jetztzeit, beziehungsweise der geschichtlichen Periode angehören, oder weiter gehend, ob es daselbst überhaupt irgendwelche Anzeichen einer recenten Verschiebung der Strandlinie, sei es in Folge der Hebung oder Senkung des Landes, sei es in Folge des Emporsteigens oder Hinunterrückens des Meeresspiegels gibt. Im Hinblick auf die beschränkte Ausdehnung meines Forschungsterrains halte ich es für nicht angezeigt, im Nachstehenden neben der Insel Rhodus andere mediterrane Gebiete in Betracht zu ziehen. Zur endgiltigen Lösung der in Rede befindlichen überaus schwierigen Fragen, über die heutzutage ein scharfer Widerstreit von Meinungen herrscht, mit Rücksicht auf die gesammte Mittelmeerregion bedarf es meiner Ansicht nach noch sehr eingehender, mannigfaltiger und speciell diesem Zwecke dienender Untersuchungen an Ort und Stelle längs des weit-aus grössten Theiles der mittelmeeerischen Uferstrecken. Das, was ich diesbezüglich über Rhodus zu sagen habe, lässt sich aber in wenigen Worten zusammenfassen.

Vor Allem sei erwähnt, dass ich im Gegensatze zu der gegenüberliegenden Küste von Lykien nirgends vom Meere überfluthete Bauwerke aus dem Alterthum angetroffen habe, deren heutige Position auf eine Senkung der Küste oder auf eine Hebung des Seespiegels während der historischen Zeit hinweisen würde. Auch in der Literatur sind meines Wissens darüber keine Angaben enthalten, und die Erkundigungen, welche ich ausserdem während meines Aufenthaltes dort eingezogen habe, ergaben nicht minder ein negatives Resultat. Wo immer ich auf alte Bauwerke an der Küste gestossen bin, hat es sich gezeigt, dass ihre ursprüngliche Lage dem Meere gegenüber im Wesentlichen unverändert geblieben ist.

Wie man also sieht, konnten daselbst an der Hand der Ueberreste menschlicher Bauthätigkeit weder die Spuren einer positiven, noch auch solche einer negativen Strandverschiebung bemerkt werden.

Nebst dem erheischt dann nur noch eine von E. Tietze über Rhodus in besagter Richtung veröffentlichte Mittheilung eine kurze Erörterung. In seinen Beiträgen zur Geologie von Lykien (Jahrb. der k. k. geol. R.-A., Wien, 1885, S. 378) berichtet E. Tietze gelegentlich der Besprechung der Niveauveränderungen an der lykischen Küste, dass in dem kleinen Hafen der Stadt Rhodos flach gelagerte Strandconglomerate etwas über den Meeresspiegel aufragen, und knüpft derselbe daran die Schlussfolgerung, dass hier das Meer in der geologisch allerjüngsten Zeit relativ zurückgewichen sei. Unter der Voraussetzung, diese Strandconglomerate seien wirklich recenten Ursprungs, äussert sich später C. Cold (Küstenveränderungen im

Archipel, München 1886, S. 32), darauf Bezug nehmend, dahin, dass das Empортаuchen der betreffenden Bildungen über die See durchaus nicht unbedingt ein Sinken des Meeresniveaus bedeuten müsse, sondern ebenso gut auch durch Aufschwemmung erklärt werden könne. Ich kann mich dagegen, wie schon in meiner vorläufigen Publication dargelegt wurde, keiner von den beiden Anschauungen anschliessen. Meiner Meinung nach braucht in dem vorliegenden Falle vorderhand weder eine Aufschwemmung, noch auch ein Zurückweichen des Meeres gemuthmasst zu werden, weil es im höchsten Grade wahrscheinlich ist, dass die von Tietze beobachteten Conglomerate ein Glied der jungpliocänen Schichtenserie bilden, in der bekanntlich alle möglichen Sorten von erhärtetem, feinem und grobem Strandgrus eine hervorragende Rolle spielen. Namentlich in der Umgebung der Stadt Rhodos sind conglomeratische Absätze des Oberpliocän mit Inbegriff des Quartär ziemlich stark entwickelt, und die mächtigen jungpliocänen Ablagerungen liegen ja doch selbstverständlich nicht nur über der See, sondern reichen auch tief unter deren Oberfläche. Aus ihnen bestehende Klippen und Untiefen gehören streckenweise keineswegs zu den seltenen Erscheinungen, und es muss deshalb zunächst daran gedacht werden, dass es sich bei dem uns beschäftigenden Vorkommen gleichfalls nur um eine solche jungpliocäne Klippe handle.

Man kennt also, um die Hauptpunkte der vorangehenden Ausführungen ganz kurz zu wiederholen, von den Küsten der Insel Rhodus bisher keine Dislocationen der uferbildenden Gesteinsmassen aus historischer Zeit. Ebenso sind nirgends irgendwelche Anzeichen einer innerhalb der allerjüngsten Periode stattgefundenen merklichen Veränderung des mittleren Höhenstandes des Meeresspiegels vorhanden. Dagegen haben wir hier zu verzeichnen die als Beweise für eine länger anhaltende Stabilität der Strandlinie geltenden Hohlkehlen im Mittelwasser.

Vergleichender Ueberblick.

Den vielfach üblichen, sehr zweckmässigen Brauch, am Schlusse der Arbeit eine resumirende Darstellung des behandelten Stoffes zu geben, befolgend, will ich im Nachstehenden des leichteren Ueberblickes wegen die wichtigsten Thatsachen aus dem geologischen Baue des im Vorangehenden beschriebenen Terrains noch einmal ganz kurz hervorheben und die mannigfachen Bildungsphasen der Insel Rhodus, sie der Reihe nach flüchtig zusammenfassend, durchgehen. Daran knüpfe ich, um eine Lücke der bisherigen Auseinandersetzungen auszufüllen, einige Vergleiche mit den benachbarten Gebieten an, obwohl solche bereits in meinem oft citirten Vorberichte und in ausführlicher, weit ausgreifender Weise später auch durch A. Philippson gelegentlich der geologischen Beschreibung des Peloponnes angestellt worden sind. Zu den Vergleichen wurden hier, nebenbei bemerkt,

nur jene von den näher gelegenen Gebieten herangezogen, die in den geologischen Verhältnissen wirklich grosse Analogien mit der Insel Rhodus bieten. Wenn sich auch aus diesen Erörterungen wesentlich neue Gesichtspunkte nicht mehr eröffnen, so können sie daselbst doch auf keinen Fall gänzlich übergangen werden. Durch sie gelangt man ja erst zum vollen Verständnisse des im Vorstehenden entworfenen Bildes.

Aus dem geologischen Aufbaue von Rhodus ergibt sich von selbst, dass im Folgenden die das eigentliche Gerüst der Insel bildenden älteren Sedimente, die mesozoische und die alttertiären Schichtenserien, sowie die Eruptivmassen für sich allein, mit einander im Zusammenhange besprochen, die neogenen Schichtgruppen dagegen daraufhin der Reihe nach einzeln in Betracht gezogen werden.

A. Die cretacischen und alttertiären Ablagerungen.

Die ältesten Ablagerungen der Insel Rhodus bestehen, wie wir gesehen haben, aus einem im Grossen und Ganzen einheitlichen Systeme von Kalken, welche der Kreideformation angehören und ausserdem auch einen Theil des Eocän umfassen. Wie weit dieselben stratigraphisch nach unten reichen, bleibt vorderhand unbestimmt. Zwischen den cretacischen und den eocänen Partien ist eine scharfe Grenze, welche durch einen Wechsel in den Bedingungen des Sedimentabsatzes bezeichnet sein würde, und auf Grund deren man eine Trennung beider Formationen vorzunehmen im Stande wäre, nicht vorhanden. Es zeigt sich, dass die marinkalkige Entwicklung ohne Unterbrechung, in ganz normaler Weise sich aus der Kreideformation in das Eocän fortsetzt, und dass hiebei der petrographische Charakter eine wesentliche, merkliche Veränderung nicht erleidet. Diese eine nähere Gliederung nicht zulassenden Kalke erscheinen durch tektonische Vorgänge und durch die darüber greifenden neogenen Ablagerungen in einzelne Gebirgsstöcke und in kleinere isolirte Massen aufgelöst.

Der Rest des Eocän, dessen jüngerer Theil, tritt uns dann in der Flyschfacies entwickelt entgegen. Er wird gebildet durch Sandsteine und bröcklige Mergelschiefer mit wiederholten, offenbar linsenförmigen Einlagerungen von Nummulitenkalk. Man hat gewisse Anzeichen, welche zu der Ansicht berechtigen, dass der eocäne Flysch auf Rhodus sich den cretacisch-eocänen Kalken stratigraphisch unmittelbar, conform anschliesst, dass also zwischen den beiden genannten Schichtgruppen eine Unterbrechung im Sedimentabsatze nicht stattgefunden hat. Das mit geringen Ausnahmen zu Tage tretende discordante Lagerungsverhältniss lässt sich ohneweiters durch die ausserordentlich starke Faltung und Zerknitterung, sowie durch Absenkungen an Brüchen erklären.

Den nächstfolgenden dritten Schichtencomplex stellt das vorzugsweise aus dickbankigen, massig aussehenden Sandsteinen sich zusammensetzende Oligocän dar, das die Merkmale der vom Eocän her anhaltenden Flyschfacies besonders deutlich ausgeprägt zur

Schau trägt. Bis jetzt liegen nur palaeontologische Beweise für die Vertretung des Unteroligocän vor, aber es spricht eine grosse Wahrscheinlichkeit dafür, dass darin auch höhere Glieder des Alttertiär enthalten sind.

Während die eocänen Flyschbildungen durchwegs, die cretacischen und eocänen Kalke zum grössten Theile überaus stark durch-einndergefaltet, häufig vollkommen zerknittert erscheinen, ist das Ausmass der Faltung bei den oligocänen Sandsteinen ein merklich schwächeres, und es darf in Anbetracht dessen die Möglichkeit keinesfalls als ausgeschlossen zurückgewiesen werden, dass an der Grenze von Eocän und Oligocän hier eine Discordanz hindurchläuft.

Es verdient wohl besonders vermerkt zu werden, dass sämtliche auf Rhodus bis heute angetroffenen sogenannten Flyschablagerungen der Tertiärperiode angehören, und dass flyschähnliche Absätze cretacischen Alters daselbst nirgends beobachtet wurden.

Unter den im Anstehenden constatirten Eruptivgesteinen spielt die erste Rolle der Serpentin. Die Ausbrüche des Serpentin, beziehungsweise des ursprünglichen Olivingesteins scheinen, wenigstens ihrer Hauptmasse nach, zur jüngeren Eocänzeit, während der Ablagerung des eocänen Flysches erfolgt zu sein. An einzelnen Stellen kann man sich dem Eindrucke nicht entziehen, dass der Serpentin die cretacisch-eocänen Kalke gangartig oder stockförmig durchbricht. Ob das Emporsteigen desselben übrigens nicht schon zur Zeit der Entstehung der cretacisch-eocänen Kalke begonnen hat, ob es also nicht etwa auch Vorkommnisse gibt, die in der ältesten Schichtenserie Lager bilden, konnte angesichts der ungemein starken Zerknitterung der betreffenden Sedimente nicht festgestellt werden. Ziemlich gewiss ist es andererseits, dass seine Ausbrüche über die Eocänperiode hinaus nicht angedauert haben.

Das Alter des mitvorkommenden Diabases liess sich nicht genau ermitteln. Es ist nur eine Vermuthung, wenn ich angegeben habe, sein Emporquellen falle höchstwahrscheinlich in die ältere Eocänzeit.

Die dritte eruptive Felsart endlich, der Porphyrit, über dessen känozoisches Alter kaum ein Zweifel obwaltet, mag vielleicht nicht unbeträchtlich jünger sein als der Serpentin und der Diabas.

Wenn wir die geologischen Verhältnisse der Länder des Aegäischen Meeres überblicken, so sehen wir, dass sich die Insel Rhodus in Bezug auf den Bau ihres Gerüstes am nächsten an den südwestlichen Theil des anatolischen Festlandes, an Lykien und Karien, anschliesst, was mit Rücksicht auf ihre geographische Lage schon von vorneherein vermuthet werden durfte. Die Uebereinstimmung, welcher man in dieser Hinsicht hier begegnet, ist in der That eine sehr grosse.

Wie auf Rhodus, nehmen auch im südwestlichen Kleinasien an dem Aufbaue des Terrains zunächst Kalke einen hervorragenden Antheil, welche eine mehr oder minder einheitliche Schichtenserie bilden, dabei, von den bis jetzt nicht sicher nachgewiesenen älteren mesozoischen Formationen abgesehen, sowohl die Kreide, als auch

tiefere Glieder des Eocän umfassen, und in denen die Trennung der Kreide vom Eocän nach den uns vorliegenden Berichten verschiedener Forscher geradezu als undurchführbar bezeichnet werden muss. Nebstbei machen sich auch in den petrographischen Charakteren der in Rede stehenden Schichtgruppe keine auffallenden Unterschiede gegenüber Rhodus bemerkbar. Spratt und Forbes¹⁾ geben an, dass in Lykien die Scaglia, worunter wir nach damaliger Auffassung beider Autoren nicht nur die cretacischen, sondern auch die eocänen Kalkablagerungen zu verstehen haben, einen zusammenhängenden Complex darstellt, der an einzelnen Punkten Hippuriten, an anderen wieder Nummuliten enthält. Noch viel deutlicher drückt sich diesbezüglich E. Tietze²⁾ aus, indem er direct sagt, dass sich dort die Abgrenzung der Kreide gegen das Eocän kaum mit Sicherheit durchführen lässt.

Dass die lykischen Flyschbildungen, zum Mindesten deren Hauptmasse, jünger sind als die Scaglia, kann schon im Hinblick auf die frühen Mittheilungen Spratt's und Forbes' nicht in Zweifel gezogen werden. Die genannten Forscher betonen es mit Entschiedenheit, dass die von ihnen mit dem Macigno Italiens verglichenen Sandsteine und Schiefer, aus denen von einer Stelle Nummuliten erwähnt werden, auf den vorhin besprochenen Kalken ruhen und mit denselben augenscheinlich in concordanter Verbindung stehen. Nach gewissen Andeutungen zu urtheilen, scheinen, wie ich hinzufügen muss, auch Einlagerungen von Kalk in den Sandsteinen und Schiefen vorzukommen. Von den Darlegungen Spratt's und Forbes' weichen jene E. Tietze's nur insofern ab, als E. Tietze die Möglichkeit zugibt, dass ein Theil des Flysches sich schon in einer früheren Periode, gleichzeitig mit den cretacischen und eocänen Kalken abgesetzt habe. Ausgedehnte Strecken besagter Bildungen sind aber auch seiner Ansicht nach als jünger, die cretacisch-eocänen Kalke überlagernd, aufzufassen.

Die Theilung der Flyschsedimente Lykiens in ein eocänes und ein oligocänes Glied ist bis jetzt nicht gelungen, wenigstens mangelt es vorderhand an Fossilienfunden, die eine solche Sonderung mit voller Gewissheit vorzunehmen gestatteten. Immerhin gewann jedoch E. Tietze einige Anhaltspunkte, welche ihn zu der Vermuthung veranlassen, dass es dort Flyschgesteine gebe, deren Ablagerung zu einer späteren Zeit erfolgt ist als die des eocänen Flysches. Er nimmt daher für diese Partien oligocänes Alter als wahrscheinlich in Anspruch.

Es dürfte wohl am Platze sein, hier ferner daran zu erinnern, dass wir aus Karien dagegen mächtige, in sandig-schiefriger Facies entwickelte Ablagerungen kennen, für deren Zugehörigkeit zum Oligocän palaeontologische Beweise bereits erbracht werden konnten. So erscheint das Alter der bei Davas die discordante Basis miocänen

¹⁾ T. A. B. Spratt and E. Forbes, *Travels in Lycia, Milyas, and the Cibyrtis*; London 1847.

²⁾ E. Tietze, *Beiträge zur Geologie von Lykien* (Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien, 35. Band, 1885).

Marinkalkes bildenden, aus Sandsteinen und Schiefeln sich zusammensetzenden Schichten, die zwar, was ihren allgemeinen Habitus betrifft, dem Flysch in seiner gewöhnlichen Entwicklung nicht ganz gleichen, ihm aber doch sehr nahe kommen, durch die von mir vor einigen Jahren in denselben gemachte Entdeckung zahlreicher Versteinerungen als oberoligocän oder aquitanisch unzweifelhaft bestimmt ¹⁾).

Die vorstehenden Betrachtungen dürften, wie ich glaube, genügen, um zu zeigen, dass auch die Flyschabsätze des südwestlichen Kleinasien, soweit sie heute erforscht sind, mit jenen der Insel Rhodus grosse Analogien aufweisen.

Vergleiche mit entfernteren Gebieten des anatolischen Festlandes, wo nach Tchihatcheff's Berichten und nach meinen eigenen Beobachtungen vielfach sehr ähnliche Verhältnisse herrschen, können hier als zu weit führend ohneweiters unterbleiben.

Nun erübrigt es uns noch, bei den lykischen Eruptivgesteinen, zumal dem Serpentin, einige Augenblicke zu verweilen. Die bisherigen Untersuchungen lehren, dass in Lykien eruptive Ergüsse mannigfacher Art in verschiedenen Perioden stattgefunden haben. Es zeigt sich ferner, dass mitunter auch die Ausbrüche eines und desselben Gesteines keineswegs an die gleiche Zeit gebunden sind.

Aus den Mittheilungen, welche Spratt und Forbes in dem vorhin citirten Werke über die Eruptivmassen Lykiens machen, geht ziemlich klar hervor, dass der Serpentin, der uns hier in erster Linie interessirt, vielfach jünger sei als die Scaglia. Demselben wird die Ursache mancher Störungen in den cretacischen und eocänen Kalken zugeschrieben. Einzelne Serpentinvorkommnisse, so diejenigen der Gegend von Makri und des oberen Xanthus Thales halten wieder Spratt und Forbes für bedeutend älter. Sie betrachten es wenigstens als nicht ausgeschlossen, dass diese Massen schon vor der Ablagerung der sie umgebenden Kalke existirt haben. Als besonders wichtig stellen sich die aus neuerer Zeit stammenden Beobachtungen dar, welche wir E. Tietze verdanken, und durch die unsere Kenntnisse in besagter Richtung wesentlich erweitert wurden. E. Tietze gibt in seinen Beiträgen zur Geologie von Lykien mit grossem Nachdrucke der Meinung Raum, dass die Serpentine Lykiens und die mit ihnen verbundenen anderen Eruptivgesteine während des Absatzes der Flyschbildungen zum Vorschein gekommen sind. Bloss die Altersfrage der bei Makri und in der oberen Region des Xanthus Thales sich ausbreitenden Serpentinmassen wird von ihm noch als eine vollkommen offene behandelt. Eine weitere Bemerkung des genannten Forschers, der Serpentin sei stellenweise erst nach der Ablagerung eines grossen Theiles der Kalke hervorgebrochen, lässt endlich darauf schliessen, dass manche Partien dieser eruptiven Felsart dort der alttertiären Periode, und

¹⁾ Vergleiche: G. Bukowski, Kurzer Vorbericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1890 und 1891 im südwestlichen Kleinasien durchgeführten geologischen Untersuchungen (Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band 100, 1891).

zwar, da der Flysch, mit dem sie innig zusammenhängen, vorwiegend eocänen Alters sein dürfte, unter Anderem auch noch jenem jüngeren Abschnitte derselben angehören, der sich durch die Entwicklung vorzugsweise sandiger und mergelig-schiefriger Sedimente auszeichnet.

Die eben flüchtig vorgeführten Resultate der Forschungen Spratt's, Forbes' und Tietze's in Lykien stehen mithin durchaus nicht im Widerspruche mit meinen Erfahrungen auf der Insel Rhodus. Indem bei uns nämlich, um es zu wiederholen, einerseits in einigen Fällen ziemlich genau constatirt werden konnte, dass die Ausbrüche des dem Serpentin zu Grunde liegenden Gesteins in die jüngere Eocänzeit fallen, darf doch andererseits auch, wie ich dargethan habe, die Möglichkeit nicht bestritten werden, dass es auf Rhodus ausserdem Serpentine gebe von höherem Alter, dem der cretacischen und eocänen Kalke.

Was die anderen Eruptivgesteine des südwestlichen Kleinasien anbelangt, für deren nähere Betrachtung daselbst kein Anlass vorliegt, so sei nur ganz kurz erwähnt, dass solche in verschiedenen Schichtgruppen, häufig als Lagermassen, auftreten und in Bezug auf ihr Alter theils dem Serpentin entsprechen, theils noch jünger als dieser sind.

Nach der entgegengesetzten Richtung uns von Rhodus wendend, gelangen wir sodann zunächst zu der Insel Karpathos. Dem vor drei Jahren über diese geologisch noch nicht genügend genau durchforschte, insbesondere noch nicht kartirte Insel erschienenen Werke gemischten naturwissenschaftlichen Inhaltes¹⁾, nämlich der darin enthaltenen, von C. De Stefani herrührenden geologischen Beschreibung, welche sich auf die Beobachtungen und Aufsammlungen C. J. Forsyth-Major's aus dem Jahre 1886 stützt, lässt sich entnehmen, dass der Bau des vorneogenen Terrains von Karpathos, wenigstens in seinen Hauptzügen, jenem der Insel Rhodus gleicht. Auch dort setzen sich die bergigen Regionen aus einer ungegliederten Serie von Kalken zusammen, welche in die Kreideformation gestellt werden, meiner Ansicht nach aber ausser der Kreide noch einen Theil des Eocän vertreten dürften. Darüber folgen Sedimente von ausgesprochenem Flyschcharakter, die sich nicht nur mit Rücksicht auf ihre Lagerung, sondern auch palaeontologisch als alttertiäre Bildungen erweisen. C. De Stefani hält es für wahrscheinlich, dass sie das Untereocän repräsentiren, während unsere Flyschbildungen bekanntlich allen Anzeichen nach sämmtlich theils dem jüngeren Eocän, theils dem Oligocän angehören. Bevor endgiltig darüber geurtheilt werden kann, ob zwischen dem Flysch von Karpathos und dem von Rhodus ein solcher Altersunterschied, wie er sich hier vorläufig zu ergeben scheint, thatsächlich vorhanden ist, müssen aber auf jeden Fall erst neuerliche genauere Untersuchungen auf Karpathos abgewartet werden.

¹⁾ C. De Stefani, C. J. Forsyth-Major et W. Barby, Karpathos, Étude géologique, paléontologique et botanique. Lausanne, 1895.

Dieselben Verhältnisse treffen wir ferner auf der Insel Kasos an. Wie ich gezeigt habe¹⁾, baut sich das Felseneiland Kasos zum weitaus grössten Theile aus Kalken auf, in denen es mir bei der Raschheit, mit der ich die geologische Kartirung durchführen musste, nicht geglückt ist, Fossilien zu entdecken, die aber der Lagerung und ihrem ganzen Habitus nach wohl nichts anderes sein können, als die stratigraphisch, wie auch petrographisch vollkommen entsprechenden Aequivalente der cretacischen und eocänen Kalke der Insel Rhodus. Die in geringer Ausbreitung zu Tage tretenden Flyschsandsteine und Schiefer schliessen einzelne Nummulitenkalkbänke ein und sind durchwegs mit unserem eocänen Flysch, dem sie in jeder Hinsicht gleichen, identisch. Oligocäne Flyschablagerungen kommen dagegen augenscheinlich nicht vor. Wie auf Rhodus, fehlt endlich hier jede Andeutung der Existenz flyschähnlicher Absätze aus der Kreidezeit.

Ueber den Bau der Insel Kreta sind wir trotz des Vorhandenseins geologischer Uebersichtskarten und ziemlich umfangreicher Beschreibungen noch nicht vollständig im Klaren, weil die Ansichten ihrer Erforscher, T. A. B. Spratt's²⁾ und V. Raulin's³⁾, welche sich vornehmlich in den unten citirten Werken dargelegt finden, in vielen sehr wesentlichen Punkten weit auseinandergehen und seither keine Untersuchungen mehr vorgenommen wurden, welche eine definitive Lösung der strittigen Fragen hätten herbeiführen können. Das, was man bis jetzt positiv weiss, reicht aber immerhin aus, um zu erkennen, dass die Insel Kreta in manchen Beziehungen grosse Analogien mit Rhodus bietet.

Vor Allem steht es fest, dass auch dort die Grenze zwischen der Kreideformation und dem Eocän innerhalb einer continuirlich fortlaufenden marinkalkigen Sedimententwicklung liegt und sich in der mächtigen einförmigen Kalkmasse nichts weniger als deutlich ausgeprägt zeigt, wodurch eine scharfe Trennung des cretacischen Complexes von dem eocänen nach übereinstimmender Aussage der mit geologischen Studien in diesem Terrain beschäftigt gewesenenen Forschungsreisenden direct unüberwindliche Schwierigkeiten bereitet.

Die stratigraphische Position des Macigno, der mitunter zu grosser Mächtigkeit ansteigt und weite Strecken einnimmt, erscheint vorderhand noch nicht mit voller Sicherheit bestimmt. Während V. Raulin die Flyschablagerungen, wie sich aus seinen nicht immer ganz klar gehaltenen Auseinandersetzungen ergibt, an die Basis der Kreidekalke verlegt, zählt Spratt dieselben seiner Abtheilung der „schists and shales“, einer mannigfache Gesteine umfassenden Schichtgruppe bei, welche er in ihrer Gesamtausbildung für jünger als die Scaglia hält, und deren verworrene Lagerungsverhältnisse gegenüber den cretacischen und eocänen Kalken er auf Absenkungen an Brüchen zurückführt. Ohne mir ein decidirtes Urtheil erlauben zu wollen,

¹⁾ G. Bukowski, Der geologische Bau der Insel Kasos (Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band 98, 1889).

²⁾ T. A. B. Spratt, Travels and researches in Crete. London, 1865.

³⁾ V. Raulin, Description physique de l'île de Crète. Paris, 1869.

muss ich nun gestehen, dass mir die Auffassung Spratt's, soweit es sich nämlich dabei um den eigentlichen Flysch handelt, der von anderen älteren Schiefergesteinen Kretas unbedingt abzuscheiden ist, die richtige, den Thatsachen wirklich entsprechende zu sein scheint, weil durch sie die wohlbegründete Erwartung, dass auf Kreta analoge Verhältnisse herrschen, wie im Peloponnes einerseits, auf Kasos, Karpathos und Rhodus andererseits, ihre Bestätigung findet. Diese Anschauung kommt übrigens auch schon bei Philippson in der von ihm veröffentlichten physisch-geographischen Beschreibung des Peloponnes¹⁾ voll zum Ausdrucke. Die Uebereinstimmung des geologischen Baues betonend, äussert Philippson sogar die Vermuthung, dass auf der Insel Kreta auch der im centralen und östlichen peloponnesischen Gebirge den eocänen Flysch normal überlagernde, mit ihm eng verknüpfte alttertiäre Kalk, das heisst jene Partie aus den von Philippson als Olonokalk bezeichneten, ursprünglich für ein einheitliches Schichtglied angesehenen, in Wirklichkeit aber stratigraphisch ungleichwerthigen Kalkabsätzen, die nicht mit dem cretacisch-eocänen Pyloskalk identisch ist²⁾, entwickelt sei.

Um über das Alter der kretensischen Serpentine, die Raulin, sich auf ein bestimmtes Connexverhältniss mit dem seiner Meinung nach die Unterlage des Kreidekalkes bildenden Macigno stützend, als vorcretacisch betrachtet, Gewissheit zu erlangen, sind noch eingehende Erhebungen an Ort und Stelle nothwendig.

Ausser den bisher kurz besprochenen Terrains müssen hier noch vor Allem der Peloponnes und im Anschlusse daran auch das mittlere und nördliche Griechenland wegen ihres vielfach sehr ähnlichen geologischen Baues näher ins Auge gefasst werden. Ein Vergleich mit diesen Gebieten fällt um so leichter, als dieselben dank der in neuester Zeit durchgeführten langjährigen Forschungen A. Philippson's heute schon zu den besser bekannten Landstrichen der östlichen Mittelmeerregion zählen. Auf Grund zahlreicher grosser und kleiner Arbeiten verschiedener Autoren und an der Hand der über alle continentalen Gebietstheile vorhandenen geologischen Karten gewinnen wir bereits einen ziemlich tiefen Einblick in die geologischen Verhältnisse Griechenlands³⁾.

¹⁾ A. Philippson, Der Peloponnes. Versuch einer Landeskunde auf geologischer Grundlage. Berlin, 1892.

²⁾ Betreffs des Olonokalkes vergleiche man unter Anderem auch: A. Philippson, Zur Geologie des Pindos-Gebirges (Sitzungsber. der Niederrhein. Gesellsch. für Natur- und Heilkunde zu Bonn, 1895).

³⁾ Die für die nachstehenden Erörterungen erforderlichen Daten habe ich hauptsächlich aus folgenden Abhandlungen geschöpft: A. Bittner, Der geologische Bau von Attika, Boeotien, Lokris und Parnassis (Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band 40, 1880). — M. Neumayr, Der geologische Bau des westlichen Mittelgriechenland (ibidem). — F. Teller, Der geologische Bau der Insel Euboea (ibidem). — F. Teller, Geologische Beschreibung des südöstlichen Thessalien (ibidem). — A. Bittner, M. Neumayr und F. Teller, Ueberblick über die geologischen Verhältnisse eines Theiles der ägäischen Küstenländer (ibidem). — R. Lepsius, Geologie von Attika, Berlin 1893. — A. Philippson, Der Peloponnes. Versuch einer Landeskunde auf geologischer Grundlage,

Im centralen und westlichen Peloponnes wird das Gebirge zum grossen Theile durch mächtige, mehr oder minder einförmige und nicht näher gliederbare Kalkmassen gebildet, deren Fossilienführung den Beweis liefert, dass dieselben genau so, wie auf der Insel Rhodus, nicht nur der Kreideformation angehören, sondern auch ins Eocän hinübergreifen, und in denen bei concordanter Aufeinanderfolge der Bänke die Grenze zwischen beiden Formationen weder durch einen Facieswechsel, noch durch irgendwelche Aenderung im petrographischen Habitus gekennzeichnet ist. Der Tripolitzakalk und der Pyloskalk Philippson's stellen in jeder Hinsicht nichts anderes dar, als unsere cretacisch-eocänen Kalke. Die innige Verquickung der cretacischen und eocänen Absätze innerhalb des in Rede stehenden Schichtensystems erhellt am besten aus dem Umstande, dass im Pyloskalk der Insel Sphacteria Rudistenspuren und Nummuliten sogar mit einander vermischt in einer und derselben Bank angetroffen wurden. Dieser interessante Fall des Zusammenvorkommens von Rudisten und Nummuliten an der Grenze der genannten Formationen steht übrigens, nebenbei bemerkt, keineswegs vereinzelt da. In dem Werke Philippson's über den Peloponnes, auf das hier, sobald man sich schnell darüber informiren will, einfach verwiesen sei, finden sich alle jene Punkte des Orients verzeichnet, woher solche Beobachtungen zur Zeit vorliegen.

Das, was soeben über den Peloponnes in Bezug auf die marin-kalkige zusammenhängende Entwicklung der Kreide und eines Theiles der Eocänformation kurz vorgebracht wurde, gilt nicht minder für das westliche Mittelgriechenland, wohin sich der Tripolitzakalk und der Pyloskalk unverändert fortsetzen.

Verwickeltere, bis jetzt nicht ganz klargelegte stratigraphische Verhältnisse, welche einestheils von denen des westlichen Mittelgriechenland und des Peloponnes einigermaßen abweichen, anderentheils aber auch ihnen nicht unähnlich sind, herrschen hingegen in den der uns eben beschäftigenden Zeitperiode angehörenden Ablagerungen Nordgriechenlands und des anstossenden macedonisch-epirotischen Gebietes. Es schliessen sich zwar auch dort, einzelne Strecken ausgenommen, eocäne Kalke an Kreidekalke an, doch scheint ihr

Berlin 1892. — A. Philippson, Zur Geologie des Pindosgebirges (Sitzungsber. d. niederrhein. Gesellsch. für Natur- u. Heilkunde zu Bonn, 1895). — A. Philippson, Bericht über eine Reise durch Nord- und Mittel-Griechenland (Zeitschr. der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Band 25, 1890). — A. Philippson, Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland (ibidem, Band 30, 1895; Band 31, 1896 und Band 32, 1897). — V. Hilber, Geologische Reise in Nord-Griechenland und Makedonien 1893 (Sitzungsber. d. kais. Akad. der Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band 103, 1894). — V. Hilber, Geologische Reise in Nord-Griechenland und Makedonien 1894 (ibidem). — V. Hilber, Geologische Reise in Nord-Griechenland und Türkisch Epirus 1895 (ibidem, Band 105, 1896). Indem ich diese für uns in erster Linie wichtigen Arbeiten aus der reichen geologischen Literatur über Griechenland daselbst der Reihe nach anführe, stehe ich davon ab, sie einzeln bei besonderen Anlässen wieder zu citiren und mich mit ihnen von Fall zu Fall eingehender zu beschäftigen. Nur auf solche Weise, ohne dass man gezwungen ist, den allmäligen Fortschritt unserer Kenntnisse jedesmal zu behörden, erscheint es eben möglich, hier längeren Auseinandersetzungen auszuweichen.

gegenseitiger Lagerungsconnex ein anderer zu sein. Philippson neigt der Ansicht hin, dass zwischen den Nummuliten führenden Kalken und den darunter liegenden cretacischen Kalken eine Discordanz hindurchläuft. Ein weiterer wesentlicher Unterschied offenbart sich darin, dass ein grosser Theil der Kreideformation in Form von Schiefem mit Hornsteinen und Sandsteinen sich entwickelt zeigt, welche, häufig mit Eruptivgesteinen verbunden, zu einem sehr mächtigen Complexe anwachsen. Man wird hier in vielen Beziehungen mehr an die Ausbildungsart der cretacischen Absätze im östlichen Mittelgriechenland erinnert. Ueberhaupt kommt man zu der Ueberzeugung, dass daselbst im Gegensatz zu den früher erwähnten Terrains der Facieswechsel eine bedeutende Rolle spielt.

Die sowohl im Peloponnes, als auch im westlichen Mittelgriechenland und in Nordgriechenland stark verbreiteten Flyschablagerungen sind, wie Philippson festgestellt hat, und wie neuerdings auch Hilber in seinem letzten Reiseberichte zugesteht, insgesamt von alttertiärem Alter. Ihre petrographischen Charaktere, Gliederung und Lagerungsverhältnisse, kurz gesagt, die ganze Art und Weise ihres Auftretens, bieten eine solche Uebereinstimmung mit den Flyschbildungen der Insel Rhodus und des südwestlichen Kleinasien, dass es gar keinem Zweifel unterliegen kann, es habe innerhalb dieser weiten Region während der palaeogenen Zeit eine geradezu auffallende Gleichartigkeit in dem Wechsel der Sedimentationsbedingungen geherrscht. Ueberall setzt sich die untere, eocäne Abtheilung derselben aus Sandsteinen und Schiefem zusammen, die sehr rasch mit einander alterniren und sich durch wiederholte Einschaltungen von Nummulitenkalkbänken auszeichnen.

Von unserem Vergleichsstandpunkte aus besonders interessante Thatsachen betreffs der Flyschentwicklung in Griechenland hat die ganz vor Kurzem erfolgte geologische Erschliessung des nordgriechischen Pindosgebietes durch Philippson und Hilber und des angrenzenden türkischen Territoriums durch den letzteren an's Tageslicht gefördert. Wir wissen heute, dass dort dem eocänen Flysch sich als jüngeres Glied massige Sandsteine anreihen, deren Alter bis nun zwar palaeontologisch nicht sicher ermittelt werden konnte, die aber ungeachtet dessen nicht ohne Berechtigung für oligocäne Bildungen erklärt werden. Philippson parallelisirt sie mit unseren, die unteroligocäne Fauna des Sangonini-Horizontes beherbergenden massigen Sandsteinen von Mesanagrós (Mesanagrose). Was endlich die Lagerung anbelangt, so wurde constatirt, dass die untere Abtheilung conform auf dem oberen Complexe der cretacischen und eocänen Kalke ruht, die jüngere oligocäne Sandsteingruppe sich hingegen discordant zu den darunter liegenden Kreide-Eocängesteinen verhält. Man sieht also, dass zwischen den Flyschablagerungen des letztgenannten Terrains und der Insel Rhodus die weitgehendste Analogie besteht.

Im Peloponnes und in Mittelgriechenland, deren Erforschung durch Philippson jener Nordgriechenlands vorangegangen ist, soll sich der Flysch mit geringen Ausnahmen unconform an die cretacisch-eocänen Kalke anschliessen. Ueber eine Zweitheilung in ein

eocänes und ein oligocänes Glied, die sich einigermaßen leicht von einander sondern liessen, wird nicht berichtet, doch nimmt Philippson als höchst wahrscheinlich an, dass dieses Schichtensystem auch das Oligocän umfasst. Meiner Ansicht nach wäre eine nochmalige Begehung gewisser Strecken insofern erwünscht, als das Vorhandensein sehr mächtiger, graugrüner, fester Sandsteine die Muthmassung erweckt, dass es dort ebenfalls Absätze gebe, welche möglicherweise unseren oligocänen Sandsteinen vollkommen entsprechen. Ganz zuoberst stellt sich im peloponnesischen Flysch wieder die Kalkfacies ein. Es ist dies jener Theil der von Philippson anfänglich als eine besondere Schichtgruppe unter dem Namen Olonoskalk zusammengefassten differenten Kalkablagerungen, der nicht, wie sich nachträglich ergeben hat, mit dem Pyloskalk und dem Tripolitzakalk identisch ist. Ich halte es übrigens, nebenbei gesagt, für durchaus nicht ausgeschlossen, dass es sich hier nur um eine locale stärkere Entwicklung der sonst im Flysch eingelagerten Kalke handelt, zumal Philippson selbst, den allmäligen petrographischen Uebergang und die häufige Wechsellagerung mit den anderen Flyschgesteinen ausdrücklich hervorhebend, sich nicht abgeneigt zeigt, in den betreffenden Kalkpartien das zeitliche Aequivalent eines bestimmten Theiles der sandig-thonigen Sedimente zu erblicken. Gegenüber Rhodus bildet nebstdem das nicht seltene Vorkommen von Conglomeraten mitten unter Sandsteinen und Schiefeln einen geringfügigen Unterschied.

In Anbetracht dessen nun, dass der gesammte griechische Flysch sich auf Grund unwiderleglicher palaeontologischer That-sachen als alttertiär erwiesen hat, muss dort, wo eine Ueberlagerung desselben durch cretacisch-eocäne Kalke, und zwar zunächst durch die tieferen Glieder dieses Schichtensystems beobachtet wurde, das Vorhandensein von Ueberschiebungen angenommen werden. Bei der Beurtheilung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse ist natürlich stets sehr darauf zu achten, dass man die mit Hornsteinen und Eruptivgesteinen vergesellschafteten Schiefer und Sandsteine, welche regional einen Theil der Kreidekalke vertreten, nicht mit dem eigentlichen Flysch verwechsle.

Der Serpentin und die anderen ihm verwandten Eruptivmassen Griechenlands, des Peloponnes, wie des mittel- und nordgriechischen Terrains, gehören nach Philippson ausnahmslos der Kreideformation an. Sie reichen, wie schon F. Teller auf Euboea festgestellt hat, bis in die oberen Rudistenkalke hinauf. Die eocänen Flyschbildungen und ebenso die Nummulitenkalke sollen vollkommen frei von denselben sein. Hierin tritt also ein wesentlicher Unterschied der Insel Rhodus gegenüber zu Tage, denn mögen auch bei uns manche Serpentinvorkommnisse in die Bildungsperiode der cretacischen und eocänen Kalke fallen, so fehlt es doch andererseits nicht an bestimmten Anzeichen dafür, dass daselbst Serpentinausbrüche auch noch während der Ablagerung des eocänen Flysches stattgefunden haben. Anknüpfend daran muss ich aber erklären, dass ich es für meine Pflicht erachte, speciell in dieser Frage, was Rhodus betrifft, mit einem endgiltigen Urtheil zurückzuhalten, weil die Ermittlung des Alters von Eruptivgesteinen bekanntlich nicht

selten, vor Allem dort, wo die Schichtenfaltung, wie auf Rhodus, bis zur wirren Durcheinanderwindung und völligen Zerknitterung vorgeschritten ist, unter die am schwierigsten zu lösenden Aufgaben des Geologen zählt, und infolge dessen hier sehr leicht Täuschungen vorkommen können. In meiner Auffassung bestärkt mich allerdings der Umstand, dass zu dem gleichen Resultate, wie ich auf der Insel Rhodus, diesbezüglich auch die Forschungsreisenden im südwestlichen Kleinasien, namentlich in Lykien gelangt sind. Uebrigens darf die Altersfrage der Serpentine in Griechenland ebenfalls noch nicht als vollständig entschieden betrachtet werden. So weit es sich wenigstens um die nördlichen Gebietstheile handelt, begegnet nämlich die vorhin angeführte Anschauung Philippson's dem Widerspruche bei V. Hilber, indem letzterer sowohl auf dem griechischen Territorium, als auch in Macedonien einzelne Serpentine in engen Zusammenhang mit dem alttertiären Flysch bringt und ihnen eocänes Alter zuschreibt. Die im Peloponnes das ganze Eocän durchsetzenden Quarzporphyre und Mandelsteine finden allem Anscheine nach ein Analogon auf Rhodus in dem Porphyrit von Kästelos.

Nicht unangezeigt dürfte es endlich sein, hier anhangsweise noch die Aehnlichkeit des geologischen Baues der Insel Cypern mit wenigen Worten zu berühren. Den Mittheilungen A. Gaudry's zufolge ¹⁾ bilden unter den an der Zusammensetzung des Terrains von Cypern sich betheiligenden Sedimentgesteinen compacte Kalke die älteste Schichtgruppe, welche mit Rücksicht auf ihren Habitus von Gaudry als Kreidekalke gedeutet werden. Ihr stratigraphischer Umfang erscheint bis heute auf palaeontologischem Wege noch nicht sicher bestimmt, und es ist sehr leicht möglich, dass sie vorwiegend wohl cretacisch sind, in den höheren Lagen aber bereits Nummuliten führen. An diese Kalke schmiegt sich dann der Macigno an. Da die Untersuchungen unzweifelhaft ergeben haben, dass derselbe überall einen jüngeren Schichtencomplex darstellt, wurde er durch Gaudry insgesamt dem Eocän zugewiesen. Wie man also sieht, beschränkt sich auch hier die Flyschentwicklung auf die alttertiäre Periode. Serpentin und zahlreiche andere Eruptivgesteine spielen auf Cypern eine sehr grosse Rolle. Sie treten in ungemein mächtigen Massen auf, und ihre areale Ausdehnung ist sogar viel bedeutender als jene der cretacischen und der alttertiären Sedimente zusammen genommen. Gaudry meint, dass alle daselbst vorkommenden Eruptivmassen erst nach Ablauf der Miocänzeit ausgebrochen sind. Er gründet seine Ansicht darauf, dass dieselben das Miocän durchbrechen und bedecken, sowie dass ausserdem an den miocänen Schichten Contactphänomene beobachtet wurden, lässt uns jedoch vollständig in Unkenntniss, ob dieses nicht etwa, wie man vermuthen darf, blos bei gewissen Felsarten zutrifft. Es bleibt daher noch auf jeden Fall zu erforschen übrig, ob nicht innerhalb der mannig-

¹⁾ A. Gaudry, Géologie de l'île de Chypre; 1859 (Mém. de la soc. géol. de France, Paris; sér. 2, tome 7, 1863).

faltigen eruptiven Serie namhafte, dazu vielleicht auch mehrfache Altersunterschiede bestehen.

Die hier angestellten Betrachtungen dürften nun genügen, um die weitgehende Uebereinstimmung in der geologischen Beschaffenheit zwischen dem vorneogenen Gebirgsgerüst von Rhodus und den entsprechenden Theilen der angeführten Terrains zu kennzeichnen. Aus dieser Uebereinstimmung einerseits und aus dem abweichenden geologischen Aufbaue der übrigen benachbarten Landgebiete des Aegäischen Meeres andererseits geht, wenn man die Streichrichtungen überall verfolgt, unbestreitbar hervor, dass die Insel Rhodus zu dem dinarischen Gebirgssysteme gehört, ein Glied jenes langen Faltenzuges bildet, der sich vom westlichen und centralen Peloponnes über Cerigo, Cerigotto, Kreta, Kasos, Karpathos und Rhodus, die älteren Massen des Aegäischen Archipels gegen Süden einrahmend, im Bogen nach dem südwestlichen Kleinasien hinüberschwingt. An diese Erkenntniss weiter ausgreifende geotektonische Ausblicke knüpfen zu wollen, würde die Grenzen, welche ich mir vorgesteckt habe, überschreiten und wäre ohnehin überflüssig, weil solche Ausblicke bereits in den Werken von E. Suess und M. Neumayr zu finden sind und neuerdings auch in den Schriften A. Philippson's zum Gegenstande längerer Auseinandersetzungen erhoben wurden.

B. Die neogenen Ablagerungen.

Die grossen Umwälzungen, welche seit dem Schlusse des Palaeogen in der Aegäischen Region, wie überhaupt in dem ganzen Mittelmeerbecken stattgefunden haben, die wiederholten und überaus mannigfachen Veränderungen in der Vertheilung von Land und Wasser, deren Ursachen bald in langsam vor sich gehenden Verschiebungen der Strandlinie, bald in gewaltigen Einbrüchen zu suchen sind, kurz die Geschichte des Mittelmeergebietes von dem Beginne der Neogenzeit bis auf die Gegenwart, bieten eine solche Fülle geologisch höchst interessanter und wichtiger Thatsachen, dass sich ihrem Studium eine bedeutende Zahl von Forschern mit besonderer Vorliebe zugewendet hat. Die geologische Literatur weist auch daher eine Menge sehr werthvoller diesbezüglicher Beiträge auf; ein wirklich übersichtliches Bild der Vorgänge, die sich daselbst während jener Periode abspielt haben, schufen aber eigentlich erst die grundlegenden Arbeiten M. Neumayr's¹⁾ über den östlichen Theil der besagten Region und die meisterhafte zusammenfassende Darstellung der Geschichte des Mittelmeeres durch E. Suess²⁾. Heute können wir wohl sagen, dass uns die wesentlichen Züge dieser Bildungsphasen bereits bekannt sind, und was hier der Fortschritt der Forschungen seither gebracht

¹⁾ M. Neumayr, Ueber den geologischen Bau der Insel Kos (Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band 40, 1880). — M. Neumayr, Zur Geschichte des östlichen Mittelmeerbeckens (Virchow's und Holtzendorff's Samml. gemeinverst. wissensch. Vorträge, Berlin, 1882, Nr. 392).

²⁾ E. Suess, Das Antlitz der Erde. Wien, Prag, Leipzig; Band I, 1885; Band II, 1888.

hat, gehört vielfach nur in die Kategorie von nicht besonders stark einschneidenden Modificationen oder von Ergänzungen unseres bisherigen Wissens. So stellen sich auch die Ergebnisse meiner Aufnahme der Insel Rhodus zumeist als Ergänzungen letztgenannter Art dar, und es darf deshalb nicht wundernehmen, wenn in den nachfolgenden Erörterungen Vieles bloß eine Wiederholung dessen ist, was schon früher in weiteren Umrissen bekannt war.

Ueber die Verhältnisse, welche in dem Gebiete von Rhodus zur Miocänzeit geherrscht haben, geben weder die Beobachtungen W. J. Hamilton's und T. A. B. Spratt's, noch die von mir durchgeführten Untersuchungen vorderhand einen genügenden Aufschluss. Um mich kurz auszudrücken, erscheint selbst die Frage, ob hier im Miocän ein Absatz von Sedimenten erfolgt ist, noch nicht mit voller Sicherheit gelöst, und bleibt, wenn dies, wie man anzunehmen Grund hat, doch der Fall war, unentschieden, ob die betreffenden Sedimente sich noch irgendwo constatiren lassen. In den Thari-Schichten liegen allerdings Ablagerungen vor, bei denen die Möglichkeit besteht, sie als Vertreter des Miocän anzusprechen, aber es wäre viel zu gewagt, sich heute schon eine Meinung darüber in bestimmterer Form zu erlauben, weil nicht allein alle palaeontologischen Daten hiezu fehlen, sondern weil auch die Lagerung für die Beurtheilung des Alters der Thari-Schichten keinen Anhaltspunkt liefert. Wir sind mithin in dieser Beziehung vorläufig nur auf Vermuthungen angewiesen und wollen nun wenigstens jene Factoren einer flüchtigen Betrachtung unterziehen, die als Richtschnur für solche Muthmassungen dienen können.

Man weiss, dass während der miocänen Periode der weitaus grösste Theil Kleinasiens und der ägäischen Meeresregion eine grosse zusammenhängende Festlandsmasse gebildet hat, welche unter Anderem auch den ganzen Peloponnes umfasste und sich zwischen Anatolien und Griechenland südwärts bis über die Cykladen erstreckte. Es erhellt das bald aus dem Fehlen jeglicher Spur von miocänen Absätzen, bald aus dem Vorkommen mächtiger Süswasserablagerungen in diesem Gebiete. Zu derselben Zeit breitete sich dagegen das Meer über den südlichsten Theil des heutigen Kleinasien aus. Die von ihm hier gelegten Sedimente erreichen namentlich in Kilikien eine sehr bedeutende Ausdehnung. In einzelnen Buchten drang das Meer sogar ziemlich tief in die vorhin genannte Festlandsmasse ein, und die Spuren seiner Anwesenheit sind, nebenbei bemerkt, mitunter in verhältnissmässig beträchtlicher absoluter Höhe zu finden. Zurückgebliebene Denudationsreste von der miocänen Meeresbedeckung herrührender Ablagerungen spielen zumal in Lykien und Karien eine wichtige Rolle. Der am weitesten gegen Norden vorgeschobene Rest im westlichen Kleinasien ist die durch Tchihatcheff¹⁾ entdeckte und beschriebene, später von mir zweimal aufgesuchte Scholle von Davas. Die ebenfalls durch Tchihatcheff bekannt gewordenen Vorkommnisse von Gereme (Ge-

¹⁾ P. de Tchihatcheff, *Asie mineure. Géologie*; Paris, 1869.

ramo) an der Giova Bay und von Sarnüthlü liegen genau in nördlicher Richtung von Rhodus. Marinen Miocänbildungen begegnen wir endlich auf der Insel Kreta, auf Kasos und auf Karpathos. Sie umgeben, wie man sieht, die Insel Rhodus im Süden, Osten und Norden, konnten hingegen auf den westlich und nordwestlich gelegenen Inseln nirgends nachgewiesen werden, so dass angenommen werden muss, nach jener Seite hin habe sich ein von der Meeresüberfluthung unberührt gebliebenes Festland erstreckt. Auf der Insel Kos, am Ausgange des Giova Golfes, also relativ nahe den oben erwähnten Schollen bei Gereme und Sarnüthlü, welche vorwiegend marine Fossilien, neben denselben aber stellenweise auch solche des süßen Wassers einschliessen, treten an der Basis der Paludinschichten als Repräsentanten des Miocän, wie Neumayr berichtet ¹⁾, bereits lacustre mergelige und kieselige Kalke auf.

Allen diesen Umständen zufolge hat nun wohl die Vermuthung die meiste Berechtigung, dass, wenn auf Rhodus während der miocänen Periode Sedimente überhaupt zur Ablagerung gekommen sind, dieselben marinen Ursprungs waren. Ob das Terrain der Insel Rhodus in ununterbrochener Verbindung mit dem grossen Festlande, welches von den Cykladen und der Insel Kos her zungenförmig gegen Südost vorsprang, gestanden ist, lässt sich natürlich nicht beurtheilen; gewiss ist nur soviel, dass zum Mindesten ein Theil des Areals, das Gebirge, als trockenes Land auftrat, und ausserdem steht es fest, dass hier keine lacustren Schichten abgesetzt wurden, die den Süsswasserkalken und Mergeln der Insel Kos, Samos, Khios, der Gegend von Smyrna etc. entsprechen würden.

Der einzige Sedimentcomplex, dessen Alter noch unbestimmt erscheint, sind, wie gesagt, die Thari-Schichten. Diese könnten, falls man sie für miocän erklären wollte, bloß als Analogon der marinen Miocänbildungen Lykiens und Kariens, Kretas, der Inseln Kasos und Karpathos aufgefasst werden, doch ist das vorderhand aus den im Vorangehenden schon mehrmals angeführten Gründen nicht geboten. Mit einer solchen Annahme befindet sich unter Anderem auch ihr petrographischer Charakter nicht ganz im Einklange, denn die mächtige Entwicklung von Serpentin sandsteinen und von Conglomeraten, die sich aus Geröllen verschiedener Eruptivgesteine zusammensetzen, hätte nur in den eine untergeordnete Bedeutung besitzenden Miocänconglomeraten Lykiens ein Seitenstück. Wie die Verhältnisse sich darstellen, wird die Altersfrage der Thari-Schichten und hiemit auch die Miocänfrage wohl kaum auf anderem Wege entschieden werden können, als mit Hilfe von Fossilien.

Aus dem Zeitabschnitte der pontischen Stufe kennen wir auf der Insel Rhodus keine Ablagerungen. Da aber die pontische Stufe eine ausgesprochene Continentalperiode war, indem in dieselbe bekanntermassen die grösste Einengung des Mittelmeeres fiel, so kann kaum ein Zweifel darüber obwalten, dass die zu jener Zeit sich weit

¹⁾ M. Neumayr, Ueber den geologischen Bau der Insel Kos (Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien, math.-naturw. Classe, Band 40, 1880).

ausdehnenden Landmassen das ganze ägäische Gebiet, mithin auch unser Terrain umfassten.

Während der darauffolgenden levantinischen Periode trat wenigstens in der uns hier zunächst interessirenden Region eine wirklich wesentliche Veränderung hinsichtlich der Verbreitung von Land und Meer nicht ein und bildete Rhodus, wie unmittelbar zuvor, einen Theil jenes Festlandes, welches Kleinasien mit Griechenland über das Aegäische Meer hinüber verband. Versteinerungsreiche lacustre Sedimente, die sich in Kleinasien und Griechenland bald als kleine, bald als umfangreichere Lappen, ja mitunter selbst als sehr bedeutende Dimensionen erreichende Decken zerstreut finden, und denen man nicht minder häufig, allerdings nur mehr in fragmentarisch erhaltenen Resten, im Archipel begegnet, verrathen die einstige Existenz zahlreicher grösserer und kleinerer Süsswasserseen auf dem besagten Continente.

In den nach Westen gegen die See abgebrochenen Paludinschichten der Becken von Kalavárda und von Apolakiá haben wir auch auf der Insel Rhodus Absätze solcher Ansammlungen stehenden süssen Wassers vor uns. Dieselben dürften, nach der Verschiedenheit ihrer Faunen zu schliessen, in zwei von einander getrennt gewesenen Seen entstanden sein, doch es kann andererseits auch nicht als ganz ausgeschlossen gelten, dass sie blos von zwei Ausläufern eines einzigen grösseren Sees, der seinerzeit weiter im Westen gelegen ist, herrühren.

In innigstem Zusammenhange mit den Paludinschichten sehen wir hier überdies fluviatile levantinische Ablagerungen auftreten, riesige Schotter- und Sandmassen, die namentlich durch ihre stellenweise ausserordentliche Mächtigkeit ungemein auffallen, und die, ansehnliche Bergzüge zusammensetzend, nebstbei einen sehr bedeutenden Flächenraum einnehmen. Der gesammte Habitus dieser Bildungen, das allmälige Verschwinden mit den Paludinschichten, welches die Ziehung einer scharfen Grenze unmöglich macht, und deren geographische Vertheilung gegenüber den letzteren liefern unwiderlegliche Beweise dafür, dass sie ihre Entstehung einem grossen Strome verdanken, der aus Kleinasien kam und sich in die beiden genannten Süsswasserbecken ergoss. Fliessendes und stehendes süsses Wasser bedeckte damals den grösseren Theil der heutigen Oberfläche der Insel, und das Vorkommen von Anschüttungen eines deutlich ausgeprägten Flussdeltas aus jener Zeit gehört ohne Zweifel zu den bemerkenswerthesten geologischen Erscheinungen dieses nachher von Kleinasien losgerissenen Terrains.

Das Störungsausmass, dessen Wichtigkeit unbedingt noch einen Rückblick erheischt, ist bei den levantinischen Bildungen von Rhodus ein ungleiches. Viele Strecken weisen blos geringe, andere wieder ziemlich starke Störungen auf. Die weit verfolgbare steile Neigung der Paludinschichten in der Gegend von Kalavárda lässt sich, wie schon in der vorangehenden Beschreibung erwähnt wurde, nur schwer als eine plötzlich eingetretene Folgeerscheinung der hier um die Mitte der Pliocänzeit stattgefundenen grossen Einbrüche auffassen,

sondern sie dürfte viel eher auf eine seitlich langsam wirkende Kraft zurückzuführen sein. Obzwar also das Jungtertiär an dem Aufbaue des Faltengebirges keinen Antheil mehr nimmt, so ist es doch im höchsten Grade wahrscheinlich, dass Faltungskräfte sich in schwächerem Ausmasse auch noch spät in der neogenen Periode geäußert haben. Ihre Fortdauer nach dem Schlusse des Oligocän prägt sich an anderen Stellen des ägäisch-kleinasiatischen Gebietes sogar in ganz scharfer Weise aus. Um nur überhaupt ein Beispiel anzuführen, sei hier erinnert an die gefalteten miocänen Süßwasserkalke der Insel Samos und an die hoch emporgehobenen, gestörten, lacustren Neogenkalke, welche ich auf dem Ak Dagh am Hoiran Giöl beobachtet habe ¹⁾.

Dass die Flussablagerungen der levantinischen Stufe nicht blos auf Rhodus beschränkt sein können, sondern auch in den benachbarten Theilen des anatolischen Festlandes vorkommen müssen, ist im Hinblick auf ihre Herkunft selbstverständlich. Es wäre denn, dass sie dort bereits vollständig denudirt worden sind. Nach den uns vorliegenden Forschungsberichten trifft letzteres jedoch keineswegs zu. Manche von den aus Kalk- und Serpenterollen bestehenden Conglomeraten lacustren Ursprungs, welche Spratt und Forbes aus Lykien angeben ²⁾, zeigen in der That so viel Aehnlichkeit mit unseren Schottern, dass die Identität beider kaum in Zweifel gezogen werden kann.

Uebrigens scheinen auch in Griechenland analoge fluviatile Absätze nicht zu fehlen. Die von A. Bittner, F. Teller und A. Philippson über ihre Studienergebnisse veröffentlichten Mittheilungen enthalten zum Mindesten Angaben, die eine solche Vermuthung rechtfertigen.

Mit den levantinischen Flussschottern und Sanden der Insel Rhodus wurden von mir seinerzeit bekanntlich in erster Linie die mächtigen Conglomeratanhäufungen des Peloponnes, welche schon frühzeitig die Aufmerksamkeit P. de Boblaye's und Th. Virlet's in hohem Maße auf sich gelenkt haben ³⁾, und deren Zugehörigkeit zur levantinischen Schichtgruppe später E. Suess erkannt hat ⁴⁾, verglichen und in Parallele gebracht. Durch die neuen Untersuchungen A. Philippson's fand nun zwar die Ansicht E. Suess' über das altpliocäne Alter derselben volle Bestätigung, dabei stellte es sich aber heraus, dass ihr Verhältniss zu den nicht fluviatilen Ablagerungen der gleichen Periode und bis zu einem gewissen Grade auch

¹⁾ Siehe: G. Bukowski, Kurzer Vorbericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1890 und 1891 im südwestlichen Kleinasien durchgeführten geologischen Untersuchungen (Sitzungsber. der kais. Akad. d. Wissensch. in Wien; mathem.-naturw. Classe, Band 100, 1891).

²⁾ T. A. B. Spratt and E. Forbes, Travels in Lycia, Milyas, and the Cibyratis. London 1847.

³⁾ Expédition scientifique de Morée. Géologie et Minéralogie par P. de Boblaye et Th. Virlet. Paris 1833.

⁴⁾ E. Suess, Das Antlitz der Erde. Wien, Prag, Leipzig. Band I, 1885.

ihre Bildungsweise andere sind als auf Rhodus. Mit Rücksicht darauf erscheint es also unumgänglich nothwendig, sich jetzt bei diesem Thema etwas länger aufzuhalten.

Zunächst muss die eine besondere Beachtung verdienende Thatsache hervorgehoben werden, dass im Peloponnes neben lacustren vielfach marine levantinische Sedimente auftreten. „Die unterpliocänen Mergel sind, sagt Philippson¹⁾, theils im Meere abgelagert, theils in Binnenseen, welche meist mit dem Meere in Verbindung standen und durch wiederholte Oscillationen bald vom Meere überfluthet, bald wieder ausgesüsst wurden.“ Was sodann die ungemein mächtigen, aber räumlich ziemlich beschränkten Massen von Conglomeraten anbelangt, so folgen dieselben, wie sicher constatirt werden konnte, erst über dem eben erwähnten Schichtencomplexe. Ihre Entstehung schreibt Philippson nicht wirklichen Strömen, sondern plötzlich vom Gebirge in die Seen hereingebrochenen Wassermassen zu. Er äussert sich darüber folgendermassen: „Wir haben in diesen mächtigen Conglomeraten, welche den Nord- und Nordwestrand des peloponnesischen Gebirges umgeben, unzweifelhaft Schuttanhäufungen vor uns, welche, vom fliessenden Wasser in stürmischer Weise herbeigebracht, in einem tiefen See abgelagert sind. Dass sie in stehendem Wasser abgelagert sind, beweist ihre im Ganzen ruhige und dickbankige Schichtung.“

Daraus ersieht man ganz klar, dass zwischen den levantinischen Schottern der Insel Rhodus und den derselben geologischen Stufe angehörenden Conglomeraten des Peloponnes in gewisser Hinsicht gar nicht zu unterschätzende Gegensätze bestehen. Während erstere, häufig durch falsche Schichtung ausgezeichnet, sich als typische Anschüttungen eines grossen Flussdeltas darstellen und mit den Paludinschichten der Becken von Kalavárda und von Apolakiá, in die sie allmähig übergehen, gleichzeitig abgesetzt wurden, nehmen letztere den marinen und lacustren Mergeln gegenüber eine besondere stratigraphische Position ein, sind durchwegs jünger als die Mergel und stammen, wenigstens nach der Meinung A. Philippson's keinesfalls von einem langsamen Aufschüttungsprocesse durch mehr oder minder constante Ströme her.

Nur in der Gegend westlich vom Skhiádi Vunó (Mt. Skathi) treffen wir auf Rhodus Verhältnisse an, die sich in Bezug auf gegenseitige Lagerung der lacustren und fluviatilen Sedimente mit jenen des Peloponnes direct vergleichen lassen. Wie in der Beschreibung nachdrücklich betont wurde, und wie schon aus der Karte auf den ersten Blick zu erkennen ist, tauchen die nicht weit vom Westfusse des Skhiádi (Skathi)-Rückens entwickelten charenführenden Schichten mit *Corymbina Monachorum Buk.* und anderen Süsswasserconchylien mitten unter den Flusschottern auf, und hier gewinnt man wohl den Eindruck, als wären diese Süsswassermergel, Sande und Kalke bereits vorhanden gewesen, bevor sich die Schotter über die genannte Gegend ausgebreitet haben.

¹⁾ A. Philippson, Der Peloponnes; Versuch einer Landeskunde auf geologischer Grundlage. Berlin 1892.

Die ungeheueren, hauptsächlich durch gewaltige Einbrüche bewirkten Veränderungen, welche die jüngere Pliocänzeit gebracht hat, bilden vielleicht das interessanteste Capitel der Geschichte des östlichen Mittelmeerbeckens. M. Neumayr und E. Suess schildern sie in überaus anschaulicher Weise. Die Zertrümmerung des Aegäischen Festlandes, aus der nach und nach unter mannigfachem Wechsel des topogeographischen Bildes die heutige Landconfiguration hervorgegangen ist, nahm ihren Anfang ungefähr zu Beginn des oberen Pliocän und dauerte, immer weiter nordwärts um sich greifend, bis ins Quartär.

Zuerst sanken im Süden grosse Theile des Aegäischen Festlandes in die Tiefe. An Stelle einer zusammenhängenden Landmasse entstanden daselbst weite Meeresräume, besät von den stehen gebliebenen Gebirgsstücken, die sich als Inseln aus den Meeresfluthen erhoben. In diese Periode der ersten Einbrüche fällt unter Anderem auch die Abtrennung der Insel Rhodus von Kleinasien. Das Meer drang zunächst bis zur Insel Kos vor und überfluthete dabei bedeutende Strecken des jetzigen Terrains von Rhodus. Dem Sedimentabsatz ging eine starke Abrasion der früheren Ablagerungen voran. Sie äusserte sich besonders kräftig entlang der Ostküste an den weichen levantinischen Flussschottern, welche innerhalb eines bald breiteren, bald schmäleren Küstenstreifens gänzlich der Zerstörung anheimgefallen sind, und im Norden, wo die jungpliocänen Bildungen ihre Hauptentwicklung zeigen. Im Laufe der oberpliocänen Zeit wuchs die Mächtigkeit der damals im Entstehen begriffen gewesenen Sedimente sehr stark an; von der Ostküste und der nördlichsten Region, in der sich ganz aus mehr oder minder horizontal liegenden jungpliocänen Schichten aufgebaute Plateauberge finden, die gegen nahezu 900 engl. Fuss über das umgebende niedrige Flachland aufsteigen, breitete sich der Absatz über ein immer grösseres Gebiet aus, bis schliesslich gegen das Ende der Tertiärperiode das Areal der Insel so weit vom Meere bedeckt wurde, dass nur die höchsten Theile des Gebirges als kleine Eilande aus der See aufragten.

Zerstreuten Denudationsresten des Oberpliocän begegnet man fast überall; blos die Kammpartien der höheren Erhebungen und die centralen Gegenden machen hierin eine Ausnahme. Das eigentliche Verbreitungsterrain desselben ist aber, wie gesagt, der nördlichste Theil von Rhodus und die im Osten sich ziehende lange, im Allgemeinen jedoch nicht breite Küstenzone. Da erreicht es die grösste Mächtigkeit, und da erscheint auch die gesammte Schichtenserie am vollständigsten entwickelt.

Mit den jungpliocänen Ablagerungen der Insel Kos¹⁾ stimmen unsere in vielen Beziehungen sehr gut überein; andererseits machen sich aber auch einzelne Unterschiede bemerkbar zwischen ihnen von nicht untergeordneter Bedeutung. Der wesentlichste Gegensatz offenbart sich darin, dass auf Kos mitten durch das Jungpliocän eine

¹⁾ M. Neumayr, Ueber den geologischen Bau der Insel Kos (Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Classe, Band 40, 1860).

Discordanz hindurchgeht. Es ist das ein Verdienst M. Neumayr's, festgestellt zu haben, dass dort die tiefsten Bänke dieses Schichtensystems concordant, wenn auch nur scheinbar, auf den Paludinschichten ruhen und sammt ihrer Basis noch ziemlich stark gestört sind, während der obere grössere Complex, an die aufgerichteten Partien unconform anstossend, ringsum horizontal lagert. Dem entgegen zeigt sich auf Rhodus von einer ähnlichen, durch Discordanz verursachten Scheidung der in Rede stehenden Ablagerungen in zwei abweichend sich verhaltende Glieder keine Spur. Hier hängen alle Bänke, von den tiefsten bis zu den höchsten, ganz normal mit einander zusammen, und wenn vielfach jüngere Glieder über das Hauptgebiet hinausgreifen und sich unvermittelt auf andere Schichtgruppen legen, so erklärt sich dies dadurch allein, dass in Folge der zunehmenden Ueberfluthung für die späteren Lagen allmählig die Bedingungen zu einer weiteren Ausbreitung geschaffen wurden.

Unter den zahlreichen Analogien möchte ich daselbst blos einer gedenken. Es ist bekannt, dass sich auf der Insel Kos in dem marinen Oberpliocän da und dort auch Bänke mit Süsswasserconchylien eingeschaltet finden. M. Neumayr, der dieselben entdeckt hat, führt sie nicht auf eine vorübergehende Aussüsung oder eine Unterbrechung der marinen Absätze zurück, sondern gibt der Meinung Ausdruck, dass es sich in diesen Fällen nur um Einschwemmungen gleichzeitig lebender Formen durch nahe Flussmündungen handeln dürfte. Wie früher in der vorliegenden Arbeit und ausserdem schon in einer anderen älteren Publication von mir¹⁾ eingehend auseinandergesetzt wurde, haben wir nun gewichtige Anhaltspunkte für die Muthmassung, dass auch das marine Oberpliocän von Rhodus stellenweise solche lacustren Lagen einschliesst. Speciell im äussersten Norden kann deren Constatirung gelegentlich künftiger Untersuchungen mit Zuversicht erwartet werden.

Auf Karpathos und Kasos kommen jungpliocäne Absätze nicht vor. Am meisten fällt es aber auf, dass wir sie aus den gegenüberliegenden nahen Gebieten Kleinasiens nicht kennen. Letzteres ist insofern sehr befremdend, als angesichts der bedeutenden Mächtigkeit, wie der grossen, über 900 engl. Fuss betragenden absoluten Höhe, die sie in unserem Terrain erreichen, und in Anbetracht der kurzen Distanz zwischen Rhodus und dem Festlande ihr Vorhandensein in Lykien oder Karien von vorneherein zu vermuthen wäre.

E. Tietze war es, der auf diese merkwürdige Erscheinung zuerst aufmerksam gemacht hat²⁾. Da Lykien und Karien bis jetzt geologisch noch keineswegs genügend erforscht sind, so kann natürlich nicht mit voller Sicherheit behauptet werden, dass dort die besagten Bildungen wirklich vollständig fehlen. Nach dem heutigen Stande unseres Wissens sind wir jedoch direct gezwungen, solches

¹⁾ Siehe: G. Bukowski, Einige Bemerkungen über die pliocänen Ablagerungen der Insel Rhodus (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien, 1892).

²⁾ E. Tietze, Beiträge zur Geologie von Lykien (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien, Band 35, 1885).

anzunehmen, und müssen wir in Folge dessen für das, was sich uns an Erkenntniss darüber vorläufig darbietet, auch nach einer Erklärung suchen.

Die Frage, wie so es kommt, dass die benachbarte kleinasiatische Küstenregion keine Spuren des marinen Jungpliocän aufweist, lässt sich, wie ich in meinem Vorberichte dargethan habe, eigentlich nur unter der Voraussetzung halbwegs ausreichend beantworten, der Meeresspiegel sei am Ende der Tertiärperiode viel höher gestanden als heute. Wäre Letzteres nicht der Fall gewesen, dann käme nämlich lediglich die eine Möglichkeit in Betracht, dass seit dem Schlusse des Tertiär das Terrain von Rhodus um den grossen Betrag von mindestens 800—900 engl. Fuss gehoben wurde. Diese Erhebung hätte ausserdem eine vollkommen einheitlich vertikale sein müssen, weil das sehr geringe Ausmass der Störungen bei den jungpliocänen Schichten jenen Vorgang, dem faltende Kräfte zu Grunde liegen, ausschliesst. Eine derartige Annahme würde aber entschieden widersprechen den Begriffen über das Wesen der tektonischen Erscheinungen, zu denen wir im Laufe der Zeit gelangt sind. Sobald hingegen zugegeben wird, dass das Meeresniveau einen bedeutend höheren Stand gehabt hat, bietet eine Erklärung viel weniger Schwierigkeiten. Es lässt sich wenigstens denken, dass während der oberpliocänen Periode die westliche Küste Lykiens der Insel Rhodus näher, in der jetzt beide trennenden Meeresstrasse gelegen ist und durch einen mächtigen Gebirgswall gebildet wurde, der dem Vordringen des Meeres weiter nach Osten und Nordosten, in das heutige continentale Gebiet des südwestlichen Anatolien Schranken setzte. Das Zurückweichen der lykischen Küste auf ihren jetzigen Umriss mag durch Einbrüche bewirkt worden sein, die an der Grenze von Tertiär und Diluvium oder selbst erst im Quartär stattgefunden haben.

Dass in dieser späten Zeit die nordägäische Region noch der Schauplatz sehr grosser tektonischer Dislocationen war, ist eine erwiesene Thatsache. Mit Rücksicht auf die unmittelbare Nachbarschaft und im Hinblick auf die durch vorangegangene Absenkungen geschaffene Disposition hiezuhin dürfte daher auch der Süden nicht ganz frei von denselben geblieben sein. Sie machen sich hier allerdings nirgends deutlich bemerkbar, es gibt aber immerhin einzelne Phänomene, die kaum mit etwas Anderem, als mit solchen Vorgängen in Zusammenhang zu bringen sind. So scheint es sich vor Allem bei manchen von den unser Jungpliocän durchsetzenden Verwerfungen keineswegs um ein bloss durch Unterwaschung verursachtes Absitzen der Sedimente zu handeln. Hieher möchte ich überdies rechnen die zwar sehr schwache, auf grössere Entfernungen hin jedoch leicht wahrnehmbare, constant südliche Richtungen verfolgende Neigung der in Rede befindlichen Schichten, die wegen ihrer Allgemeinheit nur schwer auf eine ursprünglich nicht wagrechte Ablagerung zurückgeführt werden kann. Ob an der Küste, entlang welcher sich die oberpliocänen Bildungen mitunter scharf abgebrochen zeigen, nach dem Schlusse des Tertiär noch tektonische Einstürze vorgekommen sind, wird sich in Folge der weiten Fortschritte, welche

die Abrasion seither gemacht hat, wohl kaum mit Sicherheit feststellen lassen.

Was endlich die Quartärepoche betrifft, so ist auf Rhodus die Existenz mariner Diluvialablagerungen in hohem Grade wahrscheinlich. Zwei Umstände sprechen sehr eindringlich dafür, zunächst die Constatirung nordischer Molluskenformen im Bereiche des Jungpliocän, die, wenn es sich einmal ergeben sollte, dass sie, nur mit jetzt noch lebenden mediterranen Arten vergesellschaftet, einen speciellen Horizont ganz oben in der allerjüngsten Schichtenserie einnehmen oder sich in einer besonderen transgressiven Lage angehäuft finden, jeden Zweifel darüber ausschliessen würden, und dann das Auftreten marinen Quartärs an mehreren nahe gelegenen Punkten, so unter Anderem auf der Insel Kos und dem kleinen Eilande Yali.

Aus der historischen Zeit liegen von Rhodus im Gegensatze zu der lykischen Küste keine Anzeichen einer Niveauveränderung innerhalb der Strandzone vor. Es sind weder irgendwo erfolgte Bewegungen im Felsgerüste, noch auch Spuren eines seculären Sinkens oder Steigens des Meeresspiegels nachweisbar. Die streckenweise schön entwickelten Hohlkehlen im Mittelwasser deuten sogar direct auf eine längere Stabilität der Strandlinie hin. Trotzdem kann man aber ohne Bedenken sagen, dass hier das Land durchaus noch nicht zur Ruhe gekommen ist. Es geht dies hervor aus den häufigen Erdbeben, von denen unsere Insel, wie der ganze Aegäische Archipel und die anstossenden Festlandsgebiete, in bald stärkerer bald schwächerer Weise heimgesucht wird, und die, zumeist wohl auf tektonischen Störungen beruhend, die Fortdauer der gebirgsbildenden Kräfte bekunden.

Inhalts - Verzeichniss.

	Seite
Eingleitende Bemerkungen.	517 [1]
Literaturübersicht	522 [6]
Geologische Beschreibung.	527 [11]
I. Cretacische und eocäne Kalke	528 [12]
1. Der Kalkstock des Akramíti und Armenfsti	536 [20]
2. Der Kalkstock des Atáviro	537 [21]
3. Das Gebiet vom Cap Kopriá	541 [25]
4. Der Kítala-Rücken	541 [25]
5. Der Kalkstock des Eliasherges und Spiriótis	542 [26]
6. Der Kalkstock des Stróngilo und Kutsúthi	544 [28]
7. Der Kúmulí-Rücken	546 [30]
8. Das Gebiet am Cap Vóidi	547 [31]
9. Das Gebiet am Cap Ladikó	547 [31]
10. Piriónia Vunó oder der Aphándos-Berg .	547 [31]
11. Der Kalkstock des Zámريكا und Yamakhi	548 [32]
12. Der Kalkstock des Arkhángelos Vunó	549 [33]
13. Der Kalkstock des Línidos Vunó	550 [34]
14. Khórti Vunó	552 [36]
15. Rhóino Vunó	552 [36]
16. Kleinere zerströute Aufbrüche	552 [36]
17. Die Eilande und Klippen zwischen Rhodus und Khálki	557 [41]
II. Eocäne Flyschbildungen	557 [41]
1. Das östliche Gebiet .	564 [48]
2. Das westliche Gebiet	571 [55]
3. Das südliche Gebiet	573 [57]
4. Kleinere isolirte Vorkommnisse .	575 [59]
III. Oligocäne Flyschbildungen .	579 [63]
1. Das Gebiet von Mesanagrós	581 [65]
2. Das Gebiet Ghéskero	586 [70]
IV. Thari-Schichten .	587 [71]
1. Das Hauptgebiet	594 [78]
2. Die Umgebung des Monastirs Thári . . .	597 [81]
3. Das Vorkommen bei dem Monastir Kamíri	597 [81]
4. Kleinere Vorkommnisse	598 [82]
V. Levantinische Binnenablagerungen .	599 [83]
A. Seenabsätze .	602 [86]
1. Das nördliche Becken .	605 [89]
2. Das südliche Becken	608 [92]
3. Das Vorkommen westlich vom Skhiádi Vunó	611 [95]

	Seite
B. Fluviale Ablagerungen	613 [97]
1. Die nördliche Region	619 [108]
2. Die südliche Region	623 [107]
VI. Jungpliocäne Bildungen	627 [111]
1. Der nördlichste Theil der Insel und der Küstenstreifen im Osten bis zum Khórti Vunó.	642 [126]
2. Das südliche zusammenhängende Verbreitungsgebiet	645 [129]
3. Zerstreute Deckenreste	647 [131]
VII. Alluvium .	650 [134]
VIII. Eruptivgesteine	652 [136]
a) Serpentin	655 [139]
b) Diabas	657 [141]
c) Porphyrit	657 [141]
Abrasionserscheinungen	658 [142]
Vergleichender Ueberblick . .	665 [149]
A. Die cretacischen und alttertiären Ablagerungen .	666 [150]
B. Die neogenen Ablagerungen .	677 [161]

Geologische Übersichtskarte der INSEL RHODUS

aufgenommen in den Jahren 1887 und 1888

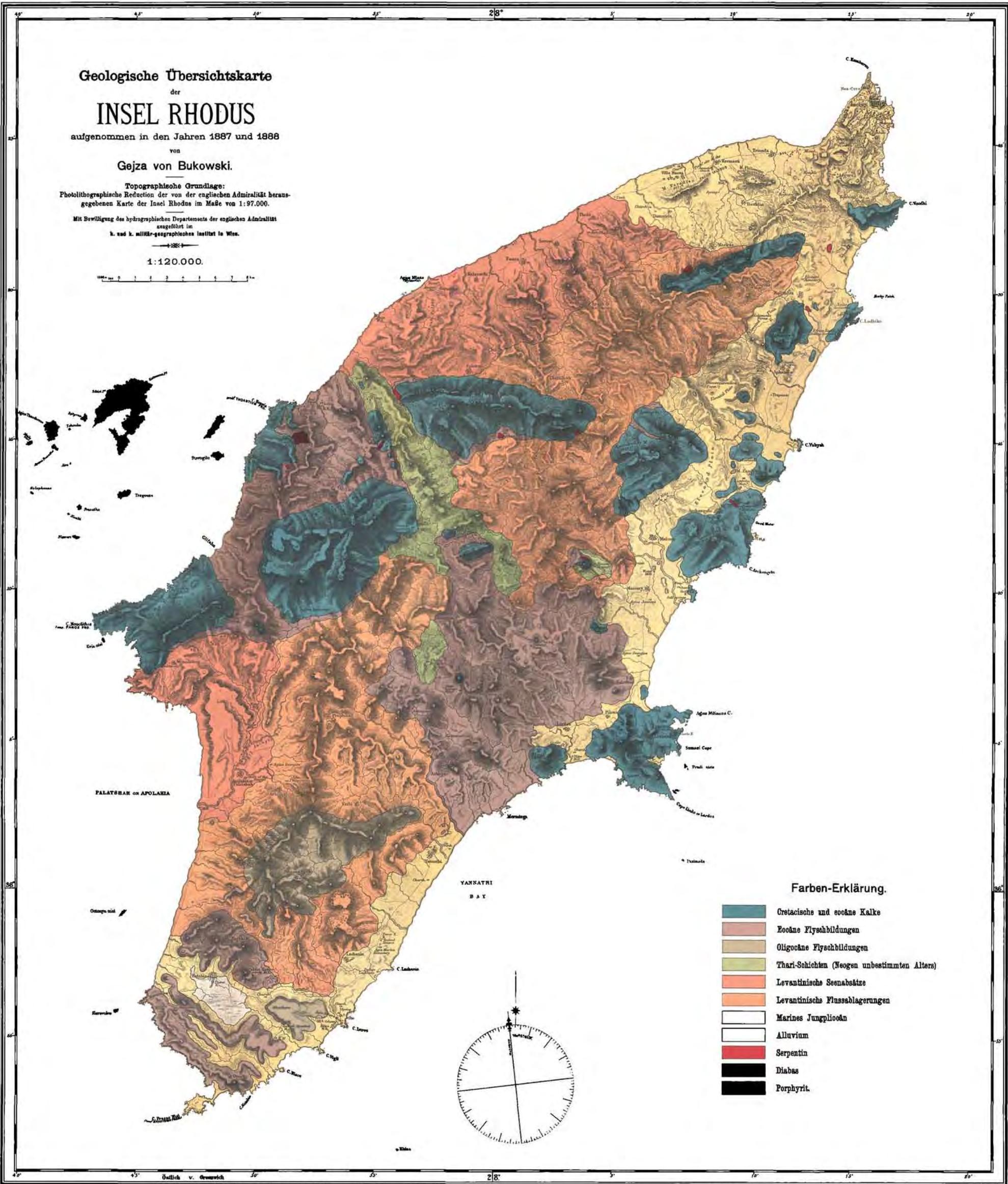
von

Gejza von Bukowski.

Topographische Grundlage:
Photolithographische Reduction der von der englischen Admiralität heraus-
gegebenen Karte der Insel Rhodus im Maße von 1:97.000.

Mit Bewilligung des hydrographischen Departements der englischen Admiralität
ausgeführt im
k. und k. militär-geographischen Institut in Wien.

1:120.000.



Farben-Erklärung.

- Cretacische und eocäne Kalke
- Eocäne Flyschbildungen
- Oligocäne Flyschbildungen
- Thuri-Schichten (Neogen unbestimmten Alters)
- Levantinische Seenabsätze
- Levantinische Flussablagerungen
- Marines Jungpliozän
- Alluvium
- Serpentin
- Diabas
- Porphyrit.

Beiträge zur Palaeontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen centralasiatischer Hochgebirge.

Von A. Bittner.

(Mit 2 Tafeln, Nr. XIV [1]—XV [2].)

I. Brachiopoden und Lamellibranchiaten aus der Trias der Himalayas.

Die nachfolgende Mittheilung ist ein Auszug aus einer grösseren, von 12 Tafeln begleiteten Abhandlung, welche demnächst in der „Palaeontologia indica“ veröffentlicht werden soll. Bezüglich der Gliederung der Trias der Himalayas sei zuvor auf das grundlegende Werk von C. L. Griesbach „Geology of the Central Himalayas“ in Memoirs of the Geol. Surv. of India 1891, vol. XXIII, verwiesen, sowie auf die in der Hauptsache übereinstimmende neuere Publication von C. Diener in Denkschriften der kais. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. LXII, 1895.

I. Arten aus der unteren Trias der Himalayas.

Ia. Aus dem Otoceras-Horizonte (in der engeren, neueren Fassung).

Aus den untersten, der Trias zugerechneten Ablagerungen im Gebiete der Himalayas wurden bereits von C. L. Griesbach neben *Bellerophon spec.* folgende Arten von Lamellibranchiern angeführt: *Posidonomya angusta* Hauer var., *Avicula Venetiana* Hauer var., *Gervilleia mytiloides* Schloth., *Modiola triquetra* Seeb. und *Myophoria ovata* Schaur. Die Fauna dieses Niveaus erweist sich, was ihre Lamellibranchier anbelangt, nach dem mir vorliegenden Materiale als eine ärmliche und einförmige; neben der vorherrschenden *Posidonomya* (*Pseudomonotis*) kommen alle übrigen Arten nur in geringer Individuenanzahl vor; von Interesse ist das Auftreten eines *Bellerophon* in ihrer Gesellschaft, sowie eines Brachiopoden aus der Familie der Rhynchonelliden. Die beschriebenen Arten sind:

Pseudomonotis Griesbachi n. sp. (*Posidonomya angusta* Hauer var. bei Griesbach), die sehr nahesteht der alpinen Art des Werfener Schiefers: *Ps. ovata* Schaur. bei W. Salomon, *Posidonomya Haueri* Tommasi.

Pseudomonotis Painkhandana n. sp.

Avicula aff. *Venetiana* Hauer., dieser Art und der *Av. inaequalis* Ben. nächstverwandt.

? *Gervilleia* spec. von ungenügender Erhaltung.

? *Myophoria* spec. von ungenügender Erhaltung.

? *Nucula* spec., eine ganz unsichere Form.

Rhynchonella (*Norella*) *procreatrix* n. sp., eine inverse *Rhynchonella*, die in nahestehenden Formen auch in jüngeren Lagen wiederkehrt.

Bellerophon cfr. *Vaceki* n. sp., wahrscheinlich identisch mit einer zuerst von M. Vacek in den unteren Werfener Schiefen des Etschthales aufgefundenen Art¹⁾.

Ib. Aus dem Subrobustus-Horizonte Diener's.

Pseudomonotis (? *Avicula*) *himaica* n. sp.

Pseudomonotis decidens n. sp., letztere Art scheint eine verkümmerte Nachzüglerin der *Pseud. Griesbachi* zu sein.

Die Schichtgruppe Ia ist verhältnissmässig reich an solchen Arten, die Verwandtschaft mit europäischen Triasformen aufweisen. Die wichtigsten und häufigsten Faunenelemente derselben, *Pseudomonotis Griesbachi*, *Avicula* aff. *Venetiana* und *Bellerophon* cfr. *Vaceki* stehen Arten des alpinen Werfener Schiefers überaus nahe oder sind zum Theil wohl gar identisch mit solchen. Einzelne der unbestimmt gebliebenen Formen, als *Gervilleia* spec., *Myophoria* spec., besitzen wahrscheinlich engere Beziehungen zu permischen Arten. Neu ist das Hinzutreten einer *Rhynchonellidenspecies*, während in den alpinen Werfener Schiefen schlosstragende Brachiopoden bisher unbekannt sind. Die Bivalvenfauna der sog. Subrobustusschichten (Ib) ist bisher auf zwei Arten beschränkt, die wenig Auffallendes bieten; eine davon scheint lediglich eine Nachzüglerin der älteren *Pseudomonotis Griesbachi* zu sein, während die zweite möglicherweise Beziehungen zu einer nordamerikanischen Triasart besitzt.

II. Arten aus dem Muschelkalke der Himalayas.

IIa. Aus dessen Hauptcomplexe mit Einschluss der Brachiopoden-reicheren Lagen der *Rhynchonella Griesbachi* n. sp. (*Rh. semiplecta* Münst. var. bei Griesbach!) und der *Spiriferina Stracheyi* Salt.

Rhynchonella Griesbachi nov. sp. (*Rh. semiplecta* Münst. var. bei Griesbach), eine Art aus der Gruppe der *Rh. trinodosi* m., die für eine gewisse Schicht nach Griesbach leitend ist.

¹⁾ Dieser *Bellerophon* wurde der Beschreibung eingefügt, weil er (auf der ersten Tafel) bereits gezeichnet war, als die ursprünglich dem Materiale beiliegenden Gastropoden ausgeschieden wurden, nachdem sich Herr Custos F. Kittl bereit erklärt hatte, deren Bearbeitung zu übernehmen.

Rhynchonella Dieneri n. sp., der vorigen nahestehend.

Rhynchonella cfr. *trinodosi* Bittn.

Rhynchonella mutabilis Stol., eine grosse Form aus derselben Gruppe.

? *Rhynchonella Salteriana* Stol., eine interessante, aber generisch unsichere Art in zwei Exemplaren von zwei weit voneinander entfernten Fundorten. Das alpine Stück, das Stoliczka zum Vergleiche heranzieht und abbildet, ist ganz verschieden und, da von unsicherer Provenienz, nicht weiter zu berücksichtigen.

Rhynchonella Theobaldiana Stol. ist auf ein einziges, in mehrfacher Hinsicht zweifelhaftes Stück begründet.

Rhynchonella (*Norella*) *Kingi* n. sp., vergesellschaftet mit der schon genannten *Rh. Griesbachi*.

Spiriferina Stracheyi Salter, eine im erwachsenen Stadium höchst charakteristische, breit- und spitzgefügelte Art von paläozoischem Habitus.

Spiriferina Lilangensis Stol. ist mit der europäischen *Spirif. fragilis* verwandt.

Spiriferina (*Mentzelia*) *Köveskalliensis* (*Suess*) *Boeckh.* Von dieser Art kann Stoliczka's *Spiriferina Spitiensis* nicht getrennt werden.

Retzia himaica n. sp., eine dritte Art aus der Lage mit *Rhynchonella Griesbachi* m.

Spirigera (*Athyris*) *Stoliczkai* nov. sp., von Stoliczka als *Spirigera* (*Athyris*) *Strohmayeri* *Suess* beschrieben, aber von dieser charakteristischen Form der norischen Hallstätter Kalke weit verschieden. Letztere ist eine diplospire Art (Typus des Subgenus *Pexidella* m.), während *Sp. Stoliczkai* zu den haplospiren Formen zählt. Sie tritt in Gesellschaft von *Spiriferina Stracheyi*, weitverbreitet im Muschelkalke der Himalayas, auf. Auch die von Salter und Stoliczka angeführte *Spirigera Deslongchampsii* *Suess* scheint hierher zu gehören.

Terebratula (*Dielasma*) *himalayana*¹⁾ nov. sp. ist jene Art aus der Faunula mit *Spiriferina Stracheyi*, die bisher als *Waldheimia Stoppanii* *Suess* angeführt wurde, von der sie aber weit verschieden ist, da die echte europäische *Waldh. Stoppanii* in die nächste Verwandtschaft von *Terebratula vulgaris* *Schloth.*, also zu *Coenothyris* gehört, wie ich vor Kurzem constatiren konnte. Freilich gibt es Arten, bei denen es schwer wird, sich für eine Einreihung zu *Dielasma* oder zu *Coenothyris* zu entscheiden, aber gerade *Terebr. tangutica* ist eine sehr typische Form von *Dielasma*, während *Waldh. Stoppanii* ebenso charakteristisch die Merkmale von *Coenothyris* aufweist, so dass an eine spezifische Identificirung beider auch nicht im entferntesten gedacht werden kann.

Terebratula (*Coenothyris*) cfr. *vulgaris* *Schloth. sp.* ist bisher nur in einem Exemplare vertreten. Gumbel hat bereits früher die *Terebratula vulgaris* aus Spiti angeführt.

¹⁾ Da, wie ich nachträglich bemerke, schon bei Davidson eine *Terebr. himalayensis* existirt, so wäre die hier beschriebene Art eventuell *T. tangutica* zu nennen.

Aulacothyris Lilangensis n. sp. (*Rhynchonella retrocita* Suess var. *angusta* bei Stoliczka!) Es wurde schon in Abhandl. XIV, S. 209, darauf hingewiesen, dass Stoliczka's indische *Rh. retrocita* gar nichts mit dieser eigenthümlichen Art der norischen Hallstätter Kalke, welche den Typus des Centronellinengeschlechts *Nucleatula* darstellt, zu thun habe. Das hat sich durch die Untersuchung des Stoliczka'schen Originals bestätigt. Ebenso wenig gehört zu *Rhynchonella retrocita* Suess die in Strachey's Palaeont. of Niti, S. 71, Taf. IX, Fig. 11, behandelte Form, die eher eine *Norella* aus der Verwandtschaft der *Norella Kingi* m. sein dürfte.

Die hier aufgezählten Brachiopodenarten vergesellschaften sich, soweit bisher bekannt, mit Ausnahme der isolirt gefundenen Formen — zu denen *Rhynch.* cfr. *trinodosi* Bittn., ? *Rhynch. Salleriana* Stol., die in vieler Hinsicht unsichere *Rh. Theobaldiana* Stol., *Spiriferina Lilangensis* Stol., *Spiriferina* (*Mentzelia*) *Köveskalliensis* Suess, *Terebratula* (*Coenoth.*) *vulgaris* Schloth. sp. und *Aulacothyris Lilangensis* n. sp. gehören — in folgender Weise:

1. Solche, die aus der Schichte mit *Rhynchonella Griesbachi* stammen:

Rhynchonella Griesbachi n. sp.
 " (*Norella*) *Kingi* n. sp.
Retzia himaica n. sp.

2. Arten aus der Faunula mit *Spiriferina Stracheyi* Salter:

Rhynchonella Dieneri n. sp.
 " *mutabilis* Stol. (?)
Spiriferina Stracheyi Salter.
Spirigera Stoliczkai n. sp.
Terebratula (*Dielasma*) *tangutica* n. sp.

Bei Dr. Carl Diener (l. c. S. 39 und a. a. O.) findet man die Angabe, dass die von ihm mitgebrachten Brachiopoden der zweiten Vergesellschaftung, jener der *Spiriferina Stracheyi*, aus derselben Lage stammen, die von Griesbach als das Niveau der *Rhynchonella semiplecta* var. (*Rh. Griesbachi*) bezeichnet wird. Das scheint nun keineswegs sichergestellt zu sein. Die Faunula der *Rhynchonella Griesbachi* wurde meines Wissens bisher nur in Bed 121 des von C. L. Griesbach studirten Profiles der Shalshal-Cliffs gesammelt. Dieses Profil ist nach Dr. C. Diener, l. c. S. 543 [11] nicht identisch mit jenem Profile, welches Griesbach später in Gesellschaft von Diener untersucht hat. Es fällt auf, dass in dem von Griesbach ursprünglich gesammelten Materiale aus jener Schicht (Bed 121) neben der häufigen *Rhynchonella Griesbachi* nur zwei andere kleine und unscheinbare Brachiopoden vorliegen, die in der von Diener ausgebeuteten Schichte mit *Sibirites Prahlada* nicht angetroffen wurden, während umgekehrt die grossen und auffallenden Arten: *Spiriferina Stracheyi*, *Spirigera Stoliczkai* und *Dielasma tanguticum* in der Lage der *Rhynchonella Griesbachi* fehlen dürften, denn es ist nicht anzu-

nehmen, dass Griesbach dieselben übersehen haben würde, während er die kleineren und unscheinbareren Arten auf sammelte. Die genaue Gleichaltrigkeit der Lage mit *Rhynchonella Griesbachi* m. und der Schichten mit *Spiriferina Stracheyi* (— Kalk mit *Sibirites Prahlada* bei Diener, l. c. S. 13, 14) ist somit weder auf Grund der beiderseitigen Brachiopoden nachweisbar, noch scheint dieselbe gegenwärtig überhaupt erwiesen zu sein. Damit soll natürlich nicht behauptet werden, dass diese beiden brachiopodenführenden Niveaus nicht in Schichten von wenig verschiedenem Alter auftreten können, deren an und für sich geringmächtigen Complex als Aequivalent der unter dem Trinodosusniveau liegenden alpinen Muschelkalkmassen und gleichzeitig als „Binodosuszone“ hinzustellen, mir allerdings gewagt erscheint. Es ist nicht unmöglich, dass die vorangehenden Subrobustussschichten Aequivalente dieses unteren Muschelkalkes der Alpen darstellen, umso mehr, als nach Diener, l. c. S. 13, diese Subrobustuskalke schon lithologisch mit dem unteren Muschelkalke übereinstimmen, während andererseits Petrefacten aus dem oberen Complexe der Otocerasschichten bisher nahezu fehlen. Doch diese Seite der Frage soll hier nur gestreift werden.

Wichtiger scheint es, hervorzuheben, dass, während die Faunula der *Rhynchonella Griesbachi* bisher auf einen einzigen Fundpunkt beschränkt erscheint, die Brachiopodenvergesellschaftung der *Spiriferina Stracheyi* eine grosse Verbreitung in den Triasbildungen der Himalayas besitzt. *Spiriferina Stracheyi* und ihre Begleitformen waren schon Strachey und Stoliczka bekannt, und sind von diesen Autoren, wenn auch unter anderen Namen, beschrieben worden, wie oben gezeigt wurde. Diese Arten lassen, soweit bekannt, keine näheren Beziehungen zu Arten der europäischen Trias erkennen und besitzen somit ein ganz spezifisches Gepräge und einen im Allgemeinen als alterthümlich oder palaeozoisch zu bezeichnenden Habitus. Dagegen sind unter den vereinzelt ausserhalb des Verbandes dieser Artenvergesellschaftungen gefundenen Brachiopoden des Muschelkalkes der Himalayas einige Anklänge an die europäische Fauna zu verzeichnen. Das bezieht sich vor Allem auf

Spiriferina (Mentzelia) Köveskalliensis, die an vier weit auseinander liegenden Fundstellen (Lilang in Spiti, Silakank-Pass, Rimkin-Paiar, Bambanag-Profil) gefunden wurde. An sie schliessen sich

Terebratula (Coenothyris) cfr. vulgaris und.

Rhynchonella cfr. trinodosi,

die bisher nur in vereinzelt Stücken von je einer Localität vorliegen. Endlich ist *Spiriferina Lilangensis* Stol. wegen ihrer engen Beziehungen zu *Spiriferina fragilis* zu nennen. Von gewissen, im europäischen Muschelkalke häufigen Arten (*Spirigera trigonella*, *Spiriferina Mentzelii*, *Aulacothyris angusta*) ist bisher keine Spur in den Himalayas bekannt geworden. Umgekehrt findet der, wie es scheint, daselbst weitverbreitete Typus der sonderbaren ? *Rhynchonella Salteriana* Stol. in Europa bisher kein Seitenstück. Auch *Retzia himaica* ist ein den europäischen Triasablagerungen fremder Typus.

II b. Aus den Uebergangsschichten zwischen dem Haupt-complexe des Muschelkalkes und den sogen. „Daonella-beds“ (den Aonoideschichten bei Diener, dem Lager der *Daonella indica* n.).

Anlacothyris Nilangensis n. sp.

Spirigera lunica n. sp.

Rhynchonella (*Norella*) *Kingi* n. sp.

Rhynchonella (*Norella*) *tibetica* n. sp.

Rhynchonella Rimkinensis n. sp.

Die letztgenannte *Rhynchonella* stammt aus einem grauen Crinoidenkalk, unmittelbar über dem Muschelkalkcomplexe des Profiles von Rimkin-Paiar (vergl. Diener, l. c. pag. 15). Die übrigen vier Arten bilden eine kleine Vergesellschaftung unscheinbarer Brachiopodenformen, die sich in dem über jenem Crinoidenkalk liegenden Niveau der *Daonella indica* weitverbreitet findet und deshalb von Interesse ist. Das wichtigste Fossil dieser „Halobienbank des Aonoidesniveaus“ (bei Diener) aber ist:

Daonella indica nov. spec.

Es ist das jene in der Trias der Himalayas schon von Strachey und Stoliczka aufgefundene Art, die meist als *Halobia Lommeli* angeführt wurde, die aber von dieser Art weit verschieden ist und vielmehr zur Formengruppe der *Daonella tyrolensis* Mojs. gehört. Am nächsten wohl steht sie der wenig genau gekannten *Daonella parthanensis* Schafh. sp. *Daonella Lommeli*, diese für die ladinischen Ablagerungen der Alpen so bezeichnende Art, schien bisher der Trias der Himalayas zu fehlen, so wie Aequivalente der ladinischen Niveaus überhaupt bisher nicht repräsentirt waren (man vergleiche Diener, l. c. S. 49). Das kann wohl für so schwer zugängliche Gebiete umso weniger Wunder nehmen, wenn man bedenkt, dass Aequivalente ladinischer Ablagerungen auch in den Nordostalpen erst in neuerer Zeit mit voller Sicherheit nachgewiesen werden konnten, und dass Funde von *Daonella Lommeli* in den Nordostalpen auch heute noch zu den grössten Seltenheiten zählen und erst von ganz vereinzelten Stellen bekannt sind (vergl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1894, S. 382).

Diese Lücke in der Trias der Himalayas dürfte nun möglicherweise wenigstens zum Theil ausgefüllt werden durch ein Vorkommen, dessen Auffindung ebenfalls dem um die Erforschung der Triasablagerungen der Himalayas hochverdienten Director C. L. Griesbach zu verdanken ist. Es ist bisher repräsentirt durch ein Gesteinstück eines dunklen, ein wenig dolomitischen, sehr thonhaltigen Kalkes von plattiger Absonderung, mit ziemlich ebenen Schichtflächen, auf welchen zahlreiche minutiöse Partikelchen weissen Glimmers verstreut sind. Ein ähnliches Gestein ist mir von keiner anderen Fundstelle aus den Himalayas bekannt geworden. Es stammt aus der Gegend südöstlich von Muth in Spiti, aus dem Complexe der „Daonella-beds“,

die nach Griesbach bekanntlich unmittelbar über dem Muschelkalke mit *Ptychites Gerardi* beginnen.

Auf diesem Gesteinsstücke nun liegen zwei Klappen einer *Daonella*, die unbedingt für die echte

Daonella Lommeli Wissm. sp.

erklärt werden kann, soweit ein so geringes Materiale überhaupt einen Vergleich, resp. eine Bestimmung zulässt. Vielleicht haben wir in diesem Vorkommen einen Beleg dafür zu erblicken, dass die bisher in der Trias der Himalayas vermissten ladinischen Ablagerungen denn doch in derselben, wenn auch nur in der geringen Mächtigkeit und dürftigen Entwicklung wie in den Nordalpen, vertreten sind und aus diesem Grunde bisher übersehen wurden. Ueber die genauere Lagerung dieser *Daonella*—*Lommeli*-Schichten und ihr Verhalten zu den weitverbreiteten Bänken mit *Daonella indica*, die bereits der karnischen Stufe zugezählt werden (was aber kaum genügend begründet ist), sind weitere Beobachtungen im Felde erwünscht.

III. Arten aus der oberen Trias der Himalayas.

III a. Aus den sogen. „*Daonella*-beds“ (*Halobia comata*-Horizont) mit Einschluss der höher folgenden Schichten der *Spiriferina Griesbachi* m.

Aus der unteren Abtheilung dieser Schichtgruppe III a liegen bisher vor:

Spiriferina Shalshalensis n. sp.

Rctzia Schwageri Bittn. var. *asiatica* nov.

Rhynchonella Laucana n. sp., der Hallstätter (karnischen)

Rh. regilla m. nahestehend.

Rhynch. Bambanagensis n. sp.

Halobia fascigera nov. spec., } beide

Halobia comata nov. spec., } aus der *Rugosa*-Gruppe.

Avicula (?) *Girthiana* n. sp.

Cassianella pl. spec. innom.

Lima spec. indet.

Lima (?) *serraticosta* n. sp.

Aus der oberen Abtheilung derselben Schichtgruppe (dem Lager der *Spiriferina Griesbachi* und dem noch darüber folgenden Lager der *Anodontophora Griesbachi*) liegen vor:

Spiriferina Griesbachi nov. spec., die leitende Form, eine ansehnlich grosse *Spiriferina* mit breitem Sinus der grossen Klappe, in dem eine schwache Medianrippe steht, und entsprechend zweitheiligem Wulste der kleinen Klappe. Die kleinasiatische *Spiriferina Moscai* m. aus der Trias von Balia-Maaden besitzt eine ähnliche Berippung.

Es ist nicht unmöglich, dass die beiden, von Stoliczka als carbonische Arten der „Kuling-Series“ beschriebenen Formen *Spiriferina tibetica* und *Sp. altivaga* mit *Spiriferina Griesbachi* spezifisch zusammenfallen. Ein Gesteinsstück voll von *Spiriferina tibetica* brachte Griesbach vom Manirang-Passe in Spiti mit und bezeichnete es als rhätischen Alters (Geology of Centr. Him., pag. 220). Auch *Spirifera Vihiana Davidson* (Quart. Journ. 1866, 22. Bd., S. 41, Taf. XXII, Fig. 4) von Vihi in Kashmir, ebenfalls eine als „carbonisch“ geltende Art, steht der *Spiriferina Griesbachi* und *Sp. tibetica* sehr nahe. Dass übrigens ähnliche Formen schon im Devon auftreten, zeigt Oehlert's Arbeit in Bull. Soc. géol. de France, 3. sér. XXIV, 1896, S. 814, tab. 28.

Retziu Schwageri Bittn. var. asiatica nov., hier typischer als in der unteren Abtheilung dieser Gruppe.

Spirigera Dieneri n. sp. Sie hat mit der älteren *Sp. Stoliczkai* die kräftigen Wirbelverdickungen und wohlentwickelten Zahnstützen gemein, ist ebenfalls haplospir, aber sonst von prägnanteren Umrissen, durch die sie an die carbonischen *Seminula*-Arten (*Spir. subtilita*, *Sp. trinuclea Hall*) erinnert.

Amphiclina spec., als erste Art dieser Gattung in der Trias der Himalayas von Interesse. Eine *Amphiclinodonta* wurde von Balia-Maaden (Kleinasien) beschrieben.

Rhynchonella Bambanagensis n. sp.

Rhynchonella Martoliana n. sp., eine merkwürdige Art von dem auffallend geflügelten Habitus gewisser europäischer Muschelkalk-Rhynchonellen (*Rh. vivida m.*, *Rh. volitans m.*).

Aulacothyris Joharensis n. sp., der älteren *Aul. Nilangensis* sehr ähnlich.

Cassianella pulchella n. sp., eine sehr kleine, äusserst zierlich sculpturirte Form, die der Kössener *C. speciosa Mer.* am nächsten steht.

Lima cumaunica n. sp.

Pecten biformatus n. sp.

Pecten interruptus n. sp.

*Anodontophora*¹⁾ *Griesbachi n. sp.*, sie kommt schon in den „Tropites-beds“ im Liegenden der *Spiriferina Griesbachi* vor, reicht aber auch noch höher hinauf, in die „Sagenites-beds“, wo sie eigentlich zu Hause ist.

Aus der hier aufgezählten, bisher bekannten Fauna der sog. „Daonella-beds“ mit Hinzurechnung der hangenden Schichtgruppen der *Spiriferina Griesbachi* und *Anodontophora Griesbachi* verdienen speciell aus der unteren Abtheilung fast nur die Halobien-Arten aus der Gruppe der *Hal. rugosa* (oder *fallax*) einer besonderen Erwähnung. Von ihnen scheint *Halobia comata* eine weitere Verbreitung zu besitzen, und ist somit geeignet, einen Schichtennamen darzubieten

¹⁾ *Anodontophora* wird in der „Revue critique de Paléozoologie“ Nr. 2, 1897, von M. Coßmann als Ersatz für den schon früher vergriffenen Namen *Anoplophora Sandb.* vorgeschlagen.

für diese eigentlichen „Daonella-beds“, die demnach richtiger als *Halobia comata*-Horizont zu bezeichnen wären.

Aus der oberen Unterabtheilung dieser Gruppe IIIa ist besonders die Fauna der *Spiriferina Griesbachi* hervorzuheben und aus ihr wieder die Leitform selbst, welche eine weitere Verbreitung zu besitzen scheint, während die übrigen Arten dieser Fauna bisher nur aus dem Bambanag-Profil im Girithale bekannt sind.

Es scheinen Spiriferinen vom Typus der *Spiriferina Griesbachi* auch der alpinen Trias nicht gänzlich zu fehlen, denn vor Kurzem fand ich an einer von Hofrath Prof. F. Toulou im Frühjahr 1898 entdeckten Localität nächst Baden bei Wien neben anderen Brachiopoden der Carditaschichten, resp. Opponitzer Kalke¹⁾ (als: *Amphiclina amoena* m. und ihren Nebenformen, *Spirigera* cfr. *indistincta* Beyr. sp., *Cruratlula Damesi* m.) eine kleine Klappe einer *Spiriferina* mit einfach und regelmässig längsgetheiltem, sehr breit werdenden Medianwulste, die der asiatischen Art zum mindesten sehr nahe stehen muss.

IIIb. Arten aus der oberen Abtheilung der obertriadischen Ablagerungen der Himalayas, aus den Dolomiten und Megalodon-führenden Kalken der obersten Trias.

Es sind aus diesen obersten, mächtigen Kalk- und Dolomitmassen der Himalayas bisher weder Halobienbänke, noch Bänke mit der echten *Monotis salinaria* und mit Halorellen²⁾; wie solche schon Stoliczka im östlichen Pamirgebiete auffand (vergl. E. Suess in Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien, 1894, LXI, S. 458), bekannt geworden. Die wenigen Fossilien, die mir aus diesem Niveau vorlagen, sind Megalodontiden:

Megalodon cultridens nov. spec., eine ansehnlich grosse Art mit mächtig entwickeltem Schlossapparate, dessen linksseitige Zähne scharfe Leisten bilden. Das Exemplar scheint ebenfalls bereits von Stoliczka mitgebracht zu sein und stammt aus der Gegend von Lingti-Sumdo (in Tibet?).

Megalodon Ladakhensis n. sp. wurde schon von R. Lyddecker als *M. cfr. gryphoides* Gumb. abgebildet und stammt wohl auch aus den Aufsammlungen Stoliczka's.

¹⁾ Ein unseren Cardita- oder Opponitzer Schichten direct vergleichbares, petrefactenführendes Niveau ist in der Trias der Himalayas bisher nicht bekannt geworden. Doch sei darauf hingewiesen, dass mir ein vereinzelt Stückchen eines dunklen, eigenthümlich tuftartig aussehenden Gesteines vorlag, auf dem einige unvollkommen erhaltene *Pectines*, mit der eigenthümlichen Schalenstructur des *Pecten filiosus* Hauer, sich befanden. Das Stück stammt sowie die oben erwähnte Platte mit *Spiriferina* cfr. *tibetica* vom Manirang-Passe in Spiti, einer Localität, welche sonach eine gewisse Hoffnung auf einen künftigen Nachweis des Lunz-Raibler Niveaus in alpiner Entwicklung zu bieten scheint.

²⁾ Die von F. Stoliczka seinerzeit (Geol. Surv. of India V, S. 70) aus „Kössener“, oder „liasischen“ Ablagerungen der Himalayas namhaft gemachte *Rhynchonella pedata* Br. sp. kann, wie ich mich an den Stücken überzeugen konnte, gewiss nicht zu *Halorella* m. gestellt werden, sondern ist eine sehr ungenügend erhaltene *Rhynchonella* eines indifferenten liasischen Typus.

Dicerocardium himalayense Stol., bekanntlich schon von F. Stoliczka selbst beschrieben, ebenfalls aus Spiti, aus Stoliczka's sog. „Parakalke“ stammend.

Eigentlich rhätische, d. h. Kössener Petrefacten sind in dem von mir untersuchten Materiale nicht vorhanden gewesen.

Anhangsweise werden einige Arten aus nicht genauer horizontirten Niveaus beschrieben und zwar:

Myophoria ex aff. *ovatae* Goldf. aus einem möglicherweise dem Buntsandstein- (Werfener Schiefer-) Niveau angehörendem Gesteine von Dras Valley, Kashmir.

Rhynchonella (*Austriella*) *Middlemissii* nov. spec., eine Art von Hallstätter Typus aus den rothen Klippenkalken (Muschelkalk nach Dr. Diener) von Chitichun, Tibet.

Spirigera (?) *Noellingii* nov. spec., ein merkwürdiger Brachiopode mit festen Armspiralen, angeblich aus Liasablagerungen von Nio Sumdo, Karnag.

Die Gesamtanzahl der aus den Triasablagerungen der Himalayas diesmal beschriebenen Arten beträgt ungefähr 60, die sich zu ungefähr gleichen Theilen auf Brachiopoden und Lamellibranchier vertheilen. Das ist mit Hinzuzählung einiger weniger, von früher her bekannter Arten eine minimale Zahl gegenüber dem bis heute aus der alpinen Trias bekannten und noch lange nicht erschöpften Formenreichtume an diesen Organismen. Die wenigen, bisher bekannten Brachiopoden der Trias der Himalayas vertheilen sich auf die Gattungen *Terebratulula* (mit *Dielasma* und *Coenothyris*), *Aulacothyris*, *Rhynchonella* (mit *Norella* und *Austriella*), *Spiriferina* (mit *Mentzelia*), *Spirigera* (*Athyris* aut.), *Amphiclina*, *Retzia* und *Discina*. Die Bivalven sind vertreten durch die Genera *Avicula*, *Pseudomonotis*, *Gervilleia*, *Cassianella*, *Halobia*, *Daonella*, *Pecten*, *Lima*, *Myophoria*, *Megalodon*, *Dicerocardium* und *Anodontophora* (*Anoplophora*). Das sind durchaus auch in der alpinen Trias wohlbekannte und allgemein verbreitete, theilweise für dieselbe absolut (*Mentzelia*, *Amphiclina*, *Cassianella*, *Halobia*, *Daonella*, *Dicerocardium*) oder relativ, d. h. im Gegensatze zu jüngeren Bildungen (*Dielasma*, *Coenothyris*, *Spirigera*, *Retzia*, etc.) charakteristische Gattungen. Specifisch mit alpinen übereinstimmende Arten dagegen sind nur äusserst spärlich vertreten. Als solche wären eigentlich nur anzuführen die Muschelkalk-Brachiopoden *Mentzelia Köveskalliensis*, *Coenothyris* cfr. *vulgaris* und *Rhynchonella* cfr. *trinodosi*, wobei die Bestimmung der beiden letztgenannten schon deshalb nicht völlig gesichert ist, weil beide nur in je einem nicht völlig typischen Exemplar vorliegen. Ausser diesen drei Brachiopoden ist wahrscheinlich nur noch *Daonella Lommeli* völlig identisch mit der alpinen Art.

Von mit europäischen Arten nahe verwandten Arten schliessen sich an: *Pseudomonotis Griesbachi*, *Avicula* aff. *Venetiana*, *Bellerophon* cfr. *Vaceki*, *Retzia Schwageri* und etwa noch *Rhynchonella Laucana*.

Alle übrigen Arten sind von europäischen Triasformen beträchtlich und auffallend verschieden, woraus sich der Schluss zu ergeben scheint, dass die gesammte Brachiopoden- und Bivalvenfauna der Trias der Himalayas von der gleichalten alpinen Fauna ansehnlich differiren muss.

Als einzelne auffallend abweichende Typen, die in der alpinen Trias bisher so gut wie gar nicht vertreten sind, wären hervorzuheben: *Retzia himaica*, *Spiriferina Stracheyi*, *Rhynchonella* (?) *Salteriana*, *Lima serraticosta*, *Pecten biformatus*, vielleicht *Megalodon cultridens*. Auch *Spiriferina Griesbachi* wäre hier zu nennen gewesen, aber der oben erwähnte Fund beweist, wie auch derartige, der alpinen Trias scheinbar fremdartige Typen heute noch in derselben nachgewiesen werden können. Es wäre daher umso verfrühter, Schlüsse in umgekehrter Richtung zu ziehen.

Ueber die Eigenthümlichkeiten der Einzelfaunen verschiedenen Alters wurde bereits oben Einiges bemerkt. Es würde noch erübrigen, speciell auf jene faunistischen Vergesellschaftungen hinzuweisen, die eine grössere Verbreitung innerhalb der Trias der Himalayas besitzen.

Es sind folgende:

1. Die unterste Fauna der Otoceras-beds mit *Pseudomonotis Griesbachi m.* Sie ist aus dem Shalshalprofile bei Rimkin-Paiar, aus der Gegend von Kiunglung am Niti-Passe und von Kuling in Spiti bekannt.

2. Die Fauna des Horizontes der *Spiriferina Stracheyi*. Dieselbe ist besonders weit verbreitet und sowohl von Rimkin-Paiar als von zahlreichen Localitäten in Spiti (Lilang, Kuling, Muth etc.) bekannt. Von den vereinzelt gefundenen Muschelkalk-Brachiopoden besitzt man gegenwärtig nur über die weitere Verbreitung von *Spiriferina Köveskalliensis* und von *Rhynchonella Salteriana* Nachrichten.

3. Die Fauna des Horizontes der *Daonella indica*. Man kennt sie von Shalshal (Rimkin-Paiar), von Ralphu im Lissar valley, von Dogkwa Aur im Hop Gadh (Hundés) und von Ganesganga, Khar, Kuling in Spiti.

4. Die Fauna der *Halobia comata*. Diese Art selbst ist nicht nur aus dem Bambanagprofile, sondern auch von Kiunglung nächst dem Nitipasse bekannt.

5. Die Fauna der *Spiriferina Griesbachi*. Diese aus dem Bambanagprofile stammende Art dürfte, vorausgesetzt, dass auch *Spiriferina tibetica* zu ihr gehört, auch in Spiti (Kibber, Kuling, Manirangpass) sehr verbreitet sein.

6. Endlich die *Megalodontenfauna* des Parakalkes von Spiti, Rupshu, Ladakh und Karnag.

II. Ueber von Dr. A. v. Krafft aus Bokhara mitgebrachte jungpalaeozoische und altriadische Versteinerungen.

(Hiezu die beiden Tafeln.)

Die von Herrn Dr. A. v. Krafft gelegentlich seines letzten Aufenthaltes in Wien, im December 1898, mir übergebenen, von seiner Reise in Bokhara mitgebrachten Petrefacte stammen aus Schichten, die theils als jungpalaeozoisch angesprochen, theils nach ihren faunistischen Merkmalen als altriadisch erkannt wurden.

Die jungpalaeozoischen Vorkommnisse sind durch zweierlei Gesteine vertreten: durch einen sehr unreinen, kalkigen Tuff mit vorherrschender Bivalvenfauna und durch einen zähen, dunklen Kalk, welcher nach Herrn v. Krafft jünger ist als der Tuff und Brachiopoden führt.

Die triadischen Gesteine werden repräsentirt durch einen rothen, plattigen Sandstein, der erfüllt ist von Versteinerungen, grösstentheils Lamellibranchiaten im Zustande von Sculptur-Steinkernen, und durch graue Kalkplatten, die nach Herrn v. Krafft mit den rothen Sandsteinen in Verbindung stehen und welche ebenfalls Bivalven führen. Beide Gesteine, insbesondere aber das erstgenannte, sind schon lithologisch ganz identisch mit gewissen weitverbreiteten Gesteinen unserer alpinen Buntsandsteinbildungen oder Werfener Schiefer. Auch die Fauna der rothen Sandsteine aus Bokhara erweist sich als eine typische Fauna des Werfener Schiefers.

Im Nachstehenden sollen einige Bemerkungen über die aus den von Dr. v. Krafft mitgebrachten Gesteinsstücken gewonnenen Petrefacte mitgetheilt werden, wobei mit der Aufzählung von dem ältesten Vorkommen begonnen wird.

1. Jungpalaeozoische Bildungen.

a) Tuffe vom Kai-Schach in der Provinz Darwas.

Myophoria Darwasana n. sp.

Taf. XIV (1), Fig. 1, 2 und 3.

Die häufigste Art der Tuffe vom Kai-Schach in Darwas ist eine kleine Bivalve, die ich zunächst für zu *Schizodus*¹⁾ gehörig zu halten geneigt war, bis sich ein Exemplar fand, an dem vor dem Wirbel — die Stücke sind grösstentheils Steinkerne — sich die charakteri-

¹⁾ Der Freundlichkeit des Herrn Dr. S. Freiherrn v. Wöhrmann in St. Petersburg verdanke ich den Hinweis darauf, dass in Muschketow und Romanowski's „Materialien zur Geologie Turkestans“, 2. Theil, 1890, ein *Schizodus truncatus* aus den sog. Nebraskaschichten angeführt und abgebildet wird (pag. 92, Tab. XXII, Fig. 1).

stische Furche, das Negativ der den vorderen Schliessmuskel begrenzenden Leiste der Myophorien zeigte. Dieses Merkmal liess sich an den meisten Exemplaren erkennen. Im Umriss ist die Art ganz wie die jüngere *Myophoria ovata* der Trias gebildet, sie besitzt eine deutlich ausgeprägte Kielkante, die ein hinteres Feldchen, die „Area“ der Myophorienschale, abtrennt. Diese Kielkante ist wenig scharf, gerundet, und verlöscht gegen den Hinterrand der Schale vollends. Vor der Kielrippe ist der Pallealrand nicht eingezogen, wie bei den meisten Arten von *Schizodus*, auch ist keine noch so geringe entsprechende Einschnürung der Klappen an dieser Stelle wahrnehmbar, sondern der Pallealrand ist in vollem Bogen gerundet. Die Area ist flach oder fast ein wenig eingedrückt, neben ihr am hinteren Schlossrande liegt noch ein vertieftes Schildchen. Vor dem Wirbel erscheint, deutlich an mehreren Stücken zu beobachten, der scharfe, schmale, seichte Einschnitt der Muskelleiste. Die Schale selbst ist in eine glänzende, lagenweise abblätternde Masse verwandelt, die von der Oberfläche nichts sicheres wahrzunehmen gestattet, doch dürfte die Schale glatt gewesen sein.

Neben einer längeren, gestreckteren Form, der die Mehrzahl der Stücke (6) zufällt, erscheint in einem Exemplare eine sonst ganz übereinstimmende kürzere Form, die man als *var. brevis* bezeichnen könnte, vertreten. Ihr Kiel ist sehr stumpf, die vordere Muskelleiste deutlich wahrnehmbar (Fig. 3).

Das Vorkommen von Myophorien in jungpalaeozoischen Schichten hat gegenwärtig nichts Ueberraschendes mehr, denn abgesehen davon, dass schon Gruenewaldt auf die Existenz devonischer Myophorien hingewiesen hat¹⁾, sind jungpalaeozoische Arten aus Ostindien von W. Waagen beschrieben worden. Die drei von Waagen beschriebenen Arten sind durchaus kürzer von Gestalt, als die häufigere Form von Bokhara und nur deren *var. brevis* kann mit ihnen verglichen werden. Zwei der Waagen'schen Arten erscheinen aber noch kürzer als diese *var. brevis*, so dass nur *Myophoria praecox* Waag. derselben in den Umrissen wirklich nahekommt; doch ist nicht zu constatiren, ob unsere Form die regelmässige, zierliche Anwachsstreifung der *M. praecox* besessen hat.

Wären die Myophorien von Bokhara, wie es den Anschein hat, ganz glatt gewesen, so würden sie wohl zunächst verwandt sein mit der in der Trias weitverbreiteten Gruppe der *Myophoria ovata*, der wir — und das ist wohl von einigem Interesse — auch in den triadischen Schichten von Bokhara begegnen werden.

Die grosse Aehnlichkeit der *Myophoria* von Bokhara, die hier beschrieben wurde, mit *Myophoria ovata* ergibt sich schon aus einem Vergleiche mit den Abbildungen bei Benecke, Beiträge 1876, II., Taf. I, Fig. 4, und bei Schauroth, Sitzber. d. W. Akad. d. Wiss., 34. Bd., Taf. II, Fig. 15 und fällt auch auf der hier beigegebenen Tafel XIV (1) in die Augen.

¹⁾ Man vergl. hier insbesondere Beushausen: Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon etc. Abhandl. d. kön. preuss. geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 17, 1895, S. 113.

Clidophorus spec.

Taf. XIV (1), Fig. 5.

Ausser der oben beschriebenen *Myophoria* haben die Tuffe des Kai-Schach nur noch wenige andere, schlecht erhaltene Bivalvenreste geliefert, von denen wohl die auffallendsten in Steinkernen langgestreckter Formen mit fast parallelem Schloss- und Pallealrande und deutlicher vorderer Muskelleiste (resp. dem Eindrücke derselben) bestehen. Sie sehen keiner anderen Art so ähnlich, als gewissen Formen von *Clidophorus Pallasii Vern.* bei Golovkinsky in Mat. f. d. Geol. Russlands I, Taf. IV, Fig. 9, 11.

? *Avicula spec.*

Taf. XIV (1), Fig. 4.

Ihres wohl erhaltenen Umrisses wegen verdient noch eine kleine ? *Avicula* oder ? *Gervilleia* angeführt zu werden, die lebhaft an *Avicula chidruensis Waag* oder auch an *Gervilleia Sedgwickiana King.* (bei Geinitz, Dyas XIV, 23) erinnert.

Neben diesen und einigen wenigen anderen, noch schwerer deutbaren Bivalvenfragmenten sind in den Tuffen des Kai-Schach auch vereinzelt Bruchstücke faserschaliger Brachiopoden zu finden, die nicht einmal generisch bestimmt werden können.

b) Brachiopodenkalk vom Gipfel des Kai-Schach in der Provinz Darwas.

Die genauere Bezeichnung der Fundstelle lautet laut beiliegender Original-Etiquette des Herrn v. Krafft:

„21. September: Auf der Spitze (3870 m) des Kai-Schach, östlich bei Ravnau, Darwas. Block mit Brachiopoden; oberste Lage der (permischen ?) Tuff- und Kalkserie.“

Aus dem dunklen, zähen, unter dem Hammer häufig Funken gebenden Kalke wurde eine Anzahl von glatten Brachiopoden gewonnen, meist in Einzelklappen, die oft zerdrückt sind. Die ziemlich schmale Gestalt und der dickschalige Schnabel der grossen Klappe liessen dieselben auf den ersten Blick hin als Angehörige der Gattung *Spirigera* deuten, die weitere Präparation aber ergab eine schmale Spiriferen-Area mit mittlerer Deltidialöffnung, während eine endständige Oeffnung des Schnabels nicht vorhanden ist; es war somit etwa an eine schmale Abart der vielgestaltigen triadischen Mentzelien zu denken, von denen in der That gewisse Formen, wie die dick-schnäbeligen, mit schmaler Area versehenen südtiroler Abarten *acrorhyncha Lor.* und *judicavica m.* habituell recht ähnlich sind. Allein es zeigte sich weiter, dass der Art vom Kai-Schach das Medianseptum im Schnabel der grossen Klappe gänzlich fehlt und die Form muss somit zu der bisher nur aus palaeozoischen Ablagerungen bekannten Gattung *Martinia King* gestellt werden:

Martinia Krafti nov. spec.

Taf. XIV (1), Fig. 8—12.

Ein glatter Spiriferide, dessen grosse Klappe einen sehr dickschaligen, stark übergebogenen, kräftig entwickelten Schnabel mit einer auffallend kleinen, schmalen Area besitzt. Die Länge der grossen Klappe ist meist etwas beträchtlicher als deren Breite, so dass die Art zu den schmäleren und gestreckteren gehört, was für palaeozoische Spiriferen immerhin ungewöhnlich ist. Die Breite der Area, an ihrer Basis gemessen, beträgt $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ der Breite der grossen Schale, die Entwicklung der Area ist somit eine für Spiriferiden ungewöhnlich schwache. Es bedarf in Folge dessen eines ziemlichen Aufwandes an Mühe, um diese Area unter dem stark vorgekrümmten, kräftigen Schnabel überhaupt freizulegen. Die Deltidialöffnung selbst ist ziemlich breit, so dass nur schmale Partien der Area zu beiden Seiten derselben erhalten bleiben; sie sind nach aussen durch ziemlich scharfe Leisten begrenzt (Taf. XIV [1], Fig. 10). Die Medianpartie der grossen Klappe besitzt einen ziemlich schmalen und seichten Sinus oder wenigstens eine leichte Andeutung eines solchen oft nur in Form einer medianen Abflachung, und eine entsprechend vorgezogene Stirnzunge. Einzelne der grösseren Exemplare zeigen an den Flanken nächst der Commissur leichte Spuren von Fältelung oder Furchung, die bisweilen auch auf dem Steinkerne sichtbar ist. Anwachsstreifung nur hie und da nächst der Stirn. Die kleinen Klappen, die in geringerer Anzahl vorliegen, erscheinen verhältnissmässig breiter und haben eine leichte mediane Aufwulstung, bieten aber sonst keine charakteristischen Eigenthümlichkeiten.

Die aussen abblätternde Schale ist innen faserig; die feine Punktirung der äussersten Oberhaut vermag ich — wohl in Folge der Erhaltung — nicht aufzufinden. An den Wirbeln, insbesondere am Schnabel der grossen Klappe ist die Schale sehr dick, die Spitze des Wirbels selbst ist eine compacte Masse, und zwar sind deren Seitenwände noch stärker als die Aussenwand in der Medianlinie, wo die tiefeingesenkten Muskeleindrücke eine Schwächung der Schale hervorrufen, die auf den Steinkernen natürlich als Erhöhung hervortritt. Ein Medianseptum fehlt vollständig, auch durchgreifende Zahnstützen sind nicht vorhanden, sondern die Seitenwände der Deltidialspalte bilden scheinbar durchaus compacte Massen. Erst wenn man unter die Ebene der Area hinabschleift, beginnen sich die Zahnstützen von der Arealplatte abzulösen und sich zuletzt ganz zu isoliren (Fig. 12), so dass das Bild des Schliffes endlich jenem dickschaliger Trias-Mentzelien (Abhandl. geol. R.-A. XIV, S. 25) — mit Ausnahme des mangelnden Medianseptums — nicht unähnlich wird.

Es ist sicher, dass die Zahnstützen bei der hier beschriebenen Art nicht an die Aussenwand des Schnabels reichen, im Gegensatz zu dem, was bei zahlreichen Spiriferiden der Fall ist und auch für *Martiniopsis Waagen* gilt, welche Gattung sich nach *Waagen* hauptsächlich durch dieses Merkmal von *Martinia* unterscheidet. *Waagen* gibt nun allerdings an, dass bei *Martinia* Zahnstützen vollkommen fehlen und will das auch an dem Typus der Gattung, *Martinia glabra* von

Visé, constatirt haben, wobei allerdings nicht gesagt wird, ob diese Constatirung durch Schriffe erfolgte, so dass eventuell bei *Martinia glabra* und den Waagen'schen Arten immerhin auch nicht durchgreifende Zahnstützen vorhanden sein könnten, wie es denn überhaupt von vorneherein fragwürdig erscheinen muss, dass nicht bei allen Spiriferen die Begrenzung der Deltidialspalte durch Zahnstützen gebildet sein sollte. Nach Waagen hat übrigens auch das verwandte Genus *Reticularia* keine Zahnstützen. Das ziemlich reiche Materiale an *Martinia glabra* und *Reticularia lineata* aus dem Bergkalke von Visé, welches die Sammlung der geologischen Reichsanstalt besitzt, ermöglichte mir es, die Schriffe auszuführen, die nöthig waren, um mir ein eigenes Urtheil über diese Verhältnisse zu gestatten, und da zeigte es sich, dass die dünnchalige *Martinia glabra* von Visé sich genau so verhält, wie die dickschalige Form von Bokhara, d. h. es sind Zahnstützen vorhanden, aber sie begrenzen lediglich die Arealspalte und reichen nicht bis zur Aussenseite des Schnabels (Taf. XIV [1], Fig. 13). Die dickschalige *Reticularia lineata* von Visé besitzt noch mehr reducirte Zahnstützen, die nur die Arealspalte begrenzen und nicht tiefer ins Innere reichen als die Arealplatte selbst (Taf. XIV [1], Fig. 14), während bei *Martinia glabra* sowie bei der Form aus Bokhara die Zahnstützen ein wenig tiefer hinabreichen, so dass sie noch nach dem Durchschleifen der Arealplatte als isolirte Lamellen im Schriffelfelde sichtbar bleiben. Uebrigens stehen die beiden Gattungen *Martinia* und *Reticularia* einander wohl ebenso nahe, wie die glatten und die feingestreiften Mentzelien des Muschelkalkes.

Die nähere Verwandtschaft der hier beschriebenen *Martinia Krafftii* von Bokhara ist nicht gerade leicht festzustellen, weil sich die beschriebenen Arten untereinander vielfach nur durch recht minutiöse Merkmale unterscheiden. Von Waagen's ostindischen Arten kann wohl nur *Martinia elongata* verglichen werden, aber auch diese scheint breiter zu sein als unsere Form. *Martinia contracta* Meek and Worth. (Pal. of Illinois II, S. 298, Taf. 23, Fig. 5) ist gleichmässiger gerundet und dürfte eine höhere Stirnzunge besitzen, in der Art, wie *Martinia nucula* Rothpl. von Timor. Rothpletz hält diese Art für identisch mit der vielberufenen *Martinia* (?) *sempi plana* bei Tschernyschew (Allg. geol. Karte von Russland, Bl. 139; S. 369, Taf. V, Fig. 1, 3), was aber, wenn man die Abbildungen vergleicht, nicht gerade wahrscheinlich ist, da die Form, die Tschernyschew abbildet, viel breiter erscheint.

Waagen hat seine ursprüngliche *M. semiplana* in eine eigene Gruppe (Gr. d. *Mart. corculina* Kut.) gestellt, deren Angehörige sich durch eine nur sehr flachgewölbte kleine Klappe auszeichnen. Dahin gehört nun die Form aus Bokhara keinesfalls, es fällt daher auch der nähere Vergleich mit *Martinia semiplana* Waag. und den unter diesem Namen von Tschernyschew und Schellwien (Palaeontogr., 39. Bd.) beschriebenen Formen weg.

Zu den übrigen Arten in Schellwien's Abhandlung wäre zu bemerken, dass von ihnen die kleine *M. carinthiaca* (S. 41, Taf. VIII, Fig. 15, 16) wohl die schmale Gestalt der bokharischen Art besitzt,

aber sowohl in der Grösse, als in den Umrissen und auch in der Entwicklung des Schnabels und des Sinus sich beträchtlich unterscheidet. Noch weniger können die Schellwien'schen *M. Frechi* und *M. cfr. glabra* verglichen werden. Auch Taf. 37 bei Koninck Calc. carbonif. de la Belgique, bietet nichts an näherstehenden Arten.

Unter den soeben vom Gemmellaro beschriebenen zahlreichen *Martinia*-Arten des sicilianischen Fusulinenkalkes von Val Sosio scheinen die nächstverwandten Arten, *M. rupicola* und *M. Di Stefanoi*, sich hauptsächlich durch stärkere Entwicklung des Sinus zu unterscheiden.

In Gesellschaft der *Martinia Krafftii* kommt ein kleinerer, schmaler, glatter Brachiopode vor, vielleicht eine *Spirigera*, die mir aber nur in wenigen, für eine Beschreibung nicht zureichenden Exemplaren vorliegt und somit besser unberücksichtigt bleibt, da ja ohnehin durch die Constatirung des Vorkommens der oben beschriebenen *Martinia* das jungpalaeozoische Alter der Ablagerung, aus welcher dieselbe stammt, und damit auch das Alter der unter den Kalken mit *Martinia* liegenden bivalvenführenden Tuffe conform mit den von Dr. v. Krafft an Ort und Stelle gemachten Beobachtungen sichergestellt erscheint.

2. Alttriadische Bildungen.

2 a. Werfener Schichten von Ravnau in der Provinz Darwas.

Die petrefactenreichen rothen Sandsteine der Werfener Schichten NW von Ravnau in der Provinz Darwas haben folgende Arten geliefert:

Meekoceras (?) *caprilense* Mojs.

Taf. XIV (1), Fig. 15, 16.

Mojsisovics, Cephalop. d. medit. Triasprovinz, Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. X, 1882, S. 214, Taf. XXIX, Fig. 4.

Von dieser im oberen Werfener Schiefer der Alpen nur vereinzelt auftretenden Art (Mojsisovics hat von drei Fundorten vier Exemplare gekannt) wurden aus dem rothen Sandsteine von Ravnau vier Exemplare gewonnen, von denen das eine, dessen grösster Durchmesser etwa 14 mm beträgt, recht vollständig erhalten ist, während von dem grössten der Stücke, von circa 26 mm Durchmesser, nur ein halber Umgang vorliegt.

Meekoceras caprilense Mojs. ist bekanntlich die einzige Art aus der neun Arten enthaltenden Aufzählung von Meekoceraten bei Mojsisovics l. c., die W. Waagen (Salt-Range fossils vol. II, pag. 160 ff.) bei dieser Gattung belassen will, während er die 8 übrigen Arten zumeist in die Familie der Ptychitiden (in seiner Fassung; — zu *Proptychites*, *Beyrichites*) stellt.

Auch E. Haug hat in seiner Arbeit in Bull. Soc. géol. de France, 3. sér., tome XXII, 1894, S. 400, auf die Heterogenität der Mojsisovics'schen Gattung *Meekoceras* hingewiesen. Es erscheint

sogar nicht einmal festgestellt, ob *Meekoceras caprilense* mit Recht bei dieser Gattung verbleiben kann, denn diese Art scheint keineswegs ceratitische Loben zu haben, wie Mojsisovics, l. c. Taf. XXIX, Fig. 5 angibt, sondern goniatitische Loben, weshalb die Frage entsteht, ob diese Art nicht besser in eines der Meekoceratidengenera mit goniatitischen Loben, etwa zu den Cymatitinen Waagen's, oder den Gyronitinen zu stellen sei. Man könnte da etwa an das von Arthaber aufgestellte Genus *Proavites* des alpinen Muschelkalks denken. Die von Mojsisovics Fig. 5 mitgetheilte Lobenlinie ist dem Exemplare entnommen, das H. Loretz in rothem Sandsteinschiefer zwischen Caprile und Alleghe sammelte und bereits in Zeitschrift d. D. g. Ges. 1875, Taf. XXII, Fig. 1, abbilden liess. Loretz sagt daselbst (S. 787) ganz ausdrücklich, dass die Zacken der Lobenlinie des ungünstigen Materiales und Erhaltungszustandes wegen kaum mehr zu erkennen seien; seine Zeichnung bringt dieselben auch nicht zum Ausdrucke. Weder bei dem von Mojsisovics ebenfalls erwähnten, aus einem mehr mergeligen Gesteine von der Mendelstrasse stammenden (von Vacek gesammelten) Exemplare ¹⁾, noch bei dem von F. Teller (Erläut. zur geol. Karte d. östl. Ausläufer der Karn. u. Jul. Alpen; Wien 1896, S. 90) erwähnten Stücke von Sulzbach ²⁾ konnte bei der Sichtbarmachung der Lobenlinie eine Zähnelung, resp. ceratitische Ausbildung der Loben beobachtet werden. Hervorzuheben ist, dass der Verlauf der Lobenlinie bei Fig. 4 von Mojsisovics mit meinen Beobachtungen besser übereinzustimmen scheint, als jener von Fig. 5.

Gleichzeitig ist die Aehnlichkeit, ja fast Identität des Verlaufes der Lobenlinie bei „*Meekoceras*“ *caprilense* mit jener von *Cymatites* Waag. und *Proavites* Arth., aber auch von *Gyronites* und *Lecanites* in die Augen springend, und wenn nun nähere Verwandte von *Meekoceras caprilense*, wie Waagen behauptet, unter den von Mojsisovics zu *Meekoceras* gestellten jüngeren Formen (Proptychiten und Beyrichiten nach Waagen) nicht erblickt werden können, so liegt es umso näher, diese in den Cymatitinen des alpinen Muschelkalkes zu suchen, die keineswegs auf die Arthaber'schen *Proavites*-Arten von Gross-Reifling beschränkt sind, sondern nicht nur sowohl in den Nord- als in den Südalpen in weiter Verbreitung auftreten, sondern auch durch ihre ausgesprochen biangulare Form mit scharfen Rückenanten zu den auffallendsten Typen des alpinen Muschelkalkes gezählt werden müssen, weshalb es überraschen muss, bei Mojsisovics in dessen mediterranen Cephalopoden so wenig oder eigentlich fast gar nichts von diesen Formen angeführt zu finden. Ich kenne derartige Cymatitinen (event. Proaviten ³⁾) ausser aus dem Muschelkalke von Gross-Reifling, aus den Nordalpen im Muschelkalke von Türnitz a. d. Traisen (Verh. 1894, S. 381). Unter den wenigen

¹⁾ Abgebildet Taf. XIV (1), Fig. 17, zum Vergleiche mit den Stücken von Bokhara.

²⁾ Lobenlinie dieses Exemplares abgebildet Taf. XIV (1), Fig. 18.

³⁾ Der Name einer zweiten, von Arthaber neu aufgestellten Gattung, *Sphaerites*, ist, wie nebenbei bemerkt sei, schon längst bei den Coleopteren vergriffen, muss also geändert werden.

Cephalopoden, die am Schwarzenberge bei Tübnitz gesammelt wurden, finden sich zwei Exemplare, die hiehergehören, das eine davon, von ungefähr 40 mm Durchmesser, mit einer Breite des scharfkantig-biangularen Rückens von nicht weniger als 10 mm, also eine sehr auffallende, unbeschriebene Form; beide Stücke mit gut sichtbarer Lobenlinie. Auch in den Südalpen fehlen derartige Formen keineswegs. So habe ich ein grosses Exemplar, grösstentheils aus der Wohnkammer bestehend, und ein kleineres, vielleicht zu ersterem gehöriges, gekammertes Bruchstück an der Localität „Ponte di Cimego“ in Judicarien (Jahrbuch 1881, S. 247) gesammelt und R. Hoernes hat ein theilweise noch die Schale besitzendes Bruchstück einer solchen auffallenden Form bei Bad Neuprags im Pusterthale aufgefunden. Diese beiden südalpinen Funde hat auch E. v. Mojsisovics gekannt, aber nicht berücksichtigt, obwohl sie sicher zu einer Beschreibung und Abbildung mindestens ebenso geeignet gewesen wären, als es beispielsweise die Original Exemplare seines *Ceratites Loretzi* oder *Cer. Erasmi* von der Fundstelle Neuprags sind.

Ein Grund, der gegen die Zugehörigkeit von „*Meekoceras*“ (?) *caprilense* zu dieser Gattung spricht, ist auch die beträchtliche Verschiedenheit der den Typus der Gattung *Meekoceras Hyatt* bildenden, von White (im 12. Annual Report of the U. St. geol. and geogr. Survey of the Territories: Wyoming and Idaho; for the year 1878; part I, pag. 112, Taf. 31 u. 32) beschriebenen Arten, insbesondere in Hinsicht auf deren ausgesprochen ceratitische Lobenlinie.

Naticella spec.

Eine *Naticella* von der Grösse und Form der bekannten *Naticella costata Hauer* des alpinen Werfener Schiefers, aber — zum mindesten nach dem Steinkerne zu schliessen — mit glatter Schalenoberfläche. Es ist bekannt, dass auch im Werfener Schiefer der Alpen ähnliche oder identische Formen vorkommen, so beispielsweise zu Eisenerz (Verhandl. geol. R.-A. 1886, S. 390), an der Heiligen Alpe bei Sagor, zu Much in Dalmatien. Lepsius beschreibt eine schwachberippte Form als *Nat. semicostata*; eine derartige Form könnte Steinkerne, wie der vorliegende ist, liefern. Nicht verwechselt werden dürfen diese Formen mit der glatten *Natica Gaillardoti Lefr.*, die eine ganz andere Gestalt besitzt und weit verschieden ist.

Pleurotomaria (?) *spec.*

Taf. XIV (1), Fig. 19.

Eine Form von typisch *Pleurotomaria*-artiger Gestalt, mit treppenförmig abgestuften Umgängen, deren letzter scharf biangular ist. Die Spira ist bedeutend niedriger als bei *Pleurotomaria extracta Berg. sp.*, wie sie Benecke vom Mte. Zacon im Valsugana abbildet, auch ist die Tiroler Form beträchtlich kleiner. In der Gestalt und Grösse stimmt besser überein *Pleurotomaria Sansonii Tommasi* aus der Lombardei, aber sie ist viel stumpfer, niedriger und ihre Um-

gänge sind nicht so scharf treppenförmig abgesetzt wie bei der Art aus Bokhara. Man könnte bei letzterer an eine Jugendform des bekannten *Turbo rectecostatus* Hauer denken, aber wohlerhaltene Exemplare desselben besitzen an der Basis der letzten Windung noch eine dritte, unterste Spiralleiste, von der unserer Form jede Andeutung fehlt. Es scheint daher in dieser eine besondere, wohl neue Art vorzuliegen. Sie ist in zwei Exemplaren vorhanden.

Ein dritter Gastropode der Fauna soll nur kurz erwähnt sein. Er besitzt etwa die Form der *Natica gregaria* bei Benecke, (Beitr. II, Taf. I, Fig. 9), ist aber etwa doppelt so gross und seine Windungen sind nicht glatt, sondern weisen undeutliche Spuren von Spiralleisten auf.

Weit reicher ist die Vertretung der Lamellibranchiaten in dem rothen Sandsteine von Ravnaud, deren Aufzählung sich nunmehr anschliessen soll.

Myacites (Anodontophora) cfr. fassaënsis Wissm.

Die Stücke von Bokhara sind kaum von alpinen Exemplaren dieser Art zu unterscheiden, doch gehören fast alle jener Form an, die F. v. Hauer als *Myacites spec.?* Denkschr. d. W. k. Ak. II, 1850, S. 3 (sep.), Taf. I, Fig. 5, von dem eigentlichen *Myacites fassaënsis* abtrennt, wegen der Abflachung der Schale längs des hinteren Schlossrandes — ein äusserst subtiles Unterscheidungsmerkmal. Thatsächlich kommen beide Formen in denselben Lagen des Werfener Schiefers vor und sind kaum scharf spezifisch zu trennen. Auch einzelne Exemplare mit so kräftigem Wirbel, wie sie Gumbel: Untere Triassschichten aus Hochasien 1865, Sitzb. d. bayr. Akad. II, S. 355, Taf. I, Fig. 1, aus Dankhar in Spiti abbildet und beschreibt, finden sich unter der Fossilsuite von Ravnaud in Bokhara. Einige kleine, schlecht erhaltene Stücke von da lassen sich auf keine mir bekannte Art zurückführen.

Myophoria ovata Goldf.

Taf. XIV (1), Fig. 20, 21.

Diese für den oberen Werfener Schiefer der Alpen bezeichnende Art ist in typischen Stücken vertreten, die sich durch ihre flache Gestalt und die überaus stumpfe, kaum angedeutete Kielkante charakterisieren. Die vordere Muskelleiste ist an den Steinkernen deutlich wahrnehmbar. Der Bogen des Pallealrandes ist stärker oder schwächer gerundet, die Uebergangsstelle zwischen ihm und dem Hinterrand mehr oder weniger spitz vorgezogen. Stücke, wie das Taf. XIV (1), Fig. 21, abgebildete, stimmen völlig überein mit denen, die beispielsweise Benecke, l. c. Taf. I, Fig. 4 von der Mendel beschreibt, aber auch mit F. v. Hauer's (l. c. Taf. IV, Fig. 2) *Trigonia orbicularis?* aus dem Werfener Schiefer von Cencenighe, mit Tommasi's neuester Abbildung in Palaeont. Ital., Vol. I, Taf. III, Fig. 19, und entfernen sich nicht wesentlich von der Originalabbildung bei Goldfuss.

Myophoria laevigata Goldf.

Tab. XIV (1), Fig. 22—26.

Viel häufiger als die soeben erwähnte *Myophoria ovata* Goldf. tritt ihre, durch das Vorhandensein eines wohlausgeprägten hinteren Kieles charakterisirte Verwandte, *M. laevigata* auf, ja sie ist weitaus die häufigste unter allen aus dem rothen Sandsteine von Ravnau bisher bekannten Arten, so dass man dieses Vorkommen direct als einen Myophoriensandstein bezeichnen könnte. Die Uebereinstimmung der vorliegenden Steinkerne mit den Abbildungen der Art bei Goldfuss und Giebel, sowohl als mit verglichenen Exemplaren von Rüdersberg, Schwieberdingen und Plombières ist eine möglichst vollständige. Auch zu Schwieberdingen tritt die Art nach der neuesten Darstellung von Philippi mitunter in einer Abart auf, die sich der *Myoph. ovata* nähert; vielleicht könnte man deshalb geneigt sein, die vorher angeführte Form ebenfalls nur für eine Abart der häufiger auftretenden *M. laevigata* zu halten, was bei der nahen Verwandtschaft beider ja von nicht allzu grosser Verschiedenheit wäre. Lepsius erwähnt beide Arten als auch im Werfener Schiefer der Südalpen gesellschaftlich auftretend.

Einige der Stücke von Ravnau zeigen auch am Steinkerne noch eine regelmässige Anwachsstreifung und bei der Mehrzahl nimmt man deutlich die in radialer Richtung unterabgetheilte, resp. „gebrochene“ Form des Schildes wahr, wobei die linken Klappen Erhabenheiten, die rechten Eindrücke aufweisen.

Bei einzelnen Exemplaren erscheint der Kiel so scharf, dass ein Uebergang zu *Myophoria cardissoides* Schloth. sp. angebahnt wird, einer Art, die sich hier und da im Werfener Schiefer der Alpen ebenfalls findet, so z. B. vergesellschaftet mit den schwächer gekielten Arten in weissem, stark glimmerigen Sandsteine an der Localität Malirch bei Weixelburg in Krain (von Lipold gesammelt). Uebrigens ist auch Giebel's *Myophoria laevigata* schärfer gekielt, als die von Goldfuss abgebildete Form. Auch einzelne, auffallend kurzgestaltete Exemplare dieser Art finden sich zu Ravnau (Fig. 26). Sie tritt hier in den verschiedensten Altersstadien auf, von ganz minutiösen Exemplaren bis zu Stücken, die an Grösse dem von Goldfuss abgebildeten oder den grössten Exemplaren von Schwieberdingen wenig nachstehen.

Myophorien dieses Typus sind übrigens in den asiatischen Triasablagerungen weit verbreitet. So entdeckte L. v. Loczy *Myophoria* cfr. *laevigata* (oder *M. cardissoides*) am Tschung-tien in China, in einer Ablagerung, die er dem Muschelkalke gleichstellt. Nicht selten tritt *Myophoria laevigata* auf in den zähen untertriadischen Quarziten der Insel Russkij bei Wladiwostok in der ostsibirischen Küstenprovinz. Endlich habe ich vor kurzem eine als *Myophoria ovata* angesprochene Form aus dem Dras-Riverthale in Kaschmir gesehen, die in der „Palaeontologia indica“ beschrieben werden soll. Auch in Werfener Schiefer an der kleinasiatischen Küste des Marmarameeres hat sich *M. ovata* (vergl. F. Toula im N. J. f. M. 1899, I, S. 66) neuestens gefunden.

Pseudomonotis Telleri nov. spec.

Taf. XV (2), Fig. 11–15.

Unter diesem Namen soll eine Form aus der Gruppe der *Avicula angulosa* Leps. beschrieben werden, deren Zugehörigkeit zum Aviculiden-Genus oder -Subgenus *Pseudomonotis* Beyr. zuerst F. Teller in seiner werthvollen Abhandlung „Die Pelecypodenfauna von Werchodzjansk in Ostsibirien“ (Mém. de l'Acad. impér. des sciences de St. Petersburg, VII. ser., Tome XXXIII, 1886, S. 110) betont hat. Von diesen *Pseudomonotis*-Formen der *Angulosa*-Gruppe ist bisher einzig und allein die von Lepsius abgebildete flache rechte Klappe bekannt, während man die linke Klappe, die noch nirgends beschrieben und abgebildet worden ist, erst später kennen lernte¹⁾, obschon vereinzelte Exemplare solcher Klappen schon vor langer Zeit hie und da im Werfener Schiefer der Alpen aufgefunden worden waren. Teller selbst hat, als er seine Bemerkungen über *Pseudomonotis* 1885 schrieb, diese grossen Klappen noch nicht gekannt; aber schon in Verhandl. 1886, S. 389, konnte ich über die Auffindung derartiger Klappen im Werfener Schiefer von Eisenerz berichten, und fast gleichzeitig hatte Teller selbst Gelegenheit, solche im Gebiete von Ober-Seeland in Kärnten zu sammeln (Erläut. zur geol. Karte der östl. Ausläufer der Karn. u. Jul. Alpen; Wien 1896, S. 89).

Schon im Jahrb. d. geol. R.-A. 1854, S. 893, berichtet M. V. Lipold über Werfener Schiefer-Petrefacten vom Kasparstein (recte Kasbauerstein) bei St. Paul in Kärnten und nennt von hier neben *Ceratites Cassianus*, *Naticella costata*, *Myacites fassaënsis*, *Avicula Venetiana*, *Pecten Fuchsi* u. a. A. auch „*Pecten vestitus?* Goldf“. womit nichts Anderes gemeint ist, als die grosse oder linke Klappe der uns hier beschäftigenden Form von *Pseudomonotis*. Gerade eines dieser Exemplare von St. Paul in Kärnten (Taf. XV (2), Fig. 12) ist von hervorragendem Interesse, weil es vollkommen übereinstimmt mit der linken Klappe einer Art aus dem rothen Sandsteine von Ravnau in Bokhara (Taf. XV (2), Fig. 11).

Diese Art von Bokhara und aus dem Werfener Schiefer der Alpen, welche den Namen *Pseudomonotis Telleri* n. sp. führen soll, besitzt eine gewölbte linke Klappe, welche ganz glatt ist, höchstens hie und da unregelmässige Spuren von Anwachsstreifung aufweist. Die Länge ist beträchtlich geringer als die Höhe, der Schlossrand ist lang und gerade, seine Länge kommt der Länge (nicht der Höhe!) der Schale gleich. Der Wirbel ist mässig über den Schlossrand vorgewölbt und liegt stark nach vorn, so dass der vordere Flügel weit weniger ausgedehnt ist als der hintere. Letzterer ist breit und von der Hauptwölbung der Schale nicht abgesetzt, sondern allmählig in deren Flucht übergehend. Der kleine vordere Flügel dagegen ist durch eine merkliche Einfurchung von der Schale getrennt, welche Einfurchung dem Bysusausschnitte der rechten Klappe correspondirt. Von dieser kleinen oder rechten Klappe liegt nur ein zur

¹⁾ *Avicula* n. sp. bei A. Tommasi, Palaeont. Ital., vol. I, Taf. III, Fig. 9, gehört vielleicht hieher.

Beschreibung ungenügendes Fragment aus Bokhara vor. Auch die Kärntener Localität bei St. Paul hat keine rechte Klappe geliefert. Dagegen ist dieselbe vorhanden neben völlig übereinstimmenden grossen (linken) Klappen von der Localität Skuber vrch bei Ober-Seeland in Kärnten, wo sie von Teller im Jahre 1886 gesammelt wurde (Taf. XV (2), Fig. 14). Diese flache Deckelklappe erscheint, da sie einen den Schlossrand überragenden Wirbel nicht besitzt, entsprechend weniger hoch als die grosse Klappe, das vordere, kleinere Byssusohr ist tief abgetrennt, das hintere Ohr als breiter spitzer Flügel entwickelt und von der übrigen Schale ganz und gar nicht abgesetzt, die Oberfläche glatt wie jene der grossen Klappe.

Von der Lepsius'schen *Avicula angulosa* unterscheidet sich diese kleine Klappe von *Pseudomonotis Telleri* bei nahezu gleicher Grösse durch viel geringere Ausdehnung des Byssusohres, das bei *Ps. angulosa* Leps. so abnorm gross ist, dass dieses Stück den Eindruck macht, als sei es das Bruchstück einer unvollkommen erhaltenen, weit grösseren Schale. Das weite Vorspringen des Byssusohres von *Avicula angulosa* Leps. über den Vorderrand der Schale scheint darauf hinzudeuten, dass diese Art vielleicht in engerer Beziehung steht zu den grossen *Pseudomonotis*-Formen von Eisenerz in den Nordalpen, die ihr in dieser Hinsicht ein wenig näher kommen.

Das Schloss dieser *Pseudomonotis*-Arten aus der Gruppe der *Pseudomonotis angulosa* Leps. war ebenfalls bisher unbekannt. Durch einen Zufall lernte ich dasselbe kennen an einem von Hofrath Toulou aus Kleinasien mitgebrachten Exemplare (aus Werfener Schiefer von Gebse; vergl. Toulou: Eine geolog. Reise nach Kleinasien, im N. J. f. M. 1899, I, S. 66). Es ist eine flache rechte Klappe, von der Innenseite blossgelegt. Die Fläche derselben wird durch eine ziemlich ausgesprochene Kante von dem schmalen Schlossfelde getrennt; dieses ist eben, undeutlich längsgestreift und in der Gegend des Wirbels, knapp hinter dem Beginne des Byssusauschnittes, von einer schief von oben und vorn unten und rückwärts sich verbreiternden, undeutlich begrenzten Bandgrube unterbrochen. Noch ist hinzuzufügen, dass *Pecten vestitus* Goldf. (= *Pecten laevigatus* v. Schloth. — *Pleuronectites* gen.) sich von den hier besprochenen *Pseudomonotis*-Formen auf den ersten Blick durch seinen sehr wenig entwickelten hinteren Flügel unterscheidet, der kleiner ist als sein vorderer Flügel, während bei den *Pseudomonotis*-Arten constant das umgekehrte Verhältniss herrscht.

Pseudomonotis tenuistriata n. sp.

Taf. XV (2), Fig. 7.

Die glatten Formen aus der Gruppe der *Pseudomonotis angulosa* und *Ps. Telleri* werden in den rothen Sandsteinen von Ravnau von einer ganzen Reihe anderer Typen, die berippt sind, begleitet. Diese Aviculiden, welche sich um *Avicula Venetiana* Hauer und *Avicula inaequicostata* Ben. gruppieren, müssen ihrer ganzen Gestalt nach ebenfalls zu *Pseudomonotis* gestellt werden.

Avicula Venetiana Hauer, die älteste der bekannten Arten dieser untertriadischen Aviculiden, ist leider auf sehr ungünstig erhaltene, verzerrte Stücke begründet, deren Hauptkennzeichen im meist einfachen Alterniren stärkerer und schwächerer Rippen besteht. Als das typische Exemplar bei Hauer muss Fig. 3 betrachtet werden; dasselbe ist nach der Höhe gestreckt, resp. in der Länge zusammengeschoben, zeigt deutlich einen abgesetzten, durch eine Ausrandung getrennten vorderen Flügel und lässt ohne Mühe wahrnehmen, dass der hintere Flügel weit grösser, aber von der Schale nicht im mindesten abgesetzt war. Die Abbildung bei Hauer veranschaulicht das Gegenteil, einen hinteren Flügel, der ebenso scharf abgesetzt und noch kleiner ist als der vordere. Das ist falsch. Nach dem Gegensatze der Entwicklung der Flügel ist dieses Stück, Fig. 3, eine gewölbte linke Klappe eines sehr ungleichklappigen Aviculiden. Fig. 2b bei Hauer ist ebenfalls eine linke Klappe, in diagonalen Richtung verzerrt, einem Exemplare angehörend, bei dem die Rippen weniger gleichmässig alterniren. Aber auch Fig. 2a ist nicht etwa eine rechte, sondern wiederum eine linke Klappe, in einer Richtung verzerrt, die rechtwinkelig auf die Zerrungsrichtung der Klappe 2b verläuft. Der vordere kleine Flügel (in der Zeichnung oben) ist deutlich abgesetzt, der hintere Flügel (in der Zeichnung unten) ist nicht abgesetzt, sehr ausgebreitet und bei Hauer durchaus uncorrect wiedergegeben. Die Figuren 1a und 1b sind lediglich Reconstructions der Figuren 2a und 2b; nur Fig. 1b kann einigermaßen als der Natur entsprechend gelten, wenn man sich den hinteren Flügel entsprechend vergrössert denkt¹⁾. Rechte Klappen sind Hauer überhaupt nicht bekannt gewesen; man konnte fast mit Gewissheit voraussetzen, dass die rechte Klappe eine flache Deckelklappe mit vorderem Byssusohr gewesen sein müsse²⁾. Ob die von Hauer zu seiner *Av. Venetiana* gestellten Stücke zu einer Art gehören, ist nicht völlig ausgemacht, das Exemplar 2b besitzt nicht die regelmässig alternirenden Rippen von Exemplar Fig. 3 und nähert sich darin mehr der gleich zu besprechenden *Avicula inaequicostata* Benecke's. Dass auch weiter abweichende Formen mit *Avic. Venetiana* vergesellschaftet sind, zeigt

¹⁾ Der Umstand, dass in Folge der mangelhaften Darstellung gerade dieser Art bei F. v. Hauer schon zu wiederholtenmalen (neuestens wieder bei E. Philipp in Z. d. D. g. Ges., Jahrg. 1898, S. 613) Stimmen laut werden, die dahin gehen, dass *Avicula Venetiana* Hauer wohl ein Pectinide sei, veranlasst mich, eine erneuerte richtigere Abbildung dieser Art auf Grund der alten Originalien v. Hauer's hier beizugeben (Taf. XV (2), Fig. 2, 3 und 4) und derselben eine Abbildung der beiden Originalstücke von Benecke's *Avicula inaequicostata* Ben. hinzuzufügen (Taf. XV (2), Fig. 5, 6), um die nahe Verwandtschaft dieser Art mit *Av. Venetiana* Hauer zu zeigen. Beide gehören zu *Pseudomonotis*. Auch *Pecten Fuchsi* Hauer dürfte wohl zu *Pseudomonotis* zu stellen sein, trotz seiner dem liasischen *Velopecten velatus* Goldf. ähnlichen Sculptur. Schon das grosse hintere Ohr dieser Art spricht gegen deren Zugehörigkeit zu *Velopecten Phil.*

²⁾ In der That hat sich bei genauer Durchsicht der wenigen Gesteinsstücke von Agordo, welche die Original Exemplare dieser Art geliefert haben, nachträglich auf einem derselben die schattenhaft erhaltene, ganz flache rechte Klappe mit dem scharfabgesetzten Byssusohr gefunden, was bei der grossen Seltenheit dieser Klappe als ein besonders glücklicher Zufall gelten muss.

ein Stück, das in seiner weit gröberen Berippung *Tommasi's Avicula Taramellii* gleicht ¹⁾.

Weit besser bekannt als *Avicula Venetiana* ist *Benecke's Avicula inaequicostata* ²⁾. Ihre Gestalt stimmt ganz überein mit jener der *Pseudomonotis Telleri*, der kleine, stark abgesetzte Vorderflügel contrastirt auffallend mit dem grossen, weiten, nicht abgesetzten hinteren Flügel, was zwar nicht aus den Abbildungen *Benecke's*, wohl aber aus der Vergleichung seines kleineren Original-exemplares (zu Fig. 5) — (Taf. XV [2], Fig. 5, wieder abgebildet) — hervorgeht, an welchem der hintere Flügel zum grössten Theile erhalten ist. Die Berippung dieser Art differenzirt sich zu drei Systemen von verschiedener Stärke, dieselbe ist demnach complicirter als bei dem typischen Exemplare der *Av. Venetiana Hauer* (Fig. 3). Immerhin stehen beide Arten einander recht nahe und sind auch, beispielsweise von *Lepsius*, für zusammenfallend angesehen worden. *Lepsius'* Beschreibung selbst basirt aber andererseits zum Theile wieder auf der unrichtigen Darstellung v. *Hauer's*. Auch *Benecke* bildet übrigens eine *Avicula Venetiana Hauer* auf derselben Tafel neben seiner *Avicula inaequicostata* ab, welche die Gestalt dieser Aviculiden gewiss richtiger wiedergibt, aber in der Berippung weit von *Hauer's Avicula Venetiana*, und zwar in der entgegengesetzten Richtung, abweicht, so dass man an *Hauer's Pecten Fuchsi* erinnert wird, der nach einem Vergleiche des Originals wohl auch derselben Aviculidengruppe angehören dürfte, sich aber durch flachere Wölbung der (linken) Klappe und durch eine Berippung auszeichnet, die so angeordnet ist, dass zwischen zwei primären Rippen je drei nahezu gleichstarke schwächere liegen, von denen die mittlere kaum kräftiger hervortritt. Die Abbildung bei *Hauer* bringt das recht deutlich zum Ausdruck ³⁾. Derartig berippte Formen haben sich auch im Werfener Schiefer der Nordalpen wiedergefunden

¹⁾ *Salomon's „Avicula Venetiana“*, Palaeont. XLII, Taf. IV, Fig. 40, gehört nicht zu dieser Art.

²⁾ Mit *Av. inaequicostata* vergesellschaftet kommen ebenfalls glatte oder nahezu glatte *Pseudomonotis* vor.

³⁾ Auch *Avicula striatoplicata Hauer* gehört zur Gruppe der *Pseudomonotis*, besitzt aber eine schon sehr abweichende, bündelförmig angeordnete, feine Berippung. *Hauer's* Abbildung ist das Spiegelbild der linken Klappe dieser Art, was übrigens fast für alle auf seiner Tafel III dargestellten Bivalven gilt und schon deshalb einigermassen störend wirkt, weil die Tafel I die Bivalven in natürlicher Stellung enthält.

Eine weitere *Pseudomonotis* bei *Hauer* ist seine *Avicula Zeuschneri* (Taf. III, Fig. 3, 4). Figur 3 ist nach einer Skizze von *Fuchs* gefertigt, das Original zu Figur 4 liegt vor; es ist die Innenseite einer grossen oder linken Klappe und bei *Hauer* ebenfalls verkehrt wiedergegeben. Dieses Stück genügt nur für eine Feststellung des Genus, eine spezifische Uebereinstimmung mit *Avicula Zeuschneri Wissm.* bei *Graf Münster* IV, S. 9, Taf. 16, Fig. 1, kann nicht erwiesen werden. Diese ursprüngliche *Avicula Zeuschneri Wissm.* ist ganz sicher eine *Pseudomonotis* und würde nach der Beschreibung zu den Arten mit einfachen, gleich starken Rippen, also zu einem verschiedenen Typus, gehören. v. *Schauroth's Av. Zeuschneri* (Sitzber. d. W. Akad., Bd. 34, S. 318, Taf. II, Fig. 12) kann dann nicht identisch sein, denn *Schauroth's* Art besitzt alternirende Rippen, wie *Pseudom. Venetiana Hauer* und *Pseudom. inaequicostata Ben.* und dürfte zu jenen Formen gehören, bei welchen die Hauptrippen besonders kräftig, ja knotig und

Gröber berippte, mit einzelnen kräftiger hervortretenden, oft rauhen oder selbst dornigen Rippen versehene Formen dieser Aviculidengruppe sind oft als „*Spondylus*“ oder „*Hinnites*“-Arten angeführt worden. Dergleichen kommen besonders zu Grones im Abteythale häufiger vor, aber auch in den Nordalpen hie und da, so in einem rothen, grobsandigen Gestein zusammen mit *Myoph. ovata* im Miesenbache in Niederösterreich (in „Hernstein“ S. 44 als *Avicula* oder *Aviculopecten spec.* angeführt) (Taf. XV [2], Fig. 9 u. 10), was mit Rücksicht auf den Gesteinscharakter der Ablagerung von Ravnau von besonderem Interesse ist. Zu diesen Formen gehören wohl auch die von Tommasi als *Hinnites* beschriebenen Stücke¹⁾.

Die Anzahl der in den rothen Sandsteinen von Ravnau in Bokhara eingeschlossenen berippten *Pseudomonotis*-Formen muss eine ungewöhnlich grosse sein, da aus den wenigen, von Dr. Krafft mitgebrachten Gesteinsstücken an 20 Einzelklappen solcher Formen, u. zw. durchwegs gewölbte linke Klappen, gewonnen werden konnten. Es lassen sich unter ihnen verschiedene Typen unterscheiden, nach der Art der Berippung, da sie in Bezug auf die sonstige Bildung einander durchaus äusserst nahestehen. In Hinsicht auf die Berippung unterscheidet man:

1. Formen mit durchaus gleichförmigen, sehr feinen Rippen, so dass die Oberfläche der Schale gleichmässig feingestreift erscheint. Wird die Berippung ungleichmässig und verlöscht endlich völlig, so kommen solche Stücke den völlig glatten Formen der *Angulosa*- und *Telleri*-Gruppe nahe.

2. Formen mit alternirender Berippung vom Typus der *Avicula Venetiana Hauer* und solche, bei denen ein Alterniren von Rippen, die dreierlei Systemen der Stärke nach angehören, stattfindet, wie bei *Av. inaequicostata Benecke*.

3. Formen mit einer Anzahl stärker hervortretender, z. Th. rauher bis knotiger Rippen zwischen den feineren, somit Formen, die den oben erwähnten, meist zu *Hinnites* gerechneten Stücken der alpinen Werfener Schiefer nahestehen oder entsprechen. Dabei scheinen die feineren Zwischenrippen bisweilen ganz zu verschwinden. Es ist zu bemerken, dass alle diese anscheinend recht verschiedenartigen Typen untereinander durchaus eng verwandte Arten repräsen-

dornig werden. Es ist interessant, in der Beschreibung v. Schaueroth's darauf hingewiesen zu finden, dass diese Art noch entschiedener als „*Monotis*“ *Clarai* mit „*Monotis*“ *speluncaria* des Zechsteines in ein Genus gehöre. Auch gibt die Zeichnung Schaueroth's ganz vorzüglich den Pseudomonotiden-Charakter der linken Klappe wieder, mag sie auch in Bezug auf die Berippung ungenau sein. Dass Schaueroth Catullo's „*Lima gibbosa Sow.*“ zu seiner Art hinzuzieht, spricht noch mehr für die Identität derselben mit *Avicula Venetiana Hauer*, da Catullo seine Stücke als von Agordo stammend bezeichnet, in dessen Nähe auch *Av. Venetiana Hauer* gefunden wurde.

¹⁾ Eine jungpalaeozoische Vertreterin dieser Formen ist *Pseudomonotis Garforthensis King*. Derartige *Pseudomonotis*-Formen gehen in den alpinen Muschelkalk hinauf, wie beispielsweise an der bekannten Fundstelle Kuhwieskopf bei Prags im Pusterthale. An einem von hier stammenden grossen Exemplare eines derartigen *Hinnites* (*Spondylus*) *cfr. comptus Goldf.*, das der Strassburger Sammlung gehört, gelang es mir, das grosse vordere Byssusohr der *Pseudomonotiden* an der flachen rechten Klappe bloszulegen.

tiren, so entfernt ihre Extreme auch gegenseitig zu stehen scheinen. Es sollen hier zunächst die feingerippten Formen besprochen werden, für die ein neuer Name eingeführt werden muss, der diesem Abschnitte voranstehende: *Pseudomonotis tenuistriata* n. sp. Dieselben vermitteln anscheinend¹⁾ zwischen den glatten Typen der *Angulosa*- und *Telleri*-Gruppe und den gerippten Formen aus der Verwandtschaft der *Avicula Venetiana* und *Av. inaequicostata*. Die Umrisse, sowie die Gestaltung des Schlossrandes mit den Flügeln, endlich die Stärke der Wölbung der vorliegenden linken Klappe entspricht ganz jener von *Av. inaequicostata* Benecke, die Oberfläche aber ist mit sehr feinen, gleichmässigen Rippen bedeckt, von denen in der Medianregion der Klappe bei circa 20 mm Abstand vom Wirbel auf eine Distanz von 5 mm wohl über 11 (12—13) entfallen. Derartige feinberippte Formen erreichen, wie es scheint, bisweilen eine beträchtliche Grösse, da ein Exemplar von über 45 mm Höhe vorliegt, das aber recht ungenügend erhalten ist; seine Berippung ist ein wenig ungleich, scheint die Neigung zu haben, ganz zu verlöschen, was an *Ps. Telleri* erinnert.

Aehnliche fein- und gleichmässig gerippte *Pseudomonotis*-Formen treten auch im Werfener Schiefer der Alpen auf. Ein solches Stück, und zwar zufällig eine rechte flache Klappe, von der Innenseite, wurde bereits von F. v. Hauer als *Avicula spec.?* (l. c. Taf. IV, Fig. 1), abgebildet. Das vordere, durch einen auffallend tiefen Byssuseinschnitt abgetrennte Ohr wurde von Hauer übersehen, da es nicht ganz blossgelegt war. Es entspricht ganz dem Byssusohre von *Pseud. Telleri*. Das Exemplar stammt aus dem kalkigen grauen Werfener Schiefer (Posidonomyenkalke) von Cencenighe bei Agordo (Taf. XV [2], Fig. 16). Aehnliche feingerippte rechte Klappen sind von Herrn Bukowski an einer bosnischen Localität (bei Alilovči) gesammelt worden. Herr Hofrath Prof. Toulou fand eine hiehergehörige Form im Werfener Schiefer am Marmarameere auf (Mittheil. d. palaeont. Inst. d. Univ. Wien, XII, S. 5). Auch *Avicula Zeuschneri* Wissm. (die ursprüngliche Form, nicht jene bei Schauroth) dürfte sich hier anreihen²⁾, wenn sie nicht zu einem weiteren Formenkreise gehört, bei denen nur die primären Rippen vorhanden sind.

Pseudomonotis ex aff. *inaequicostatae* Ben.

Repräsentanten der alternirend feingerippten Gruppe sind in der Suite von Ravnau nur spärlich vertreten, immerhin können zwei oder drei Exemplare mit voller Sicherheit dieser Gruppe zugezählt werden, und zwar ist eines davon zarter und dichter berippt als *Ps. Venetiana* und *Ps. inaequicostata* zu sein pflegen, so dass es seinerseits

¹⁾ Es ist aber mindestens ebenso wahrscheinlich, dass die glatten Formen der *Telleri*-Gruppe mit dem 8. Typus der gerippten Arten zusammenhängen, wie gewisse noch unbeschriebene Formen aus dem Süd-Ussuri-Lande, aus den Alpen und aus Dalmatien erkennen lassen.

²⁾ Sehr nahe zu stehen diesen feingerippten *Pseudomonotis*-Arten scheinen *Aviculopecten altus* und *Aviculop. Pealei* White aus der Trias von Idaho (12. Ann. Rep. 1888, I, S. 109, 110, Taf. 32, Fig. 3, 4).

wieder einen Uebergang von *Ps. tenuistriata* her bildet, während ein zweites Stück in Bezug auf seine Berippung eher der *Ps. inaequicostata* entspricht, in der etwas beträchtlicheren Stärke und Rauigkeit der Hauptrippen sich aber bereits einer Form aus dem rothen Werfener Schiefer des Pass Croce Domini in der Lombardei, die von Benecke gesammelt wurde, nähert (Benecke: Trias und Jura in den Südalpen, 1866, S. 47), die zu dem hinnitoiden Typus hinführt.

Die wenigen Stücke aus dieser Gruppe, die aus Bokhara vorliegen, eignen sich wegen des Fehlens der Flügel nicht zu einer Abbildung. Die Formen dieser Gruppe erscheinen daher auf der beigegebenen Tafel durch die alpinen Arten *Av. Venetiana* und *Av. inaequicostata* repräsentirt.

Pseudomonotis hinnitidea n. sp.

Taf. XV (2), Fig. 8, 9 und 10.

Unter voranstehendem Namen sei endlich der letzte der Typen der *Pseudomonotis*-Formen von Ravnau angeführt, d. h. die Formen mit einzelnen gröberen, theilweise rauhen oder selbst knotigen Rippen, zwischen denen die feinere Berippung mehr oder weniger zurücktritt. Diese gröbere Berippung scheint sich nie auf die Flügel zu erstrecken, die feingerippt oder fast glatt bleiben.

Das Tafel XV (2), Fig. 8, abgebildete Exemplar ist eigentlich noch eine Uebergangsform von der Gruppe der *Ps. inaequicostata* her. Eine weit typischere, grobrippigere Form wurde Taf. XV (2), Fig. 9 aus dem rothem sandigen Werfener Schiefer von Miesenbach in Niederösterreich zur Abbildung gebracht; eine hiezugehörige Jugendform von derselben Fundstelle stellt Fig. 10 dar. Die mehr *Spondylus*-artig sculpturirten Formen dieser Gruppe mit zahlreichen feineren Zwischenrippen sind besonders an der Localität Grones im Abteythale häufig. Ich hoffe demnächst bei Beschreibung der Arten der Werfener Schiefer auf dieselben näher eingehen zu können¹⁾.

Es mag nochmal hervorgehoben werden, dass alle die hier besprochenen gerippten *Pseudomonotiden* des Werfener Schieferhorizontes unter einander aufs engste verwandt sind und dass sie unter sich und gegenüber den glatten Formen der *Angulosa*-Gruppe kaum irgendwo eine scharfe Grenze erkennen lassen.

Das ist ja auch der Fall bei der vielgestaltigen, ihnen zunächst stehenden Gruppe der *Pseudom. speluncaria* des Perm, wie ein Blick auf die Abbildungen dieser vielgestaltigen Art, beispielweise bei King, lehrt. Immerhin ist als Unterschied der alitriadischen, hier flüchtig besprochenen *Pseudomonotis*-Formen gegenüber der permischen Gruppe der *Ps. speluncaria* hervorzuheben die constant kräftigere Entwicklung der Flügel, auch insbesondere des vorderen Flügels bei den triadischen Arten. Sie übertreffen in der Stärke der Entwicklung der Flügel auch ihre triadischen Verwandten, die *Pseudomonotis*-Formen aus den Gruppen der *Ps. Clarai* und *Ps. ochotica*.

¹⁾ Hieher gehört auch die jungpalaeozoische *Pseudomonotis Kazanensis Golovkinsky*, Mat. f. d. Geol. Russlands I, Taf. IV; Waagen: Saltrange I, Taf. XXII.

2b) Aus den plattigen, mit dem rothen Sandsteine des Werfener Schiefers in Verbindung stehenden Kalken.

Aus diesem Niveau liegen Versteinerungen von zwei Fundstellen vor. Die eine derselben liegt westlich von Ravnau (Provinz Darwas) und ist in den Aufsammlungen des Herrn v. Krafft nur sehr ärmlich vertreten. Neben kleinen nicht näher bestimmbar Bivalven, die z. Th. Aviculiden oder Gervilleien, z. Th. myacitenartige Formen sein mögen, liegen von da Bruchstücke grösserer gerippter Arten von *Pseudomonotis* oder *Pecten* vor. Ein Gesteinsstück ist oolithisch ausgebildet.

Der zweite Fundort kalkigen Gesteins liegt zwischen Pass Langar und Eligawara und ist durch einige Platten eines grauen Kalkes repräsentirt, dessen eine Schichtfläche ganz überdeckt ist von abgewitterten Schalen einer ansehnlich grossen *Pseudomonotis*-Art, die möglicherweise auch unter den Bruchstücken der ersteren Localität vertreten ist.

Pseudomonotis bocharica nov. spec.

Taf. XV (2), Fig. 1.

Da die Umrisse hinreichend genau zu erkennen sind und die Schale stellenweise, insbesondere auch an den Ohren, resp. Flügeln, erhalten ist, kann diese Art immerhin genügend charakterisirt werden. Es liegen nur linke Klappen vor. Die Länge derselben weicht nicht auffallend von deren Breite ab, sie erscheinen daher gleichmässiger gerundet und weniger hoch als die Arten aus der Gruppe der *Pseudomonotis angulosa* Lepsius und *Venetiana* Hauer, erinnern mehr an jene der *Pseudomonotis Clarai* Buch. Das gilt auch für die Wölbung der linken Klappe, die eine weit flachere ist als jene der erstgenannten Formengruppen. Der Schlossrand ist ansehnlich lang, seine Länge beträgt wohl an $\frac{4}{5}$ der Gesamtlänge; darin steht die Form in der Mitte zwischen den Typen mit kürzerem Schlossrande (*Av. Clarai*) und jenen mit sehr langem Schlossrande, wozu *Av. Venetiana* und *Av. angulosa* gehören. Der Schlossrand wird vom Wirbel mässig überragt und in einen vorderen kürzeren und einen längeren hinteren getheilt. Dem ersteren entspricht ein wohldifferenzirter, deutlich von der Schale abgesetzter, durch eine randliche Einschnürung von ihr geschiedener vorderer Flügel, resp. ein vorderes Ohr, während der breite hintere Flügel sich ohne deutliche Absetzung unmittelbar an die Hauptwölbung der Schale anschliesst.

Die Berippung der Schale ist eine recht eigenthümliche. Es sind breite, flache Rippen mit je einer schmäleren Zwischenrippe, z. Th. ein wenig unregelmässig alternirend, durch sehr schmale und seichte Furchen getrennt, vorhanden, über welche eine dichte, stark entwickelte und schuppig hervortretende Anwachsstreifung verläuft. Auf der Mitte der Schale scheint diese Structur bisweilen recht verschwommen zu sein, an den Flügeln tritt sie kräftiger auf, und zwar sind am hinteren Flügel nächst dem Schlossrande die Radialrippen ein wenig schmäler und höher, fast ohne Zwischenrippen, am

vorderen Flügel dagegen noch theilweise von der besonders kräftigen, schuppigen Querstructur unterbrochen und durch sie verwischt. In dem Ausschnitte unterhalb dieses Flügels biegt sich die Anwachsstreifung deutlich nach einwärts, entsprechend der Byssusspalte der entgegengesetzten Klappe. Letztere mag wohl sicher sehr flach gewesen sein und ein wohlentwickeltes vorderes Byssusohr besessen haben. Es ist mir unter den *Pseudomonotis*-Arten der alpinen Trias bisher keine dieser Art verwandte Form bekannt geworden.

Hiemit ist die Aufzählung der von Dr. v. Krafft mir zur Bestimmung übergebenen Materialien aus Bokhara erschöpft. Vor allem Interesse beansprucht die sub 2a angeführte Fauna der rothen Sandsteine von Ravnau in der Provinz Darwas. Sie besteht aus folgenden Arten:

- Meekoceras* (?) *caprilense* Mojs.
Naticella spec.
Pleurotomaria (?) spec.
Myacites (*Anodontophora*) cfr. *fassaënsis* Wissm.
Myophoria ovata Goldf.
 „ *laevigata* Goldf. (die herrschende Art!)
Pseudomonotis Telleri n. sp.
 tenuistriata n. sp.
 aff. inaequicostatae Ben.
 hinnitidea n. sp.

Alle diese Arten fast ausnahmslos sind in den oberen Werfener Schiefer der Alpen nachgewiesen, was speciell auch für die neu-beschriebenen *Pseudomonotis*-Formen gilt. Einzelne Localitäten der alpinen Werfener Schiefer gleichen dem Vorkommen von Ravnau in Bokhara sowohl in der Fauna als in der Gesteinsbeschaffenheit in ausserordentlichem Masse, so beispielsweise gewisse Lagen rother Sandsteine mit *Pseudomonotis hinnitidea*, *Myophoria ovata* und *Myacites* von Miesenbach und von Höflein in Niederösterreich, an anderen ist trotz abweichender Gesteinsbeschaffenheit die Fauna nahezu Art für Art identisch, was insbesondere für den Fundort Kasparstein (Kasbauerstein) bei St. Paul in Kärnten gilt, der neben einer Menge der verschiedenartigen Pseudomonotiden auch *Myophoria ovata* und *Myacites* geliefert hat. Die Uebereinstimmung der Fauna der oberen Werfener Schiefer der Alpen mit jener von Ravnau in Bokhara ist demnach eine so vollkommene, dass der rothe Myophoriensandstein von Ravnau mit voller Sicherheit für ein Aequivalent des oberen Werfener Schiefers erklärt werden darf.

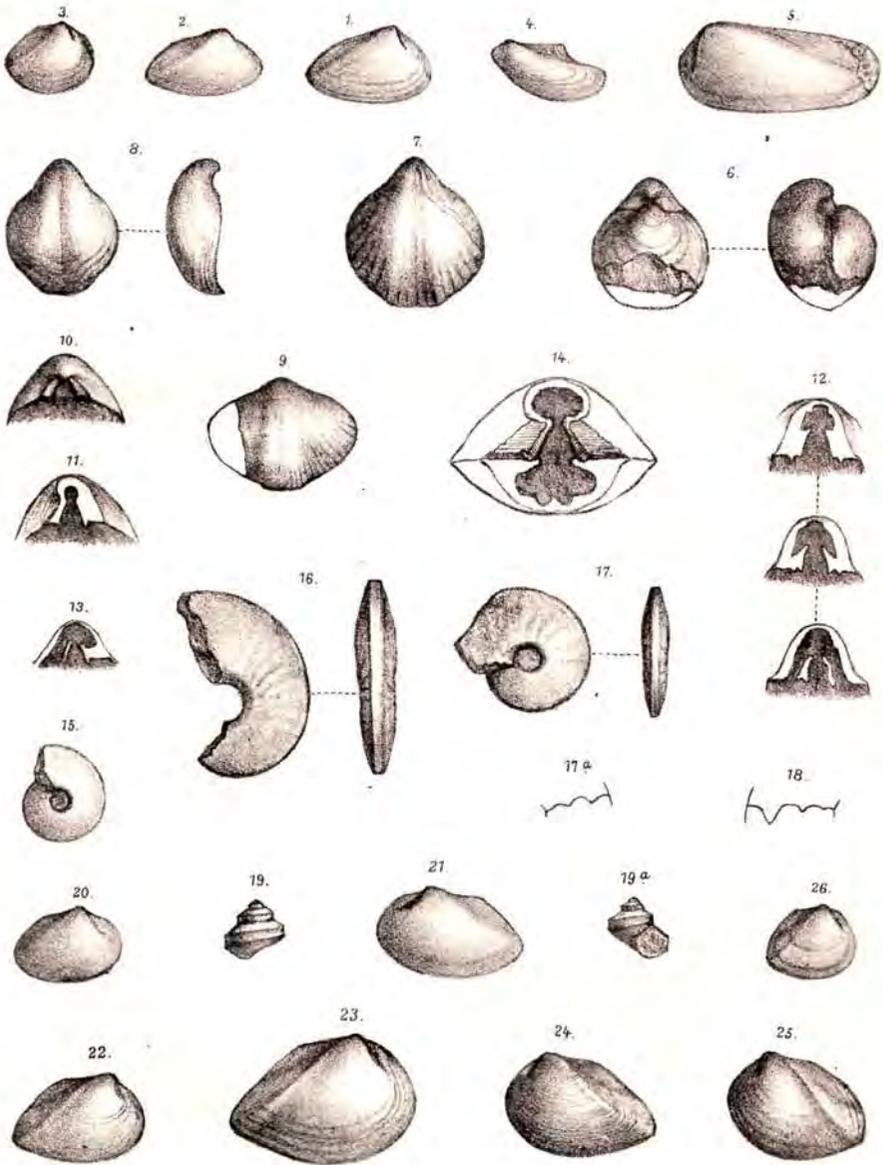
Tafel XIV (I).

**Beiträge zur Palaeontologie, insbesondere der triadischen
Ablagerungen centralasiatischer Hochgebirge.**

Erklärung zu Tafel XIV (1).

- Fig. 1. } *Myophoria Darwasana* nov. sp. Zwei rechte Klappen. S. 700 [12].
Fig. 2. }
Fig. 3. Dieselbe Art; rechte Klappe der var. *brevis*. S. 701 [13].
Fig. 4. ? *Avicula spec.* Linke Klappe. S. 702 [14].
Fig. 5. *Clidophorus spec.* Steinkern der linken Klappe. S. 702 [14].
Fig. 6. *Martinia Krafti* n. sp. Beidklappiges, an der Stirn verdrücktes Exemplar. S. 703 [15].
Fig. 7. Dieselbe Art. Grosse Klappe ohne ausgeprägten Sinus.
Fig. 8. Dieselbe Art. Eine grosse Klappe mit deutlichem Sinus.
Fig. 9. Dieselbe Art. Eine kleine Klappe.
Fig. 10. Dieselbe Art. Arealpartie blossgelegt.
Fig. 11. Dieselbe Art. Schliff durch den Schnabel.
Fig. 12. Dieselbe Art. Drei Schriffe, um die Zahnstützen zu zeigen.
Fig. 13. *Martinia glabra* Sow. sp. Schliff mit den Zahnstützen. S. 704 [16].
Fig. 14. *Reticularia lineata* Sow. sp. Schliff mit den Zahnstützen. — Fig. 13 und 14 nach Stücken aus dem Bergkalke von Visé, zum Vergleiche mit Fig. 12. S. 704 [16].
Fig. 15. } *Meekoceras* (?) *caprilense* Mojs. Zwei Exemplare von verschiedener Grösse.
Fig. 16. }
Fig. 17. *Meekoceras* (?) *caprilense* Mojs. Ein alpines Exemplar zum Vergleiche mit Fig. 15 und 16. Mendel in Tirol. Fig. 17a dessen Lobenlinie. S. 705.
Fig. 18. Lobenlinie eines grösseren Exemplares von *Meekoceras* (?) *caprilense* Mojs. aus Sulzbach in Steiermark.
Fig. 19. *Pleurotomaria* sp. in zwei Ansichten. S. 707 [19].
Fig. 20. } *Myophoria ovata* Goldf. S. 708 [20].
Fig. 21. }
Fig. 22. } *Myophoria laevigata* Goldf. S. 709 [21].
Fig. 23. }
Fig. 24. }
Fig. 25. }
- Fig. 26. Dieselbe Art; ein kürzeres Exemplar. S. 709 [21].

Alle Stücke dieser Tafel, bei denen keine besondere Fundortsangabe beigefügt ist, stammen aus Bokhara.



Tafel XV (2).

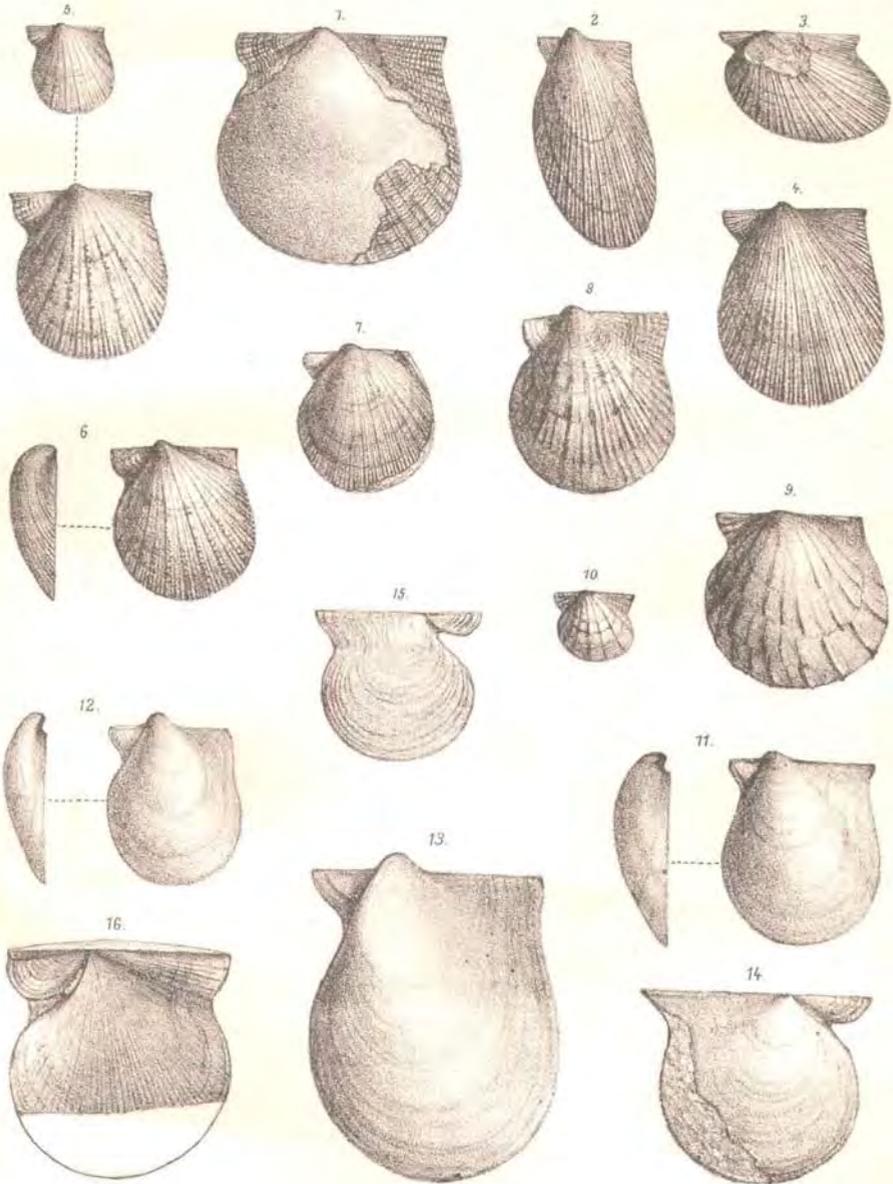
**Beiträge zur Palaeontologie, insbesondere der triadischen
Ablagerungen centralasiatischer Hochgebirge.**

Erklärung zu Tafel XV (2).

- Fig. 1. *Pseudomonotis bocharica* n. sp. Aus mehreren Stücken reconstruirte linke Klappe. Bokhara. S. 717 [29].
- Fig. 2. *Pseudomonotis (Avicula) Venetiana* Hauer sp. Hauer's Original zu seiner Fig. 3. Verzerzte linke Klappe. Agordo. S. 712 [24].
- Fig. 3. Dieselbe Art. Hauer's Original zu seiner Fig. 2 b. Verzerzte linke Klappe. Agordo.
- Fig. 4. Dieselbe Art. Reconstruction der linken Klappe zum Vergleiche mit Hauer's Fig. 1 b. Agordo.
- Fig. 5. *Pseudomonotis (Avicula) inaequicostata* Ben. Das von Benecke Fig. 5 abgebildete kleinere Original in natürlicher Grösse und zweifach vergrössert. Linke Klappe mit ziemlich vollständig erhaltenem hinteren Flügel. Borgo. S. 713 [25].
- Fig. 6. Dieselbe Art. Benecke's Original zu dessen Fig. 6. Linke Klappe, um den Unterschied der Berippung gegenüber *Pseudom. Venetiana* zu zeigen. Borgo.
- Fig. 7. *Pseudomonotis tenuistriata* n. sp., eine fein- und gleichmässig gerippte Form; linke Klappe. Bokhara. S. 711 [23].
- Fig. 8. *Pseudomonotis spec.* Uebergang von der feiner berippten *Ps. inaequicostata* Ben. zu der raurippigen *Ps. hinnitidea* n. Linke Klappe. Bokhara. S. 716 [28].
- Fig. 9. *Pseudomonotis hinnitidea* n. sp. Linke Klappe eines grösseren Exemplars mit Verschiebungen der Rippen durch die Anwachsringe. Miesenbach. S. 716 [28].
- Fig. 10. Dieselbe Art. Linke Klappe eines jugendlichen Exemplars. Miesenbach.
- Fig. 11. *Pseudomonotis Telleri* n. sp. Linke Klappe eines Exemplares aus Bokhara. S. 710 [22].
- Fig. 12. Dieselbe Art. Linke Klappe von St. Paul in Kärnten. S. 710 [22].
- Fig. 13. Dieselbe Art. Ein wenig schiefgedrückte linke Klappe von Ober-Seeland in Kärnten.
- Fig. 14. Dieselbe Art. Flache linke Klappe von Ober-Seeland in Kärnten.
- Fig. 15. Dieselbe Art. Linke Klappe von der Loiblstrasse in Kärnten. (Prof. A. Brunlechner coll.)
- Fig. 16. *Pseudomonotis* sp. vom Typus der *Ps. intermedia* m. (Fig. 7). Flache, linke Klappe von der Innenseite, Original zu F. v. Hauer's *Avicula* sp., Taf. IV, Fig. 1. S. 715 [27].

Von den auf dieser Tafel abgebildeten *Pseudomonotis*-Arten stammen die Exemplare Fig. 1, 7, 8 und 11 aus Bokhara, alle übrigen aus dem Werfener Schiefer der Alpen.

Die auf beiden Tafeln abgebildeten Stücke gehören der Sammlung der geol. Reichsanstalt in Wien an, mit Ausnahme der beiden Originale zu Taf. II, Fig. 5 und 6 (*Pseudomonotis inaequicostata* Ben. sp.), welche Eigenthum der Strassburger Sammlung sind. Leider sind diese beiden Stücke nicht mit der wünschenswerthen Genauigkeit wiedergehen worden, insbesondere dürfte Fig. 6 ein wenig zu schief gestellt sein.



Zur Erinnerung an Dr. Leopold Tausch von Glöckelsturn.

Von Dr. Julius Dreger.

Der Beginn des neuen Jahres brachte unserer geologischen Anstalt einen herben, schweren Verlust. In der Nacht vom 1. auf den 2. Jänner 1899 starb hier nach einem zweimonatlichen schweren Krankenlager Dr. Leopold Tausch von Glöckelsturn, Adjunkt der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien.

Der schon im 41. Lebensjahre so jäh Dahingeraffte stammte aus einer angesehenen österreichischen Beamtenfamilie. Sein Vater war, als Leopold am 15. Februar 1858 in Pest geboren wurde, dortselbst kaiserlicher Beamter und starb als k. k. Bezirkshauptmann in Schärding (Oberösterreich), auch noch in jüngeren Jahren, in Folge eines Herzfehlers.

Nachdem Leopold von Tausch das Gymnasium in Linz an der Donau vollendet hatte, bezog er die Wiener Universität und befasste sich hier hauptsächlich mit naturwissenschaftlichen Studien. Mit besonderer Verehrung und Liebe hing er an seinem Lehrer, Professor Dr. Melchior Neumayr, welcher auch ohne Zweifel den wesentlichsten Einfluss auf seine weitere wissenschaftliche Entwicklung genommen hat und auf dessen Anregungen wohl auch die wertvollen palaeontologischen Specialstudien zurückzuführen sind, welche von Tausch in der Folge veröffentlicht hat. Als Palaeontologe muss L. v. Tausch als ein Schüler Neumayr's bezeichnet werden.

Im Jahre 1882 wurde von Tausch an der Wiener Universität zum Doctor der Philosophie promovirt. Seine Dissertation handelte: „Ueber cretacische Süßwasserconchylien aus den Kohlenbildungen von Ajka im Veszprimer Comitate“.

Nachdem von Tausch in den Jahren 1881—1883 wiederholt mit der Stellvertretung des zeitweilig beurlaubten Assistenten der palaeontologischen Lehrkanzel der k. k. Universität in Wien betraut war, wurde er vom 1. Jänner 1884 dessen Nachfolger.

Als Universitäts-Assistent nahm er im Jahre 1885 an einer wissenschaftlichen Reise Professor Neumayr's nach Griechenland theil und blieb einige Wochen in Pikermi in Attika zurück, um die Ausgrabungen in den pliocänen Knochenanhäufungen, welche dort in dem rothen Lehm auftreten, zu beaufsichtigen.

Seinen eifrigen Bemühungen verdankt das palaeontologische Museum der Wiener Universität eine reiche Sammlung interessanter Thierformen, welche das Hauptmaterial zu der Arbeit Anton Weithofer's über die Fauna von Pikermi (Beiträge zur Kenntniss der Fauna von Pikermi bei Athen. Beiträge zur Palaeontologie Oesterreich-Ungarns, Bd. VI, S. 225, Wien 1888) darstellen. Neben einigen neuen Species enthält die Aufsammlung auch die neue Antilopen-Gattung *Helicophora* Weithofer, welche in die Gruppe der Gazellen gehört.

Im Anschlusse an die geologischen Untersuchungen M. Neumayr's und F. Teller's in Thessalien unternahm von Tausch nach Beendigung seiner Arbeiten in Pikermi, eine Studienreise in die Kreide- und Tertiärbildungen zwischen Pharsala und Domokos. Noch im selben Jahre (am 1. August 1885) wurde von Tausch zusammen mit dem auch schon verstorbenen C. Freih. von Camerlander zum Praktikanten der k. k. geologischen Reichsanstalt ernannt, nachdem er bereits 1882 als Volontär in die Anstalt eingetreten war. Ende des Jahres 1891 wurde er zum Assistenten und ein Jahr später zum Adjunkten an der genannten Anstalt befördert.

Im Jahre 1888 begleitete von Tausch den Oberbergrath Dr. G. Stache in das südliche Istrien, um an dessen Untersuchungen über die Wasserversorgung Polas theilzunehmen.

Dr. von Tausch erwies sich sowohl als Feldgeologe im schnellen Erfassen und richtigen Beurtheilen der geologischen Verhältnisse, als auch als palaeontologischer Forscher tüchtig und gewissenhaft, wie aus den von ihm hergestellten geologischen Karten und aus seinen zahlreichen Schriften zur Genüge erkannt werden kann.

Seine geologischen Aufnahmen betrafen Gebiete in West-Galizien, Schlesien und Mähren.

Ueber die geologischen Kartirungsarbeiten Dr. L. von Tausch's gibt folgende Tabelle Aufschluss:

Special-Kartenblatt 1:75.000		aufgenommen in den Jahren
Saybusch ¹⁾	Zone 7, Col. XX	1886, 1887
Neutitschein (Theil südl. der Oder) ²⁾	7, XVIII	1887, 1888, 1892 ⁴⁾ , 1895 ⁴⁾
Weisskirchen in Mähren (Theil südl. der Beczwa) ²⁾	7, XVII	1888, 1895 ⁴⁾
Prossnitz und Wischau	8, XVI	1889
Boskowitz und Blansko	8, XV	1890, 1891, 1892, 1895 ⁴⁾
Austerlitz ³⁾	9, XVI	1892
Auspitz und Nikolsburg ³⁾	10, XV	1896, 1897
Brünn	9, XV	1898

¹⁾ Zusammen mit Dr. V. Uhlig.
²⁾ Den übrigen Theil des Blattes wird Oberbergrath Dr. E. Tietze aufnehmen.
³⁾ Zusammen mit Oberbergrath C. M. Paul.
⁴⁾ Revisionstouren.

Die durch gesperrte Lettern hervorgehobenen Kartenblätter Prossnitz—Wischau, Boskowitz—Blansko und Austerlitz sind bereits im Farbendrucke erschienen und in der ersten Lieferung geologischer Karten von Oesterreich, welche von der k. k. geologischen Reichsanstalt herausgegeben werden, enthalten. Zu den beiden ersteren Blättern hat von Tausch auch noch die Erläuterungen verfasst. Es war dies seine letzte Arbeit, die er theilweise schon im Krankenvette herstellte. Er war noch voller Hoffnung für die Zukunft, als ihm diese letzte Arbeit im Drucke vorgelegt werden konnte.

Aber nicht nur auf rein wissenschaftlichem Gebiete beschränkte sich die Thätigkeit von Tausch's. In den letzten Jahren bot sich ihm Gelegenheit, seine erworbenen Kenntnisse und seine Fähigkeit, geologische Verhältnisse schnell und richtig aufzufassen, für praktische Zwecke verwerthen zu können.

Im Jahre 1896 ging von Tausch auf Wunsch der k. k. Bezirkshauptmannschaft Kimpolung in die Bukowina, um ein Gutachten in Betreff eines Schutzgebietes für die Heilquellen von Dorna Watra und den Sauerling von Pojana Negri (beide Quellen im Besitze des griechisch-orientalischen Religionsfonds) abzugeben. Bei dieser Gelegenheit fand von Tausch auch das Vorkommen von mesozoischen Kalken und Menilitschiefern in der Umgebung von Koszczuja bei Mold.-Banilla auf.

Im Frühjahr vergangenen Jahres besuchte von Tausch während eines vierwöchentlichen Urlaubes den westlichen Kaukasus und Theile der Krim in Russland, um das dortige Petroleumvorkommen für englische Unternehmer zu untersuchen und sein Gutachten abzugeben.

Befriedigt über seine dortige Thätigkeit langte er in Wien wieder ein und wurde alsbald, noch lebhaft unter den Eindrücken seiner russischen Reise stehend, auf Verlangen des hohen k. k. Eisenbahnministeriums nach Ostgalizien entsendet, um daselbst ein Urtheil über die geologische Unterlage einiger Projectstracen der k. k. Staatsbahnen abzugeben. Er legte die Ergebnisse seiner Untersuchungen in einem ausführlichen Berichte an das k. k. Eisenbahnministerium nieder, welches ihm auch seine Befriedigung über seine dortige Thätigkeit ausdrückte.

Dann begab er sich nach Mähren in das Blatt Brünn, dessen geologische Kartirung ihm von der Direction der geologischen Reichsanstalt zugewiesen worden war. Bevor er seine Aufnahmezeit für das Jahr 1898 ganz vollendet hatte, wurde er Ende October nach Wien berufen, um die letzten Correcturen an den damals im Drucke befindlichen geologischen Karten von Boskowitz—Blansko und Prossnitz—Wischau zu besorgen und die textlichen Erläuterungen zu vollenden.

Bald darauf erkrankte er an einem Herzleiden und sollte Wien nicht mehr verlassen.

Seine Gesundheit war, ohne dass er und seine Freunde es wussten, schon seit längerer Zeit erschüttert, und so mögen seine letzten anstrengenden Reisen mit Veranlassung gewesen sein, dass er so plötzlich einer Krankheit erlegen ist, durch deren rechtzeitige und

gründliche Behandlung er der Wissenschaft und seinen Freunden noch lange hätte erhalten bleiben können.

Er war bis zu seinen letzten Stunden von der freudigen Hoffnung erfüllt, dass er in kurzer Zeit wieder soweit hergestellt sein werde, um zu seiner gänzlichen Erholung mit seiner von ihm innig geliebten zweiten Frau nach dem Süden reisen zu können.

Seine Arbeitsfreudigkeit verliess ihn erst in den letzten Tagen.

Viel hat die geologische Reichsanstalt in Dr. v. Tausch verloren, noch mehr aber seine zahlreichen Freunde, die seine persönlichen guten Eigenschaften, sein stets heiteres Gemüth, seinen offenen Charakter zu schätzen wussten.

Unser armer Freund hinterlässt eine Witwe, die ihn mit hingebungsvollster Liebe bis zum letzten Augenblicke gepflegt hatte, nachdem sie durch mehrere Jahre mit ihrem Gemahle in glücklicher Ehe gelebt hatte. Den Schmerz um den Gatten theilt sie mit seiner Schwester Anna von Tausch, welche der herbe Schlag um so schwerer trifft, als sie in ihm ihren einzigen Bruder verloren hat, an dem sie besonders seit dem Tode der Mutter in hingebungsvoller Liebe hing.

Seine zahlreichen Freunde denken mit innigster Wehmuth an ihren so jung zur ewigen Ruhe gegangenen Kameraden.

Möge ihm die Erde leicht werden!

Verzeichniss der Schriften L. v. Tausch's.

1883.

Ueber Funde von Säugethierresten in den lignitführenden Ablagerungen des Hausruckgebirges in Oberösterreich. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 147, und Berichtigung zu diesem Aufsatz (Literaturverzeichniss). Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 181, Wien.

1884.

Die von Prof. Dr. C. Doelter auf den Capverden gesammelten Conchylien. Jahrb. d. Deutsch. Malakol. Gesellsch. Cassel.

Ueber einige Conchylien (*Pyrgulifera* und *Fascinella*) aus dem Tanganika-See und deren fossile Verwandte. Sitzungsber. d. Akadem. d. Wissensch., I. Abthlg., Bd. XC., Juli-Heft. Wien.

1885.

Ueber die Beziehungen der neuen Gattung *Durga*, G. Böhm zu den Megalodontiden, speciell zu *Pachymegaladon Gumb.* Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 163, Wien.

Reisebericht über Thessalien. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 250. Wien.

1886.

Ueber die Fauna der nicht-marinen Ablagerungen der oberen Kreide des Csingerthales bei Ajka im Bakony und über einige Conchylien der Gosaumergel von Aigen bei Salzburg. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XII, Nr. 1. Wien.

Ueber die Beziehungen der Fauna der nicht-marinen Kreideablagerungen von Ajka im Bakony in jener der Laramiebildungen Nordamerikas. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 180. Wien.

I. Reisebericht aus Saybusch. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 241. Wien.

II. Reisebericht aus der Gegend von Saybusch, *ibid.* S. 317.

1887.

Einiges über die Fauna der grauen Kalke der Südalpen. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 187. Wien.

I. Reisebericht aus Rožnau, *ibid.* S. 221.

II. Reisebericht (Blatt Neutitschein), *ibid.* S. 284.

1888.

Aufnahmebericht über die Gegend von Saybusch. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 166. Wien.

Ueber die Fossilien von St. Briz in Stüdsteiermark, *ibid.* S. 192.

Reisebericht (Blatt Mähr.-Weisskirchen), *ibid.* 243.

1889.

Bericht über die geologische Aufnahme der Umgegend von Mährisch-Weisskirchen. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 135, Wien, und Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., S. 405.

Ueber einige nicht-marine Conchylien der Kreide und des steierischen Miocäns und ihre geographische Verbreitung, *ibid.* S. 157.

Miocän bei Leipnik, *ibid.* S. 275.

Reisebericht: Aufnahmeblatt Prossnitz—Wischau, *ibid.* S. 276.

1890.

Zur Kenntniss der Fauna der grauen Kalke der Südalpen. Abhandlungen d. k. k. geol. R.-A., Bd. XV, Heft 2. Wien.

Ueber eine tertiäre Süßwasserablagerung bei Wolfsberg im Lavantthale (Kärnten) und deren Fauna. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 95. Wien.

Reisebericht aus Mähren (Blansko und Adamsthal), *ibid.* S. 222.

1891.

Bericht an die Direction d. k. k. geol. R.-A. über eine aus dem Fonde der Schlönbach-Stiftung subventionirte Studienreise nach Süddeutschland. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 35. Wien.

Ueber *Conchodus* (*Conchodon Stopp.*) aus der alpinen Trias, *ibid.* S. 75.
Vorlage des Blattes Prossnitz und Wischau (Zone 8, Col. XVI), *ibid.* S. 183.

Bemerkungen zu Paul Oppenheim's Arbeit: Die Land- und Süßwasserschnecken der Vicentiner Eocänbildungen. Eine palaeontologisch-zoogeographische Studie (LVII Bd. d. math.-naturw. Classe der k. Akad. der Wissenschaften, Wien 1890, S. 113—150, mit 5 Taf.), *ibid.* S. 198.

Bemerkungen über einige Fossilien aus den nicht-marinen Ablagerungen der oberen Kreide des Csingerthales bei Ajka, *ibid.* S. 207.

Reisebericht von Tischnowitz, *ibid.* S. 248.

Zweiter Reisebericht. Geologische Mittheilungen aus der weiteren Umgebung von Tischnowitz, *ibid.* S. 289.

1892.

Offene Antwort auf eine von Herrn Prof. Dr. Georg Böhm in seiner Arbeit „*Lithiotis problematica*“ (Berichte der naturforsch. Gesellschaft in Freiberg i. B., Bd. VI, Heft 3, S. 65) an mich gerichtete Frage. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 117. Wien.

Geologische Aufnahme der Umgebung von Tischnowitz, *ibid.* S. 178.

Zur Megalodusfrage, *ibid.* S. 419.

Ueber die Bivalvengattung *Conchodus* und *Conchodus Schwageri n. f.* aus der obersten Trias der Nordalpen. Abhandlungen der k. k. geol. R.-A., Bd. XVII, mit 3 Tafeln. Wien.

1893.

Bericht über die geologische Aufnahme des nördlichen Theiles des Blattes Austerlitz. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 145. Wien.

Resultate der geol. Aufnahme des nördlichen Theiles des Blattes Austerlitz nebst Bemerkungen über angebliche Kohlenvorkommnisse im untersuchten Culmgebiete. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XLIII, S. 257. Wien.

1894.

Die Phyllitgruppe im Blatte Boskowitz und Blansko. Olivindiabas von Czerwir. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 321. Wien.

Erwiderung an Herrn Prof. A. Rzehak in Brünn bezüglich seiner Ausführungen über die geologische Aufnahme des nördlichen Theiles des Blattes Austerlitz, *ibid.* S. 377.

1895.

Schluss der geologischen Aufnahme im Blatte Boskowitz und Blansko.

1896.

Ueber die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine, sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1895, S. 265. Wien.

Vorlage des geologischen Blattes Boskowitz und Blansko (Zone 8, Col. XV.). Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 189. Wien.

Bericht über geologische Beobachtungen bei einigen Tertiärvorkommnissen im Innviertel (Oberösterreich) und in einem Theile von Nieder- und Oberbayern. *ibid.* S. 304.

1897.

Einiges über die geologischen Verhältnisse im Blatte „Auspitz und Nikolsburg“ (Zone 10, Col. XV). Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 158. Wien.

1898.

Ueber ein ausgedehnteres Graphitvorkommen nächst Kollowitz bei Budweis in Südböhmen. Verh. d. k. k. geol. R.-A., S. 182. Wien.

Erläuterungen zur Geologischen Karte NW-Gruppe Nr. 67, Prossnitz und Wischau. Geol. R.-A. Wien.

Erläuterungen zur Geologischen Karte NW-Gruppe Nr. 66, Boskowitz und Blansko. Geol. R.-A. Wien.