

# Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch<sup>1)</sup>-Marmaroscher Grenzkarpathen.

Von Dr. Hugo Zapałowicz.

Mit einer geologischen Uebersichtskarte (Tafel Nr. VI) und einer Profiltafel (Nr. VII).

## Einleitung.

Das hier zur Beschreibung gelangende Gebiet umfasst den gebirgigsten und grösste Höhen aufweisenden Theil der ungarisch-galizischen Ost-Karpathen. Es liegt zwischen dem  $47^{\circ} 33'$  und  $48^{\circ} 15'$  nördlicher Breite und den Meridianen  $41^{\circ} 49'$  und  $42^{\circ} 34'$  östlich von Ferro. Seine grösste von NW. nach SO. verlaufende Längsaxe beträgt 82 Kilometer, die längste Queraxe 45.5 Kilometer. Im Mittel beträgt die Queraxe annähernd 35 Kilometer, so dass das ganze Gebiet, welches eine längliche Form zeigt, einen Flächenraum von circa 2850 Quadratkilometer umfasst.

Das Gebiet wird in W. durch die Theiss-Pruth-Spalte und den Vissó-Fluss, im O. durch den Schwarzen Czeremosz natürlich abgegrenzt. Im N. schliesst es mit der mächtigen, etwas schwerfällig gebauten Czarna Hora-Kette ab, deren höchste Gipfel: Howerla 2058 Meter, Brebenieska 2037 Meter, Pop Iwan 2026 Meter — letzterer auf der neuen, für die vorliegende Arbeit verwendeten Spezialkarte im Massstabe von 1:75.000, irrthümlich mit dem der ganzen Kette zukommenden Namen „Czarna Hora“ bezeichnet — von den tiefsten Einsattelungen 1785 bis 1815 Meter um keine bedeutenden Höhen differiren. Im S. grenzt es an die durch ihre kühnen und schönen Gebirgsformen sich hervorhebenden Rodnaer Alpen, die in einer langen Kette entwickelt von W. nach O. längs der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen ziehen.

---

<sup>1)</sup> Es wurde der historische, in Galizien übliche Name Pokutisch — von der Provinz Pokutien — gewählt, um etwa einem langathmigen Titel . . . der Ost-Karpathen des Nadwornaer und Kossower Bezirkes und des Comitatus Marmarosch auszuweichen.

Von den Rodnaer Alpen gelangt hier jedoch nur ein kleiner, auf ungarischer Seite gelegener Theil in Betracht, welcher im O. und S. durch die Hauptwasserscheide, im W. durch das Dragusiu-Thal abgegrenzt wird. Der höchste Gipfel in den Rodnaer Alpen (zugleich auch im ganzen Gebiete), der 2305 Meter hohe Pietrosu, liegt eben in diesem Theile der Alpen. Ihm folgt Rebri 2269 Meter, dann Pusdreloru 2191 Meter. Der zweithöchste Gipfel der Rodnaer Alpen, der Ineu (Kuhhorn) 2280 Meter, liegt in ihrem östlichen Theile und bereits ganz auf der siebenbürgischen Seite.

Von der Czarna Hora wendet sich die Hauptwasserscheide und mit ihr die Landesgrenze zwischen Ungarn und Galizien plötzlich nach S. (tiefste Stelle zwischen Waskul und Wiehin 1342 Meter) und erreicht am Stóg (ruthenisch Stih) einen langen Gebirgszug, der das linke Ufer des Schwarzen Czeremosz begleitet und im Allgemeinen, ähnlich wie die Czarna Hora, nach SO. streicht.

Dieser Gebirgszug, der in geologischer Beziehung eine mannigfaltige Zusammensetzung aufweist und schon ausserhalb der eigentlichen galizischen Flyschzone gelegen ist, zeichnet sich durch allgemein sanft undulirte Gebirgsrücken aus, die von ausgedehnten fruchtbaren Alpenwiesen eingenommen werden. Im nördlichen Theile, der vom Stóg 1655 Meter bis zur Budyowska wielka 1684 Meter reicht, betragen die grössten Höhenunterschiede der Wasserscheide (tiefste Stelle 1480 Meter) nicht einmal 200 Meter. Im mittleren bis Pirie 1554 Meter reichendem Theile, dem sich gleich anfangs der inselartig hoch emporragende Czywezyn 1769 Meter anschliesst, sind die Höhendifferenzen beinahe dieselben wie vorher, indem der höchste Punkt der Wasserscheide am Suligul 1694 Meter, der tiefste, südlich von der Popadia, 1444 Meter beträgt. Dem südlichen, im Allgemeinen höher ansteigendem Theile schliesslich, der an der Ihniatiasa 1762 Meter das südlichste Ende Galiziens erreicht, kommt der Charakter eines breitrückigen, plateauartigen Gebirges noch mehr zu und die Höhendifferenzen der Wasserscheide sind hier noch kleiner wie vorher.

Von dem Czarna Hora- und Stóg-Ihniatiasa-Grenzgebirge zweigen sich nach SW. und W. Gebirgsrücken ab, die stellenweise wieder mit hohen Gebirgsmassen in Verbindung treten. So sehen wir im N. vor Allem das Körösmezőer Pietrosz-Gebirge 2022 Meter durch einen 1560 Meter hohen Satteltamm mit der Czarna Hora verbunden. Weiter südlich zweigt sich vom Stóg der Zug der Nieniska 1822 Meter ab, welcher letzterer im S. durch die schmalen, brücken- oder viaductartigen Kämme des Holovaciu mit der Pop Iwan-Gruppe, und der Cacateasa (von rumänischen Hirten hörte ich Cacatiasca) mit der Gruppe des Farcheu in Verbindung steht, wobei die tiefsten Stellen auf diesen beiden Kämmen fast genau dieselbe Höhe von 1450 Meter betragen.

Die ersterwähnte Gruppe, welche im N. den steilen Pietrys (auf der Karte Pietros) 1784 Meter, im W. den Zug des 1795 Meter hohen Zerban, im S. den Tomnatecu (ruthenisch Tomnatik) 1621 Meter umfasst und in deren Mitte sich der felsige von nordöstlicher Seite malerisch zerrissene Pop Iwan 1940 Meter erhebt — sowie die Gruppe des eine mächtige Kuppe darstellenden Farcheu 1961 Meter mit dem sich ihm gleich südöstlich anschliessenden, langem und jäh nach N.

abstürzendem Rücken des Mihailecu (ruthenisch Michailek) 1920 Meter, werde ich in der Folge, der Kürze halber, als das Ruzspolyanaer Gebirge, nach dem an dessen Südfusse gelegenen Städtchen Ruzspolyana, bezeichnen.

Weiter südöstlich von Stóg zweigen sich von dem Grenzgebirge zwei nach SW., somit senkrecht auf das Streichen des ersteren ziehende Gebirgsrücken ab und zwar vom Kopilas der Repega 1577 Meter Bokul-Zug und von der Budyowska wielka der lange Barden-Zug, welcher die Gipfel Budyowska mala 1678 Meter, Barden (auf der Karte als Pietrosu bezeichnet) 1854 Meter, Baitia 1675 Meter umfasst und bis in die Nähe von Felső-Vissó reicht.

Gelangt man schliesslich auf das Südende des Grenzgebirges, so kann man von der Ihniatiasa über den etwas weniger als 1554 Meter hohen Sattel des Stenisoru die breite Masse der Crecela 1855 Meter erreichen.<sup>1)</sup> Letztere gehört bereits dem langen Gebirgszuge an, der in einer fast rein westlicher, somit schon dem geographischen Streichen der Rodnaer Alpen sich anpassenden Richtung, das linke Riu Vaser-Ufer begleitet, gegen W. an Höhe immer mehr abnimmt und von der gewaltigen Trojaga-Eruptivmasse 1939 Meter — deren hohe, ausserordentlich steile Kämme an Dächer gothischer Kirchen lebhaft erinnern — weit überhöht wird.

Wie ein Blick auf die Karte lehrt, ist die Ihniatiasa-Palenica und Crecela-Masse als ein Gebirgsknoten zu bezeichnen, der durch das Zusammentreffen von mehreren Gebirgszügen gebildet wird und von welchem die Gewässer beinahe nach allen Weltgegenden ihren Lauf nehmen.

Von der Ihniatiasa wendet sich die Hauptwasserscheide nach S. — während die Landesgrenze nach O. ins Thal herabsteigt und das Triplex confinium von Ungarn, Galizien und Bukowina tief unten im Thale liegt — und verquert zuerst den bereits erwähnten Crecela-Zug, dann weiter südlich den Zug des Ciarcana 1849 Meter und erreicht schliesslich die von W. nach O. streichenden Rodnaer Alpen, auf welche sie übergeht. Da die tiefste Stelle dieser nach S. verlaufenden Wasserscheide, nämlich am Prislopului, über welchen die Strasse von Ungarn in die Bukowina führt, noch 1418 Meter beträgt, so erscheint dadurch die Verbindung des Grenzgebirges mit den Rodnaer Alpen hergestellt.

Es besteht somit im Allgemeinen das Gebiet aus einem langen, im Ganzen nach SO. streichendem Grenzgebirge und dessen südlichen, nach S. gerichteten Verlängerung, an welches, orographisch genommen, von Ungarn her hohe Gebirgszüge radienförmig anstossen, indem das orographische südwestliche Streichen der nördlichen Züge in den südlichen allmählig in ein westliches Streichen übergeht, wie dies auch sehr anschaulich durch den Lauf der grösseren Flüsse: Weisse Theiss, Rika (Ruzskowa Rika), Riu Vaser und Vissó angedeutet wird.

Die tiefsten Stellen (Ortschaften) im Gebiete sind: Borsa 665 Meter, Felső Vissó 481 Meter, Ruzspolyana 540 Meter, Rona Polyana am

<sup>1)</sup> Der Name Crecela scheint hier ganz unbekannt zu sein; wenigstens hörte ich von ruthenischen und rumänischen Hirten, aber auch von Waldhütern nur die Namen Sniapinu und Balaseniasa nennen, wovon der erstere auf den nördl., der letztere auf den südöstl. Theil der Crecela sich beziehen dürfte.

Zusammenflüsse des Vissó mit der vereinigten Theiss 343 Meter, Bocszó Rahó 443 Meter, Bogdan an der Weissen Theiss 548 Meter und Körösmező an der Schwarzen Theiss 640 Meter. Aus der Vergleichung der Höhen von Borsa, Ruzspolyana und des am meisten nach NO. in das Gebirge vorgeschobenen Dorfes Bogdan folgt, dass bei Berücksichtigung gleicher Abstände von den Quellen die Thalsole des Vissó-Flusses höher liegt, wie jene des Rika-Flusses und diese etwas höher als die Thalsole der Weissen Theiss. Das auf der galizischen Seite befindliche Dorf Żabie am Czeremosz liegt, falls man dieselbe Entfernung vom Grenzkamme der Czarna Hora annimmt, wie für das Dorf Bogdan, in einer Höhe von 635 Meter, somit in derselben Höhe wie das im Gebirgstreichen gelegene Körösmező. Es würde somit das ganze Gebiet im Allgemeinen eine Grundplatte darstellen, die von S. nach N., d. i. von den Rodnaer Alpen bis zur Czarna Hora allmählig fällt und weiter nördlich sich dann wieder hebt. —

Dieses Gebiet hatte ich in den verflossenen Jahren zuerst in pflanzengeographischer Beziehung kennen gelernt. Zu meinem grossen Verdrusse sah ich mit der Zeit ein, dass mit Ausnahme weniger, eigentlich nur den Rand des Gebietes berührender Punkte ein viel grösserer Theil desselben gar nicht bekannt ist, wie man dies schon aus einem Vergleiche der neuesten Uebersichtskarte der österr.-ungar. Monarchie von F. v. Hauer, J. 1885 mit der, dieser Arbeit beigeschlossenen ersehen kann. Da nun die hier sehr wechselnde Bodenbeschaffenheit auf die Pflanzenwelt den wichtigsten Einfluss ausübt — sonst könnte man sich das Existiren von mehreren Pflanzenbezirken und die bedeutenden Unterschiede im Verlaufe der Pflanzenregionen innerhalb des Gebietes selbst durch den zweiten Factor, das Klima allein nicht erklären — so sah ich mich veranlasst, mir selbst in dieser Beziehung zu helfen, umsomehr, als keine Aussicht vorhanden war, dass diese Gegenden sich in nächster Zeit einer Aufnahme erfreuen werden. Im Sommer des Jahres 1883 suchte ich deshalb das Gebiet noch einmal auf, um dasselbe, so weit es geht, in geologischer Beziehung kennen zu lernen und so eine natürliche, zugleich auch den Bau der Gebirge aufklärende Grundlage für meine eigentliche botanische Arbeit zu gewinnen.

Ich schlug den Weg über die Bukowina ein und kam in der zweiten Hälfte Juli in das Gebiet, wo ich mich ununterbrochen bis Mitte October beschäftigte und was mir nur in Folge der ausnahmsweise guten Witterungsverhältnisse in diesem Jahre möglich war. Im folgenden Jahre unternahm ich dann Ende Juli noch eine zweite, sechswöchentliche Excursion nach diesen Gegenden.

Das stark bewaldete Gebiet — der grösste Waldcomplex in Oesterreich befindet sich eben hier, wo die Grenzen von Ungarn, Galizien und Bukowina zusammenkommen — bietet an auffallend wenigen Stellen halbwegs gute Profile und ist z. B. gerade der Hauptdurchschnitt im Thale der Schwarzen und der vereinigten Theiss am wenigsten massgebend, um zu einer richtigen Erkenntniss der einzelnen Formationen und der Art ihrer Bethheiligung am Gebirgsbaue zu gelangen. Oberhalb der Waldgrenze nehmen den viel grösseren Theil der alpinen Region ausgedehnte Alpenwiesen ein, die meistens so gut wie gar keine Aufschlüsse bieten, was besonders in der nördlichen Kreidezone der Fall

ist. Das Wandern über diese begrasteten Rücken, so insbesondere in den einsamen Stóg-Ihniatiasa-Gebirge gehört wohl zu den eigenthümlichsten und schönsten Gebirgstouren: man bewegt sich so frei und genießt zugleich die schönste Aussicht auf die einzelnen Hochgebirgs-Gruppen und Ketten, die man fast in ihrer Gesamtgestalt übersieht. Die Hochgebirgstouren sind bei guter Witterungszeit an und für sich eigentlich mit keinen Gefahren verbunden, da man überall auch auf bequemeren Wegen fortkommen kann. Sehr beschwerlich zum Begehen sind dagegen die in den weitaus meisten Fällen ganz unwegsamen, verwachsenen oder durch Windbrüche u. s. w. verlegten Seitenthäler, von denen jedoch ein grosser Theil aufgesucht werden musste, um mitunter überhaupt zu sicheren Schlüssen gelangen zu können.

Ueberhaupt muss man hier, falls man mehr sehen will, stets darauf gefasst sein, im Freien übernachten zu müssen, da man oft keine Alpenhütte zur rechten Zeit erreicht. Das Klima ist hier im Allgemeinen sehr regnerisch. Abgesehen von langen Regentagen, haben mich in jedem der Sommermonate stets mehrere Male gewaltige, oft wirklich entsetzliche Gewitterstürme hoch oben im Gebirge erwischt. Falls man z. B. auf dem Wege von der Ihniatiasa ins Czeremosz-Thal nass wird, so kann man erst am zweiten oder dritten Tage trocken werden, da man früher unter kein Dach kommt. Eine wirkliche Gefahr bieten nicht die hier sehr zahlreich lebenden grossen Bären (auch Wölfe), sondern die auf sie stets im Geheimen und ohne alle Wahrzeichen aufgestellten riesigen Fangeisen.

Sowohl die ruthenische wie auch die rumänische Landbevölkerung zeichnet sich durch gute Gemüthseigenschaften und Gastfreundlichkeit aus. Im ungarischen Theile des Gebietes wohnen die Ruthenen an der Theiss, im Rika-Thale und in geringer Anzahl in dem spärlich bevölkerten unteren Riu Vaser-Thale bis Felső Vissó; die Rumänen dagegen im Vissó-Thale herab bis zur Petrova, so dass die Ruthenen des Rika- und Riu Vaser-Thales wie abgeschnitten erscheinen. Die ziemlich zahlreichen deutschen Colonien befinden sich hier ausschliesslich in dem von den Ruthenen bewohnten Gebiete. Im galizischen Theile ist die Landbevölkerung ruthenisch. Auf beiden Seiten wohnen Israeliten in grosser Anzahl, welche die Landbevölkerung, insbesondere von der sehr lucrativen alpinen Schaf- und Viehzuchtwirtschaft immer mehr verdrängen.

Da ich der Mühen gedachte, die mit den Excursionen in diesem Gebiete unzertrennlich verbunden sind und es mir andererseits gelungen ist auf mehreren Stellen glückliche Fossilienfunde zu machen, so habe ich mich entschlossen, das Resultat meiner geologischen Beobachtungen getrennt von der botanischen Arbeit früher zu veröffentlichen, um damit zugleich auch die Aufmerksamkeit von Fachgeologen auf dieses interessante Gebiet zu lenken.

Was die petrographische Bearbeitung des Materiales anbelangt, sehe ich mich für die vielen wichtigen Mittheilungen und die mikroskopische Bestimmung aller Präparate Herrn H. Baron von Foullon zu vielem Danke verpflichtet.

Während der Arbeit im Terrain bediente ich mich der Karten nach den neuesten Aufnahmen des k. k. geogr. Institutes in Wien, im Massstabe von 1:75000. Alle in dieser Arbeit citirten Ortsnamen

und Höhenpunkte sind diesen Karten entlehnt, obwohl erstere nicht immer glücklich gewählt erscheinen, was übrigens nicht verwundern darf, wenn man bedenkt, dass nebst den zwei Volkssprachen auch die magyarische und deutsche ihren Einfluss ausübten. Der weit nach N. ins Gebirge reichende Einfluss der rumänischen Sprache rührt daher, dass die Rumänen mit ihren Herden eben weit nach N. vordringen und in Gegenden, wo in den Thälern nur Ruthenen wohnen, viele, insbesondere ärarische Alpenwiesen jahraus jahrein in Pacht nehmen. Aehnlich wie manche ruthenischen Ortsbenennungen auf einen rumänischen Ursprung hinweisen, stammen umgekehrt auch so manche rumänischen Ortsnamen aus einer slavischen Quelle, so z. B. Prislopului vom slavischen Prislop und umgekehrt Munczel vom rumänischen Munte u. s. w. Auf der Karte sind häufig ruthenische Ortsnamen rumänischen Ursprunges ganz romanisirt worden.

Die Original-Aufnahmskarte im Massstabe 1:75000 befindet sich im Archiv der k. k. geolog. Reichsanstalt. Die dieser Arbeit beige-schlossene Karte im Massstabe von 1:100000, ist eine verkleinerte Copie der ersteren.

Die auf dieses Gebiet sich beziehenden, mitunter nur einzelne Bemerkungen oder Vermuthungen enthaltenden Arbeiten sind — abgesehen von einigen älteren Arbeiten wie jene von Beudant, Boué, Lill v. Lilienbach u. s. w. und die bereits in dem weiter unten citirten Berichte ex 1859 von v. Hauer angeführt und berücksichtigt wurden — folgende:

- Cotta B. v.: Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. VI. Bd., 1885. Enthält auf pag. 125—128 einige Bemerkungen über die Umgebung von Borsabánya und das Trojagaer Eruptivgebirge.
- Strippelmann L.: Bemerkungen über das Vorkommen von erzführenden Gängen in dem Trojagaer Gebirge bei Borsabánya. Oesterr. Zeitschrift für den Berg- und Hüttenmann, 1885, III. Bd., pag. 157—159.
- Lorinzer G.: Die Marmaroscher Diamanten. Sechstes Programm des k. k. kath. Gymnasiums zu Pressburg, 1856.
- Alt A. v.: Ein Ausflug in die Marmaroscher Karpathen. Mittheilungen der k. k. geogr. Gesellschaft, II. Jahrg., 1858, pag. 6—12.
- Hauer F. v. und Richthofen F. v.: Bericht über die geol. Uebersichtsaufnahme im nordöstl. Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, X. Bd., 1859.
- Hauer F. v. und Stache G.: Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
- Gesell A.: Adatok a máramarosi m. k. bányaigazga tósághoz Magyar tudományos akadémiai Közl. IX. Bd., 1876.
- Beitrag zur Kenntniss der Marmaroser Petrolfundstätte. Jahrbuch des ung. Karpathen-Vereines, VII. Jahrgang, 1880, pag. 518—521.
- Geologie der Máramaros. Jahrbuch des ung. Karpathen-Vereines, VIII. Jahrg. 1881.
- Paul C. M. Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 26. Bd., 1876.
- Paul C. M. und Dr. E. Tietze: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 27. Bd., 1877.
- Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 29. Bd., 1879.
- Hauer F. v.: Die Geologie. Wien. 1878.
- Uebersichtskarte der österr.-ungar. Monarchie. Wien, 1885.
- Herbich Dr. F.: Das Széklerland. Mittheilungen des Jahrb. der k. ung. geol. Anstalt. Budapest, 1878.
- Siegmeth K. Reiseskizzen aus der Máramaros. Jahrbuch des ung. Karpathen-Vereines, VIII., IX., XI. und XII. Jahrgang (1881—1885).
- Zuber R. Studya geologiczne we wschodnich Karpatach, III. Theil, Kosmos, Lemberg, 1884. —
- Wien, 1885.

## Geologische Beschreibung.

Das Gebiet gehört ganz dem karpathischen Systeme an. Es liessen sich in demselben folgende Formationen mit grösserer oder geringerer Sicherheit unterscheiden, und zwar mit der ältesten beginnend, die: *a) Primärformation, b) Dyas-, c) Trias-, d) Jura-, e) Kreide-, f) Eocen-, g) Oligocenformation* und schliesslich *h) Diluvium und Alluvium.*

Von diesen Formationen wird in der Folge eine jede für sich getrennt behandelt werden, da dieser Vorgang durch die Natur der Dinge selbst geboten ist. Im Bereiche der Formationen habe ich die auf den verschiedenen Touren beobachteten Thatsachen so einander gereiht, dass namentlich dem geographischen Verbande Rechnung getragenen erscheint.

Die geographischen Abtheilungen tragen, zur Erleichterung der Orientirung; Ueberschriften, die in einem Verzeichniss am Schlusse der Abhandlung zusammengestellt sind, wodurch die Auffindung der Beschreibung der verschiedenen Profile, Schichtcomplexe u. s. w. leichter ermöglicht wird.

### A. Primärformation.

Dieselbe erscheint durch die jüngeren Sandsteinablagerungen des Bistritz- und Borsia-Vissó-Thales in zwei grosse Zonen getrennt und zwar eine südliche, die dem krystallinischen Stocke der Rodnaer Alpen angehört, und eine nördliche, welche als die directe Fortsetzung des krystallinischen Massivs der Bukowina betrachtet werden kann.

#### I. Südliche Zone.

Ihr Nordrand stellt, conform dem geogr. Streichen der Rodnaer Alpen, eine genau von W. nach Osten verlaufende Linie dar, obwohl das Verfläichen der Schichten, wenigstens in dem hier zur Betrachtung gelangendem Theile der Rodnaer Alpen, stets ein südwestliches, resp. nordöstliches, somit normales ist, und das mächtige Gebirge im Allgemeinen aus mehreren grossen Wellen besteht, deren Streichungsrichtung von NW. nach SO. verläuft.

##### a) Westlicher Theil der Rodnaer Alpen.

Vrf Pietrosu.

Ich beginne mit dem Durschnitt im Thaleinrisse des Pietrosu-Baches auf der Nordseite des gewaltigen Pietrosu (vergl. Taf. VII, Fig. 1), welchem sich im N. eine relativ niedrige Tertiärlandschaft anschliesst und der mit seinem Gipfel die Sohle des Borsia-Thales im Dorfe Borsia um 1640 Meter absoluter Höhe überragt.

Im genannten Thaleinrisse herrschen bis nahe der Waldgrenze sehr quarzreiche Schiefergesteine, die in grosse Blöcke zerfallen. Durch allmälige Aufnahme von meist winzigen Muscovitschüppchen bekommen ihre Schichtflächen ein riefiges Aussehen und es können diese Gesteine im Allgemeinen als glimmerarme, häufig riefige, Quarzschiefer (1) von

mehr oder weniger phyllitischem Aussehen bezeichnet werden.<sup>1)</sup> Sie sind meist schwach grünlich gefärbt, scheiden nicht selten viel reinen Quarz aus und es zeigen ihre Quarzlamellen auf Querschnitten ziemlich häufig feine Fältelungen, was, bei der sonstigen Aehnlichkeit in der petrographischen Beschaffenheit, umso mehr an die unteren (älteren) Quarzite und Quarzitschiefer der Bukowina (Paul l. c.) erinnert, als auch erstere hier im Liegenden eines mächtigen, etwa 700—900 Meter betragenden Schichtcomplexes, der den oberen Theil des Pietrosu zusammensetzt, auftreten.

Die erwähnten Schiefer sind an einigen Stellen im Thaleinrisse aufgeschlossen und zeigen ein anfangs flaches Einfallen nach SW. Diese Einfallrichtung kommt dann auch dem ganzen sie belastendem Schichtcomplex bis zur Spitze des Pietrosu zu, wie man darauf schon aus der Verlaufsrichtung der höher folgenden (oberen) Kalkzone im Vorhinein schliessen kann.

Kurz vor Erreichung der Waldgrenze schaltet sich den Quarzschiefern eine nur wenige Meter mächtige Bank eines feinkrystallinischen zuckerkörnigen Dolomites ein, die vorläufig als die „untere Kalkzone“ bezeichnet werden soll. Wie gleich hier zu erwähnen ist, scheinen in den krystallinischen Kalkzonen Dolomite überhaupt nur untergeordneter und mehr nur in einzelnen Lagen anzutreten. Wir werden denselben auch in der „oberen Kalkzone“ begegnen.

Die erwähnte Kalkzone keilt nach W. bald ganz aus, da bereits in dem westlich von hier gelegenen Zweigthale des Pietrosu-Baches, in dieser Streichungsrichtung nirgends mehr Kalke beobachtet wurden — schwillt dagegen gegen O. an, um zuletzt auch nach jener Seite hin ziemlich rasch zu verschwinden. Wie ich das später an einem anderen Beispiele, nämlich an dem mächtigen Kalkfelsen der Pietra Rei, den ich etwas genauer begehren konnte, darlegen werde, bilden die unteren krystallinischen Kalke stockförmige Einlagerungen, indem sie im horizontalen Sinne eine nicht viel grössere Verbreitung erreichen, als in verticaler, durch die Mitte des Stockes gehenden Richtung.

Im weiteren Verfolg des Pietrosu-Baches thalaufwärts, erreicht man hierauf oberhalb der Waldgrenze den Boden eines Thalkessels (untere Thalkesselbildungen) und gegen S. fortschreitend die nun steil ansteigenden felsigen Gehänge, über welche der Pietrosu-Bach herabstürzt. Zu unterst sieht man noch den früheren sehr ähnliche Quarzschiefer, die jedoch nach oben in immer dünner geschieferte übergehen. Die Schiefer zeigen dann meist noch eine starke Cohärenz der nicht sehr deutlich entwickelten Blätter, sind häufig riefig; es treten Muscovitblättchen auch zu grösseren Partien zusammen, ohne jedoch zusammenhängende Häute zu bilden und es enthalten namentlich einzelne Blätter in ziemlicher Menge kleine Granaten.

Diesen Schiefen, die im Allgemeinen als quarzreiche, nicht selten Granaten führende, grünliche, mehr oder weniger riefige Phyllite (2), die in manchen Beziehungen an die muscovitreicheren Varietäten der unteren Abtheilung erinnern, zu bezeichnen, und bereits als der mittleren Abtheilung des krystallinischen Schiefercomplexes angehörig zu be-

<sup>1)</sup> Wichtigere Typen und Varietäten der krystallinischen Schiefergesteine werde ich, der leichteren Uebersicht halber, mit fortlaufenden Nummern bezeichnen.



trachten sind, schaltet sich höher eine etwa 6 Meter mächtige Bank eines schön weissen, grobkristallinischen, marmorartigen Kalkes ein, der mit den Schiefeln regelmässig unter  $55^{\circ}$  Neigung nach SW. verflächt.

Ueber dieser Kalkbank, die nur ganz local entwickelt zu sein scheint und petrographisch sich der nächstfolgenden anschliesst, treten vorwiegend noch dünnblättrigere, sonst den vorigen, was mineralogische Zusammensetzung betrifft, ganz ähnliche Schiefer auf, durch welche höher eine schmale Zone von grobklotzig zerfallenden, jenen der unteren Abtheilung sehr ähnlichen Quarzschiefern und höher, etwa 60 Meter oberhalb der zuletzt erwähnten Kalkbank, eine beiläufig 30 Meter an Mächtigkeit betragende Kalkzone durchgeht, die als die „obere Kalkzone“ zu betrachten ist. Die Kalke dieser Zone sind dickgebant, grobkristallinisch, schön weiss gefärbt und marmorartig; sie wechseln in liegenderen Partien mit mehrere Zoll dicken Lagen von graubläulichen Kalkschiefern ab. Die Schichten fallen hier ebenfalls regelmässig nach SW. und noch steiler, wie in dem vorher angegebenen Falle, ein.

Die obere Kalkzone zieht von hier nach SO. und ist auf den südöstlichen Gehängen des Pietrosu und Rebri auf mehreren Stellen aufgeschlossen. Sie verliert nach dieser Richtung hin immer mehr an Mächtigkeit. Im nordwestlichen Streichen dagegen schwillt dieselbe immer mehr an.

So setzen krystallinische Kalke in dem gleich nordwestlich von hier gelegenen, mittleren, d. i. direct unter der Spitze des Pietrosu sich ausbreitenden oberen Thalkessel, am Eingange in denselben zu beiden Seiten, dann weiter im Hotarului-Thale (hier nur durch eine schmale Liegendzone krystallinischer Schiefer von den tertiären Bildungen des Borsa-Beckens geschieden) hohe Felsen zusammen. Noch weiter gegen NW. erreicht schliesslich die Kalkzone die Sohle des Dragusiu-Thales, wo sie mächtige Felspartien bildet.

Einzelne Handstücke von den angeführten Stellen erwiesen sich auch als feinkörnige Dolomite; im Dragusiu-Thale beobachtete ich auch breccienartige Kalkvarietäten.

Im Hangenden der oberen Kalkzone herrschen dann lange Zeit hinauf grünliche, granatführende, den Schiefeln der mittleren Abtheilung sonst sehr ähnliche Quarzglimmerschiefer (3), deren Glimmer nach einem Dünnschliff grün gefärbt ist. Sie setzen mit den später näher zu beschreibenden hangenden Albitgneissen den ausserordentlich felsigen und auf der Nordseite wild zerrissenen, mehrere grosse Thalkessel (obere Thalkesselbildungen) einschliessenden Pietrosu-Kamm zusammen, der einer breiten, bewaldeten Basis aufsitzt.

In diesem oberen Schichtcomplexe des Pietrosu tritt noch untergeordnet mit den genannten Quarzglimmerschiefer, und zwar an deren Basis, ein eigenthümliches, dunkel grünliches Gestein auf, welches ich in den früher erwähnten oberen Thalkesseln und im Dragusiu-Thale, fast unmittelbar über der oberen Kalkzone beobachtete und das besonders im mittleren Pietrosu-Thalkessel eine grössere Verbreitung erreicht. Im Dünnschliffe zeigt es folgende Zusammensetzung:

Quarz, zwilligsgestreifter Feldspath, ein brauner Biotit und in sehr grosser Menge — wenigstens in Schliffen — als Hauptbestandtheil erscheinend, Epidot in kleinen Säulchen, die durch die charak-

teristische basische Spaltbarkeit ausgezeichnet sind; nur die allerkleinsten sind fast farblos, die anderen gelb gefärbt. In ziemlicher Menge tritt ein grünes glimmerartiges Mineral auf, das ein Chlorit sein dürfte; hiezu kommen accessorisches Erz und rhomboedrisches Carbonat. In einzelnen Gesteinstheilen erscheint sowohl Titanit als auch Rutil nicht selten. Die Parallelstructur ist nur sehr wenig ausgesprochen.

Makroskopisch verglichen zeigt dieses Gestein eine grosse Neigung zur Varietätenbildung, sie sind theils fein-, theils grobkörnig, die Parallelstructur ist deutlicher, theils aber verschwindet sie ganz. Jedenfalls ist damit auch ein starkes Schwanken in der mineralogischen Zusammensetzung verbunden; namentlich fällt der hohe Pyritgehalt einzelner Varietäten auf. Der Epidot erscheint auch in grösseren, mit freiem Auge gut bemerkbaren Individuen. Seiner Zusammensetzung nach ist es als ein körniges, Pyrit und rhomboedrische Carbonate enthaltendes Epidotgestein zu bezeichnen (4).

Die erwähnten Epidotgesteine traf ich nirgends im Schichtverbande an; ich sah sie nur in grossen, meist abgerundeten Blöcken herumliegen. Sie treten aber jedenfalls an der Basis der Quarzglimmerschiefer (im Hangenden der Kalkzone) auf und scheinen in ersteren Einlagerungen zu bilden, aber auch in dieselben überzugehen, nach den petrographischen Vorkommnissen zu schliessen, die ich in dem erwähnten mittleren Thalkessel beobachtete und die nach einem Dünnschliff aus Quarz, vorwiegend grünem Biotit, wenig Epidot bestehen und reich an Kies sind.

Setzt man den früheren Weg längs dem Pietrosu-Bache weiter hinauf, so erreicht man bald oberhalb der Kalkzone den Boden eines der oberen Thalkessel, der ähnlich wie die übrigen und insbesondere der mittlere, von hohen Felswänden umgeben ist und etwa mit einem riesigen Amphitheatrum zu vergleichen wäre. In der südlichen Ecke des Kessels befindet sich ein kleiner See, der das Wasserreservoir des Pietrosu-Baches bildet.

Den Ausgang des Thalkessels versperren zum Theil zwei schräg durch denselben von NW. nach SO. verlaufende Eindämmungen, die man beim ersten Anblick für Moränen halten könnte. Es sind dies jedoch zum grossen Theile mit grobem Gerölle verdeckte Schichtköpfe der Schieferbänke, die durch den Thalboden streichen und nach SW. einfallen.

Die in diesem Thalkessel herrschenden Gesteine sind die schon erwähnten grünlichen, granatführenden Quarzglimmerschiefer (3). Glimmer tritt in ihnen im Allgemeinen reichlich auf, doch sind sie stets noch als sehr quarzreich zu bezeichnen. Der Glimmer erscheint immer in feineren Schüppchen, welche die häufig zu beobachtende riesige Beschaffenheit der Schiefer verursachen. Derselbe bildet jedoch, ähnlich wie bei den unteren Schiefen, selbst in Fällen einer reichlicheren Anhäufung, niemals zusammenhängende Häute. Granaten sind verhältnissmässig am häufigsten eben in den Schiefen dieser Zone, in denen man auch nicht selten Ausscheidungen von reinem Quarz beobachtet.

Die Quarzglimmerschiefer erscheinen am Eingange in den Thalkessel, auf den Abhängen des Hauptkammes, der zur Piatra alba führt, meist stark gefaltet und geknickt. Aehnliche Erscheinungen sah ich

auch auf vielen Stellen in der nördlichen krystallinischen Zone, und zwar in dieser Masse besonders auf hohen Rücken, so dass man mit einiger Berechtigung annehmen könnte, dass bei der Gebirgshhebung die hangenderen Schichten in Folge geringerer Belastung mehr dem Drucke nachgegeben haben, was sich nun in diesen mitunter starken Faltungen und Knickungen kundgibt. Letztere sind jedoch mit den feinen Faltungen der unteren Quarzschiefer nicht zu verwechseln.

Beim Hinaufgehen in dem erwähnten Thalkessel stellen sich gegen die Spitze des Pietrosu zu, dem äusseren Aussehen nach weniger quarzreiche Schiefer ein, die im Dünnschliff von einem Handstück von der Spitze sich als Albitgneiss (5) von folgender Zusammensetzung erweisen:

Vorwiegend Quarz, wenig Feldspath, eine überraschend grosse Menge grünen Biotits, den man nach dem äusserlichen Ansehen im Gestein nicht vermuthen würde, Epidot in langen Säulchen und accessorisch Turmalin, nebst wenig Erz. Das Gestein ist vollkommen frisch.

In Präparaten gleicht dasselbe ausserordentlich den Albitgneissen des Wechselgebirges, wie sie von Böhm in Tschermak's Miner. Mit. 5. B., 1883, pag. 197 und folgende, und von v. Foulton aus dem Palten- und oberen Ennsthale im Jahrb. der geol. Reichsanstalt 1883, pag. 207 u. f. beschrieben worden sind. Dieser Aehnlichkeit wegen wurde hier die Bezeichnung „Albitgneiss“ eingeführt, ohne dass eine Bestimmung des Feldspathes vorgenommen worden wäre; es ist jedoch höchst wahrscheinlich der Plagioklas auch hier Albit.

Gegen die Spitze nehmen allem Anscheine nach die Schichten wieder ein flacheres Einfallen nach SW. an, während sie im mittleren Theile des Pietrosu die stärkste Neigung zeigten.

Beim Hinabsteigen von der Spitze in den benachbarten mittleren Thalkessel beobachtet man, jetzt nur in umgekehrter Ordnung, dieselbe Reihenfolge von Gesteinen, wie vorher, und zwar zuerst Albitgneisse, dann Quarzglimmerschiefer, an deren Basis gegen die Kalkzone zu, kurz vor Erreichung des obersten Theiles des Thalbodens, sich auch Epidotgesteine in grösserer Menge bemerkbar machen.

Mit Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse und gewisser petrographischer Unterschiede in der Ausbildung, kann man nach dem Dargestellten den gesammten Schichtencomplex des Pietrosu annähernd in drei Abtheilungen trennen: eine untere Zone von Quarzschiefern, eine mittlere aus Quarzglimmerschiefern mit Kalkeinlagerungen im Liegend und Hangend und eine obere Zone, die aus Quarzglimmerschiefern, mit Epidotgesteinen an der Basis, und Albitgneissen besteht. Auf der Uebersichtskarte ist dieser Unterscheidung von drei Zonen Rechnung getragen worden.

Vrf Rebri, Kalkzone von Repede, Vrf Negriasa.

Auf dem südlich vom Pietrosu gelegenen Vrf Rebri fallen dagegen die Schichten entgegengesetzt, nämlich nach N. mit einer Ablenkung nach O. ein. Es folgt dies schon aus dem Umstande, dass die am Ostgehänge des Rebri zum Vorschein kommende Kalkzone gegen S. sich allmählig hebt, um bei der mit 2122 Meter berechneten Höhe, und zwar hier schon ganz schmal entwickelt, den Grenzkamm zu erreichen.

Von der letzterwähnten Höhe nimmt dann gleich weiter gegen SO. die Kalkzone eine ganz schwebende Lage an und beherrscht mit Ausnahme des Vrf Negriasa, wo sie wieder von Gesteinen der oberen Abtheilung überlagert wird, bis in die Nähe des Pusdreloru den langen halbkreisförmig verlaufenden Grenzkamm. Da die Kalkzone gleichzeitig auf dieser ganzen Strecke auch in einer höchst eigenthümlichen und charakteristischen Art verändert erscheint, so wurde dieselbe auf der Karte mit anders combinirten Farbenzeichen eingetragen, um damit ihre abweichende Faciesentwicklung von der vorher am Pietrosu beobachteten zu markiren. Es wird sich übrigens die Zweckmässigkeit dieses Vorganges erst in der Folge näher herausstellen.

Ein Durchschnitt in dieser Kalkzone, die ich der leichteren Uebersicht halber, als die Repede-Kalkzone, nach dem Vrf Repede (2077 Meter) benennen will, zeigt folgenden Schichtwechsel, wie man ihn z. B. auf der Nordseite des erwähnten Vrf Repede beobachtet.

Zu unterst sieht man lichte Kalkglimmerschiefer, denen sich Zwischenlagen von dunklen, graphitisch abfärbenden Schiefer einschalten. Hierauf folgt, die Hauptzone der eigentlichen Kalkbildungen zusammensetzend, eine im Mittel mehrere Zehntel-Meter betragende Kalkbank, die vorwiegend aus graubläulichen Kalkschiefern besteht, wie letztere in ähnlicher Ausbildung auch in der oberen Kalkzone am Nordgehänge des Pietrosu, dort jedoch in viel geringerer Mächtigkeit, beobachtet wurden. Einzelne Lagen dieser Hauptkalkbank bestehen dagegen aus dickbankigeren, schön weiss gefärbten krystallinischen Kalken, wie solche eben die Hauptmasse der oberen Pietrosu-Kalkzone zusammensetzen, hier jedoch im Allgemeinen nur untergeordnet auftreten. Durch Aufnahme von Glimmer gehen die graubläulichen Kalkschiefer dieser Hauptkalkbank in lichte Kalkglimmerschiefer, wie wir solchen zu unterst begegneten, über. Letzteren schalten sich dann auch hier meistens dünne Lagen von dunklen Schieferbildungen ein.

Die letztgenannten dunklen Bildungen, die in ihrer Entwicklung eine ziemlich grosse Mannigfaltigkeit zeigen, bestehen zum Theil aus, durch Aufnahme von kohligen Substanzen, nahezu schwarz gefärbten, abfärbenden, hie und da weissen Calcit ausscheidenden Kalken, die durch Hinzutreten von Glimmer, Quarz und Silicaten das Aussehen typischer dunkler Kalkglimmerschiefer der Alpen erhalten. Indess zeigen diese typischen Schiefer hier überall nur eine geringe Verbreitung und werden dieselben meistens von schwarz abfärbenden, glimmerhaltigen bis fast glimmerlosen Schiefen vertreten, in welchen sich, nach chemischen Untersuchungen zu schliessen, häufig schon kein Kalkgehalt nachweisen lässt und welche allmählig in bis sandsteinartige Gebilde übergehen. Der Kürze halber sollen jedoch alle diese Bildungen insgesamt, als dunkle bis schwärzliche Kalkglimmerschiefer bezeichnet werden.

Zum Theil aber bestehen die in Rede stehenden Zwischenlagen aus an Kieselschiefer erinnernden hartem, dunklen Quarzschiefer, in denen sich häufig weisser Quarz ausscheidet und deren Schichtflächen nebst Glimmer auch einen kohligen abfärbenden Staub führen, was überhaupt auf ihre innige Verknüpfung mit den schwärzlichen Kalkglimmerschiefern hinweist. Es fällt auch meistens schwer, eine Grenze zwischen den letzteren und den Quarzschiefern zu ziehen.

Ueber der Hauptkalkbank am Vrf Repede folgen dann höher Bänke von den soeben erwähnten dunklen Quarzschiefen mit abfärbenden glimmerigen Trennungsfächen, welche mit schmalen Lagen von graphitischem Kalkglimmerschiefer abwechseln, hierauf, gegen die Spitze des Vrf Repede, wieder lichte Kalkglimmerschiefer. Ueber letzteren folgen, nach anderen Orten gemachten Erfahrungen — (den Vrf Repede beging ich übrigens in einer sehr nebeligen und kalten Zeit) — noch einmal dunkle, grobklotzig zerfallende Quarzschiefer.

Die Hauptkalkbank der Repede-Kalkzone weist bei einer genaueren Begehung des Grenzkammes einen auffallend regelmässigen Verlauf, weshalb auch diese Bank auf der Karte mit einem dickeren blauen Striche ausgeschieden wurde. Die Schichten dieser Bank zeigen überall, ähnlich wie auch der ganze Schichtcomplex der Repede-Kalkzone überhaupt, eine flache Lagerung bei fortwährend schwankender Einfallrichtung. Es nehmen erstere, stellenweise auch eine ganz schwebende Lage an, doch beherrschen vorwiegend die dunklen widerstandsfähigeren Quarzschiefer den Grenzkamm.

Vom Vrf Repede gegen NW., d. i. dem Vrf Rebri zu, verschwinden in der Kalkzone allmählig die eigentlichen Kalkbildungen. Man sieht in derselben schliesslich nur dunkle Quarzschiefer, stellenweise in Vergesellschaftung mit dunklen Kalkglimmerschiefern, bis dann die Kalkzone in ihrer unmittelbaren Fortsetzung am Vrf Rebri plötzlich die früher beschriebene hochkrystallinische Facies annimmt.

Im O. von Vrf Repede folgen auf die Kalkschiefer der Hauptbank, an dem zur Negriasa führenden Kämme, lichte Kalkglimmerschiefer, hierauf dunkle Quarzschiefer, bis dann am Fusse des Negriasa-Gipfels wieder die Hauptzone der Kalkschiefer auftritt, welche sich von hier gegen NO. etwas senkt, woselbst an einigen Stellen auch massigere, schön krystallinische Kalke beobachtet wurden.

Ueber der Hauptkalkbank aber treten auf der Nordseite des Vrf Negriasa wie gewöhnlich wieder Kalkglimmerschiefer und dunkle Quarzschiefer auf. Im Hangend letzterer begegnete ich hierauf, beim Besteigen des sich gleich nordöstlich vom Vrf Negriasa erhebenden Gipfels, mittelkörnigen Gneissen (G), welche ihrer Lagerung nach (als das Hangende der Kalkzone nämlich), trotz ihrer ganz abweichenden petrographischen Ausbildung, mit den Schiefen und Albitgneissen der oberen Abtheilung von Pietrosu zu parallelisiren sind.

Im Liegenden dieser Gneisse folgen im NO., auf der mit 1940 Meter berechneten Kammhöhe, die früheren dunklen Quarzschiefer der Repede-Kalkzone.

Weiter gegen NO. konnte ich zu dem gewaltigen, einem Alpenhorne zu vergleichenden Gipfel des Pusdreloru 2191 Meter, in Folge sehr schlechter Witterungsverhältnisse leider nicht mehr vordringen. Ich hatte jedoch während einer kurz vorher unternommenen Excursion, von einer anderen Seite, nämlich von NO. kommend, den Pusdreloru bestiegen und hiebei genügende Anhaltspunkte gesammelt, um eben annehmen zu können, dass man es am Pusdreloru wieder mit dem Liegend der oberen Kalkzone, d. i. den Gesteinen der mittleren Abtheilung, zu thun hat.

So fallen vor Allem die Schichten am Pusdreloru ziemlich steil nach SW. (wie man dies, auf seinem Gipfel stehend deutlich sieht) und somit unter die früher erwähnte Kalkzone auf dem Kamme der Negriasa ein. Auch beobachtete ich am südöstlichen Fusse des Pusdreloru-Hornes, auf dem zum Gipfel 2169 Meter führenden Sattelkamme, Blöcke von dünn-weissgebänderten, quarzreichen Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat — somit Bildungen, wie man sie eben am ehesten in einer Kalkzone vermuthen würde, und welche wohl den Ueberresten einer Repede-Kalkzone hier, im Hangend des Pusdreloru-Schiefercomplexes entsprechen und auf das Durchgehen einer solchen Zone auf dieser Seite des Pusdreloru hindeuten.

#### b) Oestlicher Theil der Rodnaer Alpen.

##### Petrographische Uebersicht der Gesteine; Vrf Pusdreloru.

Bevor ich auf eine nähere Beschreibung der Lagerungsverhältnisse der Pusdreloru-Schichten zu sprechen kommen werde, sollen noch in Kürze die Gesteine der mittleren Abtheilung, wie sie an dem genannten Berge und überhaupt in dem ganzen übrigen und viel grösseren, östlichen Theile der geologisch untersuchten Rodnaer Alpen, nämlich östlich von der Pietrosu-Rebri-Masse, beobachtet wurden, in Kürze charakterisirt werden.

Die verbreitetste Gesteinsvarietät sind hier Quarzglimmerschiefer (7), in denen Granaten gar nicht vorzukommen scheinen und denen die riefige Beschaffenheit der Pietrosu-Schiefer abgeht. Es tritt nämlich der Glimmer in grösseren Schuppen auf und bildet häufig auf den Trennungsflächen zusammenhängende Häute, wodurch die Gesteine eine ausgesprochene Schieferstructur erhalten, stets jedoch noch als sehr quarzreich zu bezeichnen sind. Die Quarzblätter zeigen häufig stärkere oder feinere Faltungen. Aber auch Varietäten mit feineren Glimmerschuppen, die sich dann den Pietrosu-Schiefern nähern, wurden stellenweise beobachtet. Die Schiefer sind nicht selten etwas grünlich gefärbt.

Eine weitere Varietät bilden grüne dünnblättrige Schiefergesteine, deren Quarzblätter meist stark gefaltet sind und auf welchen Glimmer feine zusammenhängende Ueberzüge bildet. Sie zeichnen sich auch durch ihre Feinkörnigkeit und Härte aus und finden in dem Schiefercomplex des Pietrosu kein Analogon.

In Schliften erweisen sich diese Schiefer als typische, epidotreiche, rhomboedrische Carbonate führende Albitgneisse (8), wie dies z. B. die mikroskopische Untersuchung eines Felsstückes von der Spitze des Pusdreloru lehrt. In anderen Fällen tritt jedoch Feldspath u. s. w. sehr oder auch gänzlich zurück. So erweisen sich dem äusseren Aussehen nach ganz ähnliche Gesteine, z. B. aus dem Eingange in den krystallinischen Theil des Repede-Thales (O. von Pietrosu), in Schliften als aus Quarz, grünem Biotit, Pyrit (den man auch in einzelnen grösseren, mit freiem Auge gut bemerkbaren Krystallen antrifft) und braunen Pseudomorphosen nach einem rhomboedrischen Carbonat, zusammengesetzt. Es sind dies sozusagen Schiefer des obigen Albitgneisses und die etwa schon einen Uebergang zu den Quarzglimmerschiefern (7) darstellen, dem ersteren jedoch viel näher stehen und zusammen mit demselben als Pusdreloru-Albitgneisse (8) bezeichnet werden sollen.

Die Pusdreloru-Albitgneisse unterscheiden sich von jenen des Pietrosu (5) nicht nur dem äusseren Aussehen nach, sondern vor Allem auch dadurch, dass in dem letzteren rhomboedrische Carbonate fehlen.

Eine dritte, in gewissen Zonen sehr verbreitete Gesteinsvarietät, bilden ebenfalls grün gefärbte, jedoch minder quarzreiche und weichere Schiefer, welche (ähnlich wie auch z. B. die Pusdreloru-Albitgneisse) an solche Gesteine erinnern, die man gemeiniglich als Chloritschiefer bezeichnet, die jedoch nach Dünnschliffen (von Magura Barsabii) als typische Epidotschiefer (9) zu betrachten sind.

In denselben tritt Epidot, wie dies ähnlich auch bei den Albitgneissen der Fall ist, niemals in grösseren, mit freiem Auge bemerkbaren Individuen auf. Von den epidotreichen Gesteinen (4) des Pietrosu unterscheiden sich diese Schiefer zwar äusserlich durch ihre Feinkörnigkeit sehr deutlich, stehen aber trotzdem, was mineralogische Zusammensetzung anbelangt, ersteren nahe. Jene fanden wir in liegenderen Lagen des oberen Schiefercomplexes, während hier die Epidotschiefer in die mittlere Abtheilung gestellt werden. Wie wir jedoch gleich sehen werden, sind hier die Epidotschiefer stets an hangende Lagen des Schiefercomplexes gebunden und es treten somit die beiden epidotreichen Gesteinsvarietäten in nahe gelegenen, nur durch die obere Kalkzone getrennten Horizonten auf. Es kann übrigens die Kalkzone keinen so scharfen Abschnitt bezeichnen, dass nicht ähnliche Bildungen, sowohl in ihrem Liegend als auch Hangend vorkommen könnten, wie ja auch überhaupt die Trennung des Gesamtcomplexes von krystallinischen Gesteinen in die drei Unterabtheilungen auf einer immerhin mehr willkürlichen und nicht in der Natur scharf vorgezeichneten Abgrenzung beruht.

Die zuletzt erwähnten grünen Epidotschiefer sind es nun vor Allem, die den Südabhang des Pusdreloru-Hornes beherrschen. In ihrem Liegenden kommen, wenn man gegen NW. zur Spitze fortschreitet, Quarzglimmerschiefer, noch weiter im Liegend die grünen Pusdreloru-Albitgneisse zum Vorschein. Letztere setzen den höchst ansteigenden Theil des Hornes, sowie auch dessen steilfelsenigen Nordabhang zusammen und fallen mit den vorigen nach SW. ein.

Auf dem nördlich vom Horne gelegenen Kämme treten im Liegenden der Albitgneisse Quarzglimmerschiefer auf, die hier das Liegendste darstellen und eine ziemlich mächtige Zone zusammensetzen. Weiter nördlich beobachtete ich wieder Albitgneisse, dann, beim Herabsteigen gegen das Vale Nieguesen Quarzglimmerschiefer, später in der Nähe der Waldgrenze Epidotschiefer, worauf ich bald eine Kalkzone von ganz ähnlicher Entwicklung, wie jene am Vrf Repede, erreichte.

Wir haben somit auf der Nordseite des Pusdreloru dieselbe Gesteinsreihe, wie vorher beim Hinaufsteigen auf dessen Gipfel, nur in einer umgekehrten Ordnung verquert, weshalb hier ein entgegengesetztes Einfallen der Schichten, nämlich nach NO., anzunehmen ist. Es findet letztere Annahme insoferne auch eine directe Bestätigung, als ich genau im Streichen von hier, im Vale Repede, ebenfalls ein nordöstliches Einfallen der Schichten constatiren konnte.

Im Ganzen stellt somit die hohe Pusdreloru-Alpe eine steile, am Scheitel aufgebrochene Antiklinale vor.

Im Liegenden der letzterwähnten Kalkzone auf der Nordseite des Pusdreloru, treten nördlich von derselben vor Allem wieder Epidotschiefer auf, die besonders an der Fatia Misilor eine grosse Verbreitung finden. Die Schichten nehmen daselbst wieder das frühere südwestliche Einfallen an.

Prislopulni-Stiolu, Kalkstock von Piatra Rei, Fatia Misilor und Muntilor, Piatra Nieguiescu.

Es soll jetzt in Kürze der Durchschnitt im östlichsten Theile des aufgenommenen Rodnaer Alpengebietes geschildert werden, wie sich derselbe am Wege vom Prislopului-Passe nach S. über Stiolu, der Wasserscheide bis zum Grenzkamme folgend, darstellt. Vorher sei noch gesagt, dass an der schon ausserhalb des Aufnahmegebietes gelegenen Magura Barsabii (östlich von Prislopului), längs der Strasse, Quarzglimmerschiefer und typische Epidotschiefer beobachtet wurden, in deren Hangendem, auf der südöstlichen Seite der genannten Magura sich Einlagerungen krystallinischer Kalke bemerkbar machten. Das Einfallen der Schichten ist daselbst nach NO.

Auf dem genannten Wege von Prislopului zum Stiolu herrschen Quarzglimmerschiefer (7) stellenweise glimmerreich und mit ausgesprochener Schieferstruktur. Von der Waldgrenze an hinauf machen sich am Stiolu auf vielen Stellen auch die grünen Epidotschiefer (9), in Blöcken herumliegend, bemerkbar. Die Schichten bieten hier nur hie und da kleine Aufschlüsse und zeigen ein, besonders anfangs, häufig wechselndes Einfallen nach SW. und NO.

Wie hier nebenbei erwähnt werden soll, dehnen sich am Stiolu und Poi Stiolului, oberhalb der Waldgrenze, schöne üppige Wiesen aus, die abgemäht werden, was in Anbetracht der hohen Lage immerhin eine Seltenheit ist und nebst der Bedingung eines flacheren Terrains, auch auf eine günstige Lage und einen fruchtbaren Boden hinweist. Die Fruchtbarkeit des Bodens wird hier wohl wesentlich durch die Nähe der höher, unter dem Vrf Gargaleu weit verbreiteten krystallinischen Kalkbildungen bedingt.

Weiter südlich fortschreitend, trifft man am Poi Stiolului, im Liegend der früher erwähnten Schiefer, krystallinische Kalke an, die an der Piatra Rei (schlechter Felsen) einen gewaltigen, mehrere hundert Meter mächtigen, jäh nach N. und W. abstürzenden Stock zusammensetzen. Im Liegend dieses Kalkstockes aber kommen, ähnlich wie am Pietrosu, krystallinische Schiefer der unteren Abtheilung zum Vorschein, wie dies auch auf der Karte ersichtlich gemacht wurde.

Der Piatra Rei-Kalkstock keilt gegen W. plötzlich aus, indem im östlichen Zweigthale des V. Cinpoiesu das rechte Thalgehänge mächtige Kalkfelsen, das linke dagegen Felsen von Quarzglimmerschiefer und Epidotschiefer einnehmen. Auf dem erwähnten linken Thalgehänge beobachtete ich jedoch an einer Stelle mächtige Schieferblöcke, die von schmalen, beiläufig 1 Zoll dicken Kalkbändern durchzogen waren, und was auf eine ganz schwache Fortsetzung des Piatra Rei-Kalkstockes auch auf diese Thalseite hinzudeuten scheint.

Der Hauptmasse nach sind die Piatra Rei-Kalke schön weiss gefärbt und fein krystallinisch, marmorartig entwickelt. In hangenderen



Lagen, wo ich auch dunkelstreifige Varietäten mit ausgezeichnet stenglicher Structur beobachtete, wie solche in den sog. Radstädter Kalken vorkommen, sind die Kalke häufig auch etwas bläulich gefärbt. Noch mehr im Hangenden treten auch Kalkschiefer auf. Die Kalkbildungen wechseln dann höher mit Quarzglimmerschiefer ab, bis erstere verschwinden. Dann folgt eine wenig mächtige Zone von grünem Epidotschiefer, welche man z. B. auf dem direct von der Mitte der Piatra Rei-Kalkmasse nach S. zum Grenzkamme führenden Nebenrücken verquert.

Den letztgenannten Epidotschiefern, welche nach SW. verflachen, schalten sich in hangenderen Lagen lichte Kalkglimmerschiefer ein, worauf man bald eine mehrere Zehntelmeter betragende Zone von bläulichen Kalkschiefern (Hauptbank) erreicht. Ueber der letzteren Zone folgen, nur schmal entwickelt, dunkle, typische Kalkglimmerschiefer der Alpen, hierauf wieder lichte Kalkglimmerschiefer, welche auch den Grenzkamm einnehmen und ebenfalls ganz flach nach SW. einfallen und über diesen schliesslich, die Kuppe 1945 Meter einnehmend, dunkle Quarzschiefer mit weissen Quarzausscheidungen, die in mächtige Blöcke zerfallen und auf den Schichtflächen häufig einen kohligten Staub führen.

Denselben Schichtenwechsel beobachtet man auch beim Herabsteigen über den auf der entgegengesetzten Seite von der Kuppe 1945 Meter, nach N. sich abzweigenden Nebenrücken, bis schliesslich auch dort die liegenderen Epidotschiefer u. s. w. zum Vorschein kommen und zuletzt die Hauptmasse der Piatra Rei-Kalke erreicht ist.

Wir haben hier somit, oberhalb der Piatra Rei, eine ganz ähnlich entwickelte Kalkzone verquert, wie vorher am Vrf Repede und in derselben auch eine ähnliche Hauptbank von Kalkschiefern angetroffen, wie dort.

Zwischen dieser Kalkzone und dem Piatra Rei-Stocke, d. i. zwischen der „oberen“ und „unteren“ Kalkzone erscheinen hier jedoch die krystallinischen Schiefer ganz schmal entwickelt. Dieselben erreichen erst weiter im Streichen, so z. B. an der Fatia Misilor, wieder eine grosse Mächtigkeit. Dies darf indess nicht befremden, wenn man bedenkt, dass der gewaltige Kalkstock der Piatra Rei sich sozusagen auf Kosten der krystallinischen Schiefer der mittleren Abtheilung vergrösserte und ersterer hier somit die letzteren zum grossen Theile vertritt. Ja, man kann sich des Eindruckes nicht erwehren, als würde hier sozusagen die Tendenz eines Verschmelzens der unteren mit der oberen Kalkzone vorliegen, wie dies auch aus dem Auftreten von Kalkglimmerschiefern in der, zwischen den beiden Kalkzonen gelegenen Epidotschieferzone, zu folgern wäre.

Im weiteren Verlaufe gegen NW. wird dann die erwähnte obere Kalkzone immer mehr von dem hoch ansteigenden Grenzkamme zurückgedrängt und nimmt dieselbe bald, eine Art schmaler muldenförmiger Ausfüllung bildend, eine auffallend schwebende Lage ein. Ja, gleich westlich von der Kammlinie der Fatia Misilor, im Nieguiesen-Thale und weiter gegen NW. bis zum Repede-Thale, erscheinen die Kalkbildungen in nur meist getrennten schollenförmigen Partien.

So sieht man an der Westseite der Fatia Misilor, wo dieser Rücken zum Grenzkamme anstösst, in kleinen Bach- und Wasserrissen überall

die dunklen Schieferbildungen und nur zerstreut herumliegende Kalkblöcke. Weiter, am Ostgehänge der Fatia Muntilor, erhebt sich nahe der Waldgrenze ein vereinzelter, ziemlich mächtiger Felsen von krystallinischen, zum Theil massigen, schieferigen Kalken, und ähnlich so auch noch weiter gegen NW. an einigen Stellen.

Es wäre hier noch einiges über Vorkommnisse in den oberen Kalkzonen von der Repede-Facies nachzutragen.

In denselben beobachtete ich nicht selten auch Zwischenlagen von phyllitischen Schiefer und ausserdem lichte feinglimmerige gneissartige Gesteine, welche letztere höchst wahrscheinlich mit dem lichten Kalkglimmerschiefer der Kalkzonen im nahen Zusammenhange stehen. Auf dem Rücken, der von der Piatra Rei zum Grenzkamme führt, bemerkte ich in der oberen Kalkzone, u. z. über der Hauptkalkbank, auch grüne Hornblendeesteine. In Dünnschliffen zeigen sie sich zusammengesetzt aus Quarz, grünem Biotit, blaugrüner Hornblende, viel Pyrit, Rutilnadelchen, als Seltenheit kommt Zoesit hinzu.

Die dunklen Quarzschiefer der Kalkzonen, welche, wie schon früher einmal erwähnt, einerseits in Kieselschiefer übergehen und andererseits durch Uebergänge mit den schwärzlichen Kalkglimmerschiefern in Verbindung stehen, nehmen auch nicht selten ein fein- bis grobkörniges und dann auffallend breccien- oder conglomeratartiges, verrucanoähnliches Aussehen an, wie man dies insbesondere in dem Theile der Kalkzone nordwestlich von Fatia Misilor, und besonders an der Piatra Nieguescu beobachtet, wo die mehr weniger dunkelgefärbten Quarzite in vielen Blöcken herumliegen.

In dem letztgenannten Theile der Kalkzone machen sich auch insbesondere häufig die schon früher erwähnten dunklen sandsteinartigen, mitunter fast schon keinen Kalkgehalt mehr aufweisenden Kalkglimmerschiefer bemerkbar, die man beinahe direct als glimmerreiche Sandsteinschiefer bezeichnen könnte. Ausserdem treten feinblättrige, sehr an gewisse milde Sandsteine erinnernde Schiefer auf, die jedoch mit den vorhergehenden im Allgemeinen noch der Gruppe der dunklen Kalkglimmerschiefer zuzuzählen sind.

Das Vorkommen von ähnlichen Bildungen, wie die genannten Quarzite und sandsteinartigen Schiefer, lässt bei dem Umstande, als hier gleichzeitig die krystallinischen Kalke in getrennten, mitunter ganz schollenartigen Felspartien, oder auch nur in Form von Trümmerblöcken auftreten, unwillkürlich an die in einem späteren Abschnitte zu beschreibenden Verrucano- und Trias-Gesteine denken, was da jedoch ausgeschlossen ist. Man hat es hier nämlich überall mit einer und derselben Kalkzone zu thun, die am Pietrosu-Rebri eine hochkrystallinische, von Rebri gegen SO. aber plötzlich eine sehr abweichende, quarzitische Facies von zum Theil fast klastischer Ausbildung (wie z. B. auf der Piatra Nieguescu) aufweist.

Dass eben diese und so bedeutenden Faciesunterschiede in einer und derselben Kalkzone eintreten können, wird sich für die Folge als von grosser Wichtigkeit erweisen.

## Das Repede-Bucuiescu-Thal.

Von der vorher erwähnten Piatra Nieguiescu streicht die Kalkzone weiter gegen NW. in das Thal des Repede-Baches hinüber, um dann höher, nach SO. umbiegend, abermals dieses Thal zu erreichen, und schliesslich nach dieser Richtung hin bald auszuweichen. Es wurden nämlich in dem schnurgrad vom Pusdreloru kommenden Nebenbache, der gleich oberhalb dieser Kalkzone in dem Repede-Bach einmündet, auch nicht einmal Spuren von hieher gehörigen Bildungen beobachtet.

Im Liegenden der Kalkzone im Repede-Thale treten die Gesteine der mittleren Abtheilung, wie wir sie vorher am Pusdreloru kennen lernten, auf. Die Schichten verflachen am Eingange in den krystallinischen Theil dieses Thales nach SW., während sie höher in zum Theil stark gestörter Stellung nach NO. einfallen.

Von dieser Kalkzone bachaufwärts sind dann die Verhältnisse, wie sie im Thale selbst zu beobachten sind, insbesondere in Folge mangelhafter Aufschlüsse, sehr schwer zu deuten. Ich traf höher auf der linken Thalseite des Isv. Bucuiescu (gleich oberhalb dessen Vereinigung mit Isv. Repede), in einer Waldschlucht fein krystallinische Kalke an, die fast bis zum Thalboden reichen, während gegenüber, auf der rechten Thalseite, keine Spur von Kalken zu sehen war. Thalanfwärts beherrschen hierauf das Bachbett durch einige Zeit glimmerarme Quarzschiefer, die in mächtigen Blöcken herumliegen und petrographisch jenen der unteren Abtheilung auf der Nordseite des Pietrosu (1) am ähnlichsten sind. Dann folgen höher im Thale wieder krystallinische Kalke, die gegen SO., ähnlich wie in dem vorerwähnten Falle, plötzlich ausweichen, nach der entgegengesetzten Richtung dagegen, an der Piatra alba, zu einen mächtigen Kalkstock anschwellen (pag. 368). Ueber diesen Kalken folgen thalanfwärts, im östlichen Arme des Isv. Bucuiescu, krystallinische Schiefer, die jenen von Pusdreloru (mittlere Abtheilung) entsprechen und über welch' letzteren sie schliesslich am Grenzkamme die Repede-Kalkzone lagert.

Nach dem Gesagten wäre demnach mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass man es in dem Repede-Bucuiescu-Profil mit einer grossen Antiklinale zu thun hat, in deren Kerne, gleich oberhalb der Vereinigung des Repede mit Bucuiescu, eine schmale Zone von unteren Quarzschiefer aufbricht. Ueber den Quarzschiefern folgen krystallinische Kalke der Piatra alba (unterer Kalkstock), über letzteren die Schiefer der mittleren Abtheilung und hierauf die obere Kalkzone. (Vergl. auch Taf. VII, Fig. 1.)

Die Schiefer der mittleren Abtheilung erreichen zwar im oberen Bucuiescu-Repede-Thale eine viel grössere Mächtigkeit, als tiefer unten an der Vereinigung dieser beiden Bäche, wo sie nämlich die Piatra alba-Kalkzone von der gleich tiefer im Repede-Thale folgenden oberen Kalkzone trennen. Es scheint jedoch in dem letzteren Falle die Piatra alba-Kalkzone mit ihrem nordöstlichen Theile (Antiklinalenflügel) in eine ähnlich nahe Beziehung zu der gleich tiefer im Thale folgenden oberen Kalkzone zu treten, wie wir es vorher an der Piatra Rei beobachteten (pag. 377).

Zum Schlusse der Betrachtungen über die Rodnaer Alpen wäre noch zu bemerken, dass die ziemlich bedeutenden Unterschiede in der petrographischen Ausbildung, wie solche die Schiefergesteine der mittleren und oberen Abtheilung in der Pietrosu Rebri-Masse und in dem östlich von dieser Gebirgsmasse gelegenen Theile der Rodnaer Alpen aufweisen, gleichzeitig mit der plötzlichen Faciesveränderung in der oberen Kalkzone, d. i. mit ihrem Uebergange aus der hochkrystallinischen Pietrosu in die quarzitische Repede-Facies, einzutreten scheinen. Leider konnte ich den grossen Repede-Bucuiescu-Thalkessel nicht mehr so genau begehen, um diesen wie auch andere fragliche Punkte und insbesondere die, wie schon erwähnt, schwer zu deutenden Verhältnisse der krystallinischen Kalkzonen im Repede-Thale, des näheren erklären zu können. Es war mein Vorsatz aus dem Bucuiescu-Repede-Thale gegen die Pietra alba vorzudringen, wo ich früher schon vom weiten zahlreiche Kalkfelsen beobachtete. Ich beging dieses Thal am Schlusse meiner Excursionen in den Rodnaer Alpen, von dem Grenzkamme (nordwestlich von Obersia Rebri) herabsteigend. In Folge drei Tage vorher plötzlich eingetretener sehr regnerischer und kalter Zeit habe ich mich hoch oben im Gebirge, an der oberen Grenze der Krummholzregion verirrt. Mit meinem Begleiter, einem Huculen von der Czarna Hora, in dem riesigen Thalkessel der Bucuiescu (SW. von Vrf Rebri) herumgehend, traf ich vor Abend auf eine längst verlassene, aus Steinblöcken höchst primitiv erbaute Bude. In dem kellerfeuchten Raume, der sich erst am folgenden Tage erwärmte, zog ich mir ein böses Fieber zu, das auch meinen stämmigen Begleiter nicht verschonte. Todmüde schleppten wir uns später das Repede-Thal hinunter. Auf ein Besuchen der Pietra alba musste ich ganz verzichten. Zum zweiten Male aber konnte ich nicht mehr die Rodnaer Alpen, speciell die Pietra alba besuchen und letztere blieb mir somit ein dunkler Punkt in der Geschichte der Rodnaer Alpen. An ein Herumirren war ich übrigens schon gewohnt; auch verlor ich mehrere Male meinen Begleiter. Aus allen ähnlichen Vorfällen kam ich zwar bis dazumal stets mit heiler Haut davon, doch hatten darunter meist die geologischen Untersuchungen zu leiden, indem man zu einer bereits besuchten Stelle, die unter solchen Umständen nicht genauer beobachtet werden kann, nur selten wieder zurückkommt.

Ich wende mich jetzt der Betrachtung der zweiten krystallinischen Zone zu.

## II. Nördliche Zone.

Dieselbe bildet einen langen, verhältnissmässig schmalen Zug, der im Allgemeinen von NW. nach SO. streicht und, wie schon früher erwähnt, als die directe Fortsetzung des krystallinischen Massivs der Bukowina betrachtet werden kann. Es zweigen sich von demselben, insbesondere im mittleren Theile, lappenförmige, längere und kürzere Aeste nach SW., resp. NO. ab, die senkrecht auf das Hauptstreichen verlaufen und in denen auch zum Theil ein anormales Einfallen der Schichten, nämlich nach NW. und SO. eintritt. Es fällt in dieser Beziehung insbesondere der grosse krystallinische Lappen im NW. von

Felsó Vissó auf, welchen der Riu Vaser-Fluss<sup>1)</sup> in seinem unteren Laufe durchschneidet.

Abgesehen von der unregelmässigen Berandung und des damit im Zusammenhange stehenden buchtenförmigen Eingreifens jüngerer Formationen von S. und N. in das genannte krystallinische Grundgebirge, treten noch mitten in demselben mächtige Schollen der später zu erwähnenden Kreidetransgressionen auf, während bei Borsabánya in demselben die gewaltigen Eruptivmassen der Trojaga zum Durchbruche gelangen.

Dies Alles bei dem sehr fühlbaren Mangel an halbwegs guten Aufschlüssen und im Zusammenhange mit der grossen Anzahl von verschiedenen Gesteinstypen, denen wir hier begegnen und die nur zum geringen Theile mit jenen der Rodnaer Alpen verglichen werden können, machen eine Beschreibung dieser Zone zu einer nicht leichten Aufgabe.

Krystallinische Kalkbildungen, welche in den Rodnaer Alpen so sehr eine Orientirung erleichterten, erscheinen hier in vielfach unterbrochenen Zonen und sind, besonders anfangs, in Folge raschen Facieswechsels schwer zu deuten, umso mehr, als Anhaltspunkte fehlen, sie von den fossilleren Triaskalken, die den nordöstlichen Rand dieses Grundgebirges begleiten, mit vollkommener Sicherheit zu unterscheiden.

Ihrer petrographischen Ausbildung und ihren Lagerungsverhältnissen nach sind jedoch dieselben insgesamt mit der oberen Kalkzone der Rodnaer Alpen und zwar am häufigsten mit jener von der Repede-Facies (quarzitische Facies) zu parallelisiren. Die untere Kalkzone der Rodnaer Alpen (Piatra alba, P. Rei) fehlt hier dagegen gänzlich. So nehmen vor allem fast alle krystallinischen Kalkzonen dieses Gebietes eine hangende, oft ganz schwebende Lage — ähnlich wie in den Rodnaer Alpen die Repede-Kalkzone — ein. Nur am unteren Riu Vaser, beim Eingang in das krystallinische Gebiet desselben, wurden noch über der Kalkzone in geringer Mächtigkeit krystallinische Schiefergesteine beobachtet, die zum grossen Theil, wie wir es später sehen werden, direct mit den Negriasa-Gneissen (6) aus der oberen Abtheilung der Rodnaer Alpen zu vergleichen sind.

Mit Ausnahme der letztgenannten Gneisse ist daher die ganze übrige Masse krystallinischer Schiefer, welche dieses Gebiet zusammensetzen, als das Liegende von oberen Kalkzonen nämlich, mit den tieferen Abtheilungen der Rodnaer Alpen zu parallelisiren, wofür auch schon das Auftreten von gewissen, wenn auch minder verbreiteten, jedoch charakteristischen Gesteinstypen in den betreffenden Horizonten des einen und anderen Gebietes direct sprechen würde.

Wurden bereits in der Repede-Kalkzone Bildungen angetroffen, denen man eine krystallinische Ausbildung fast ganz absprechen musste, so werden wir in den Kalkzonen dieses Gebietes stellenweise echten Sedimenten begegnen, die über das paläozoische Alter derselben und überhaupt aller, in dieser Abhaltung als „obere“ krystallinische Kalkzonen bezeichneten Schichteomplexe, kaum noch einen Zweifel aufkommen

<sup>1)</sup> Der Fluss wird kurzweg Rin oder Vaser genannt. Das Fehlen einer eigentlichen Benennung steht nicht allein da. So wird der bei Ruszpolyana, fliessende und bei Ruszkowa in den Vissó mündende Fluss, einfach als Rika, d. h. Fluss benannt. Auch den Czeremosz nennen die Huculen meist nur Rika.

lassen können. Es folgt daraus freilich der gewagte Schluss, dass die über diesen Kalkzonen stellenweise folgende obere Abtheilung krystallinischer Schiefer und Gneisse, die z. B. am Pietrosu eine so grosse Mächtigkeit erreicht und daselbst auffallenderweise von der mittleren, ja selbst auch der unteren Abtheilung in petrographischer Beziehung verhältnissmässig so wenig abweicht, zum mindesten ebenfalls paläozoisch sei. Und dennoch scheint mir diese Ansicht, die später noch näher begründet werden soll, die allein richtige zu sein und welche die vielen, in der Folge zu begegnenden Zweifel auf eine einfache Art löst.

#### Petrographische Uebersicht der Gesteine.

Auf die speciellere Beschreibung der nördlichen Zone übergehend, soll vor Allem eine Uebersicht der wichtigeren Typen der krystallinischen Schiefergesteine gegeben und sollen hierauf, an Hand einiger Profile, ihre Lagerungsverhältnisse geschildert werden.

Abgesehen von dem später näher zu beschreibenden Vorkommen von Gesteinen der oberen Abtheilung am unteren Rio Vaser, lässt sich die ganze übrige krystallinische Masse des Gebietes mit Bezug auf petrographische Ausbildung ziemlich scharf in zwei grosse Gesteinsgruppen, und zwar in eine Gneiss- und Schieferformation trennen, in dem Sinne nämlich, dass in der ersteren Gneisse, in der zweiten Schiefer eine dominirende Rolle spielen.

##### a) Gneissformation.

Die Hauptelemente, aus denen die hierher gehörigen Gesteine bestehen, sind Quarz, Feldspath, Biotit, weniger verbreitet Muscovit, dann häufig Epidot, Hornblende, rhomboedrische Carbonate, accessorisch ziemlich häufig Granaten u. s. w. Dem äusseren, sowie auch mikroskopischen Befunde nach zerfallen die Gesteine der Gneissformation in zwei Serien, von denen die eine sich durch einen braunen Biotit und die Neigung zur Bildung von Augengneissen, die andere durch einen grünen Biotit und das Auftreten von feinkörnigen Gneissen, welche sich zunächst den Puzdreloru-Albitgneissen (8) anschliessen, auszeichnet. Beide Gesteinsserien stehen jedoch in der Natur durch Uebergänge in Verknüpfung miteinander, sowie auch im Bereiche einer jeden Serie selbst die weiter unten aufgezählten Gesteinstypen durch Auftreten zahlreicher Uebergangsformen eine fast continuirliche Reihe bilden.

##### α) Serie mit braunem Biotit.

Als Grundtypus ist ein dünnblättriger Gneiss zu betrachten, der ein gleichförmiges Gemenge von kleinen Quarzkörnern, Feldspath und Glimmerblättern bildet. Der Glimmer ist ein Biotit und im frischen Zustande tief tobackbraun. Diese Ausbildungsweise als Normaltypus betrachtet, lässt Varietäten unterscheiden, deren eines Extrem Schiefer dieses Gneisses sind, der Feldspath also nahezu vollständig oder vollständig verschwindet, wobei dann meist häufiger Granaten in das Gemenge eintreten. Durch zunehmende Feinheit des Kornes, starke Cohäsion der einzelnen Blätter und Zurücktreten der Menge des Biotits entstehen zahlreiche Varietäten nach der anderen Richtung, die in festen schönen Augengneissen das Endglied erreichen.

Annähernd lassen sich in dieser Serie folgende Gesteinstypen unterscheiden, die mit Bezug auf die vorher aus den Rodnaer Alpen angeführten, mit weiter laufenden Nummern bezeichnet werden sollen.

Biotit erscheint in grösseren Schuppen.

(10) Flasrige Biotitschiefer, nicht selten mit Quarzausscheidungen. Nach einem Dünnschliff bestehen sie vorwiegend aus Quarz, braunem Biotit, zu dem sich etwas Muscovit zugesellt, grossen tief weingelben Epidotsäulen und Granaten. Im vorliegenden Präparat fehlt der Feldspath fast gänzlich, in anderen Proben sind jedoch Spaltflächen dieses Mineralen schon mit der Loupe erkennbar.

Granaten bilden mitunter knotige Auftreibungen und es wäre dann die betreffende Varietät als flasrig knotiger, granatführender Biotitschiefer zu bezeichnen.

Die Gesteinsfarbe ist gelbbraun, nicht selten jedoch mit einem Stich in's Graugrünliche. Es neigt nämlich der Biotit stark zur chemischen Veränderung, die sich in erster Linie in einem Ausbleichen äussert, in welchem Falle dann diese Schiefer von den Schiefen der folgenden Serie mitunter kaum zu unterscheiden sind, aber auch in der Wirklichkeit in die letzteren übergehen.

(11) Dünablättrige Gneisse mit vorwiegend flasriger Structur, die jedoch auch in eine stenglige, seltener riefige übergeht. Der Biotit erscheint oft in schön tombackbraunen Schuppen; stellenweise treten in den Gneissen auch Granaten auf.

Es ist dies der vorerwähnte Grundtypus dieser Serie, aus dem sich, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, allmählig die nächstfolgenden Gneisse und nach der anderen Richtung hin die ersterwähnten Schiefer (10) entwickeln. Letzteres ist auch aus dem folgenden Schliffe von einem weniger typischen Gneisse zu entnehmen:

Den Hauptbestandtheil des Gesteines bildet oft ein filzartiges Gemenge von Kaliglimmer. Nebstdem erscheinen vielfach kleine Quarzkörnchen und grössere von Feldspath, welcher keine Zwillingstreifung zeigt. Neben einem braunen Biotit erscheint das ganze Gestein vielfach von Chloritschüppchen durchzogen. Grosse, ganz unregelmässig begrenzte Partien fast farblosen Chlorites, der reichlich Erzpartikelehen zwischengelagert enthält, scheinen Pseudomorphosen nach Granaten zu sein, umsomehr, als wenigstens in einem Falle schichtenweiser Aufbau nach dem Rhombendodekaeder angedeutet erscheint.

Biotit erscheint in meist feineren und minder zahlreichen Schüppchen.

(12) Dickblättrige Gneisse, der Feldspath erscheint mitunter auch in grösseren Individuen. Sie nehmen eine vermittelnde Stelle zwischen den vorigen und den nächstfolgenden Augengneissen ein. Von letzteren unterscheiden sie sich vor Allem dadurch, dass die Glimmerblättchen zu einzelnen grösseren Schuppen zusammentreten. Genauer genommen, wären sie als dickblättrige, grobflasrige, mehr weniger streifige Gneisse zu bezeichnen.

(13) Dickblättrige, dunkelstreifige Augengneisse (sie sollen nach dem Greben-Berge „Greben-Gneisse“ genannt werden). Die Blätter bestehen aus Quarz, in dem bis erbsengrosse und auch grössere Feldspathe auftreten. Die dunklen, die Blätter trennenden Streifen bestehen

aus Quarz und Biotit, der nur selten in deutlich wahrnehmbaren feinen tobackbraunen Schüppchen erscheint. Es dürfte die dunkle Färbung dieser Streifen wohl vorwiegend auf eine totale Lichtreflexion in den Quarzkörnchen zurückzuführen sein.

Der mikroskopische Befund dieser Gneisse ist folgender: Quarz überwiegt den Feldspath und erscheint in ziemlich grossen Individuen. Feldspath zeigt fast immer eine Zwillingsstreifung, mitunter in ausserordentlicher Feinheit ausgebildet, so dass vielleicht gar kein Orthoklas vorhanden ist. An Biotit ist das Gestein arm, ebenso an accessorischen Mineralien.

(14) Feinkörnige, mehr weniger licht gefärbte Augengneisse (Pop Iwan-Gneisse) mit feiner Parallelstructur, die durch kleine Glimmerschüppchen bedingt wird. Feldspath bis von Haselnussgrösse.

In Präparaten erweisen sie sich als einfach zusammengesetzt; der Quarz überwiegt den Feldspath wenig. Der letztere bildet nicht selten porphyrische Krystalle, die meist von einem Aggregat winziger Muscovit-schüppchen erfüllt sind. Ganz vereinzelt erscheinen auch zwillingsgestreifte Feldspathe, so dass neben überwiegend Orthoklas auch etwas Plagioklas in dem Gestein enthalten ist. Ausserdem tritt in reichlicher Menge Biotit, untergeordnet Muscovit auf. An accessorischen Mineralien ist das Gestein arm, ähnlich wie der vorhergehende Gneiss: etwas Apatit, Titanit und vereinzelt Zirkonkryställchen erscheinen hie und da.

(15) Feinkörnige Gneisse mit feiner Parallelstructur; ganz wie vorige (14), doch tritt Feldspath niemals in grösseren Individuen auf.

(16) Feinkörnige, quarzreiche Gneisse mit cohärenten Blättern, deren Parallelstructur durch zerstreute feine Schüppchen dunklen Biotits, oft jedoch nur ganz undeutlich bezeichnet wird. Zeigen vielfache Uebergänge theils zu (12), theils zu (15).

Sie erscheinen andererseits auch in mehr körnigerer Entwicklung mit sehr zerstreutem feinen Glimmer, gehen auch in fast reine Quarzite über und scheinen sich den arcoseartigen Gneissen der folgenden Serie eng anzuschliessen.

### β) Serie mit grünem Biotit.

Durch starkes Zurücktreten des braunen und Häufigerwerden eines grünen Biotits ist eine zweite Serie von mehr weniger grün gefärbten Gesteinen charakterisirt. Aehnlich wie in der ersten Serie erscheint auch in dieser als Endglied nach der einen Richtung hin ein Schiefer mit grünem Biotit in flasriger Ausbildung, der im Allgemeinen als ein

(17) grüner, flasriger Quarzglimmerschiefer bezeichnet werden kann.

(18) Feinkörnige Gneisse, die durch den Glimmer ihre gleichmässige grüne Farbe erhalten. Glimmer tritt in der Regel in so feiner Vertheilung auf, dass man ihn mit freiem Auge gar nicht unterscheiden kann. Mit Säuren behandelt brausen in der Regel die Gneisse schwach. Mikroskopisch untersucht, weisen sie eine grosse Aehnlichkeit mit den Pusdreloru-Albitgneissen (8) auf, wie dies aus folgenden Beobachtungen an Schliften folgt:

a) besteht aus Quarz, vielen mit Einschlüssen total erfüllten Feldspäthen, grünem Biotit, etwas Epidot, Erz und rhomboedrischem Carbonat.



b) besteht aus wenig vorwiegend Quarz, der gewissermassen in einer Grundmasse liegt, die aus einem filzigen Aggregat von Muscovitblättchen zusammengesetzt ist, dem sich wahrscheinlich auch Quarz zugesellt, genau in derselben Weise, wie dies bei den Hornblendegesteinen (20) der Fall sein wird. Sehr ungleichmässig vertheilt erscheinen Körner zwillingsgestreiften Feldspaths; derselbe ist nur selten annähernd frisch, meist getrübt und mit dem oben beschriebenen Aggregat mehr weniger erfüllt. Ausserdem tritt im Gestein Apatit auf.

Durch Zusammentreten des Glimmers zu grösseren Schuppen, Zurücktreten des Feldspathgehaltes u. s. w. gehen die Gneisse allmählig in die vorigen Schiefer (17) über. In untersuchten Proben

c) erweisen sich die grösseren Quarze als Aggregate sehr kleiner Körnchen, sie walten neben grossen Glimmerpartien weit vor und Feldspath erscheint ganz untergeordnet. Der makroskopisch fast farblose Glimmer ist in Schlifften grünlich gefärbt, während farbloser Muscovit nur selten wahrgenommen werden kann. Der Glimmer dieses Schiefers enthält viel neugebildeten Epidot.

(19) Dem äusseren Aussehen nach glimmerlose, quarzreiche und lichtgrünlich gefärbte, dem Anscheine nach oft grobkörnige, arcoseartige Gneisse, die, mit Säuren betupft, meist schwach brausen. Nach einem Dünnschliffe, in dem man auch vereinzelt weingelbe Epidotsäulen beobachtet, entsprechen sie fast genau den vorigen (18), nur führen sie vor Allem weniger Glimmer.

(20) Dunkelgrüne, mehr körnige Hornblende-Epidotgesteine, meist rhomboedrische Carbonate und häufig Pyrit führend. Dem äusseren Aussehen nach den körnigen Pietrosu-Epidotgesteinen (4) ähnlich, doch kommt in den letzteren Hornblende nicht vor.

a) Wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, bestehen die Gesteine aus unregelmässig begrenzten Hornblendeindividuen, kleinen fast farblosen Epidotkrystallen und wenig Quarz. In bedeutender Menge erscheint in grösseren Partien ein filziges Gewebe kleiner Kaliglimmerblättchen, die vermuthlich aus Feldspath hervorgegangen sind. Titanit ist nicht gerade selten.

b) Weitere Proben erweisen sich als Gneisse, die aus Quarz, Plagioklas und dunkelbraunem Biotit bestehen, in denen local tiefweingelbe Epidotindividuen und auch strahlsteinartige Hornblende-säulchen auftreten.

Eine seltener anzutreffende Varietät sind dunkelgrüne Gesteine mit strahlsteinartiger Hornblende.

(21) Feinkörnige, relativ weiche, dunkelgrüne Hornblende-Epidot-schiefer, die sich in beiläufig 1 Centimeter dicken Blättern ablösen und, mit Säuren behandelt, meist brausen. Sie sehen den Epidotschiefern der östlichen Rodnaer Alpen (9) äusserlich ganz ähnlich, führen jedoch Hornblende, die man, sowie auch den Epidot, in den typisch entwickelten Schiefen niemals mit freiem Auge beobachten kann, die sich aber in Präparaten leicht nachweisen lassen. Die Hornblende ist durch einen blauen Farbenton ausgezeichnet. (Vergl. auch pag. 375).

Die grünen Gneisse dieser Serie (18, 19) nähern sich in ihrer mikroskopischen Beschaffenheit, wie schon erwähnt, den von v. Foullon und Böhm beschriebenen Albitgneissen der Alpen, die in typischer

Entwicklung insbesondere in der Südzone (Pusdreloru-Albitgneisse) vorkommen. Die mit den Albitgneissen gerne vergesellschafteten Mineral-Combinationen, wie Quarz, grüner Biotit mit reichlichen Mengen von Epidot und Hornblende, zu welchen sich rhomboedrische Carbonate und Pyrit zugesellen und grüner Biotit zum Theil auch ganz durch strahlsteinartige Hornblende (20) ersetzt wird, stehen durch Uebergangsformen (Hornblende-Epidotgneisse u. s. w.), die wir später noch näher kennen lernen werden, mit den Albitgneissen in Verbindung. —

Die oben aufgezählten Gesteine der Gneissformation treten im Gebiete in zwei Hauptzonen zu Tage, von denen die eine den mittleren Theil des Ruzspolyanaer Gebirges, nämlich die Pop Iwan-Zerban-Gruppe, die andere die Greben-Novicioru-Masse am mittleren Riu Vaser zusammensetzt. In diesen Gneisszonen tritt die steilfelsige Beschaffenheit der Gebirgsgehänge in den Vordergrund, worin sich auch schon orographisch die Gneissformation von der gleich zu erwähnenden Schieferformation unterscheidet. Letztere nimmt den übrigen, viel grösseren Theil des krystallinischen Gebietes ein und wird durch ausgedehnte Rücken, breite Kuppen, im Allgemeinen glattere Gebirgsgehänge, welche mehr offene Thäler einschliessen, charakterisirt — was in einigen Beziehungen an das cretacische Gebirge der nördlichen Sandsteinzone erinnert.

#### b) Schieferformation.

Als das verbreitetste Gestein wäre ein Quarzschiefer zu betrachten, der nach mehreren untersuchten und später anzuführenden Dünnschliffen, im Allgemeinen als ein glimmerarmer, resp. glimmerreicher Quarzphyllit zu bezeichnen wäre, der aus Quarz und Muscovit besteht und arm an anderen Mineralen, wie Biotit, Feldspath, rhomboedrischen Carbonaten, Granaten u. s. w., ist. Die letzterwähnten Minerale treten nur stellenweise auf und bestehen die Phyllite meist blos aus Quarz und Muscovit.

Nach der Menge des Glimmers lassen sich die Phyllite in folgende zwei Hauptformen oder Typen unterscheiden, die als Endglieder einer Reihe von in einander übergehenden Gesteinsvarietäten zu betrachten sind.

(22) Glimmerreicher Quarzphyllit. Er nähert sich mitunter dem eigentlichen Glimmerschiefer und steht zunächst den Quarzglimmerschiefen der südlichen Zone (2) und (7); er bildet zahlreiche Varietäten nach der Farbe: stahlgrau bis grünlich — und äusseren Structur: blättrig mit dünnen Glimmerüberzügen (Glimmerhäute), blättrig flasrig, blättrig riefig.

(23) Glimmerarme bis fast glimmerlose, dickblättrigere Quarzphyllite, die Blätter sind bis 2 Millimeter dick, grünlich gefärbt.

Eine häufige Varietät sind weisse Quarzphyllite (Crecela-Schiefer).

Durch zahlreiche Mittelformen stehen die angeführten Phyllite (22) und (23) in inniger Verbindung mit einander.

Untergeordnet treten in der Schieferformation noch viele andere Gesteinstypen auf, von denen jedoch hier vorläufig nur die häufiger anzutreffenden erwähnt werden sollen.

Durch immer mehr körnige Entwicklung, reichlicheres Auftreten von Feldspath, gehen die Phyllite stellenweise allmählig deutlich, wie dies später an Beispielen gezeigt werden wird, in Gneisse über, die analog den Phylliten ebenfalls in zwei Hauptformen oder Typen erscheinen, u. z.:

(24) Dünnblättrige, feinkörnige Gneisse.

(25) Dick flasrig- oder dick stenglig-blättrige Gneisse, mitunter mit grösseren Feldspathindividuen, und dann etwas an die dickblättrigen streifigen Gneisse (12) der Gneissformation erinnernd.

(26) Feinkörnige, grünliche Gneisse, nach später anzuführenden Beobachtungen in Präparaten zum Theil fast ganz den Albitgneissen (8, 18) entsprechend.

(27) Dunkelgrüne Hornblende-Epidotgesteine (Schiefer), mitunter granatführend und fast immer rhomboedrische Carbonate enthaltend; mit den auch äusserlich ähnlichen, körnigeren Hornblende-Epidotgesteinen der Gneissformation (20) auf Grund mikroskopischer Untersuchung nahezu identisch.

(28) Kieselschiefer; blättrig, schwärzlich, nicht selten mit kohligen Staub auf den Schichtflächen und abfärbend, mitunter auch mehr körnig entwickelt; selten in echte Breccien aus Kalkschieferfragmenten übergehend.

Die Kieselschiefer, die der Gneissformation gänzlich fehlen, wurden in der Schieferformation auf sehr vielen Stellen, wenn auch meistens in geringen Spuren beobachtet. Aehnlich wie die krystallinischen Kalke bezeichnen auch sie stets das Hangende der Schieferformation und stehen auch zu den ersteren in einer höchst eigenthümlichen nahen Beziehung; sie wurden nämlich immer entweder in nächster Nähe von krystallinischen Kalkzonen oder in deren Streichen beobachtet. Auf die nahe Beziehung, welche zwischen diesen Bildungen besteht, ist übrigens schon daraus zu schliessen, dass auch in den krystallinischen Kalkzonen selbst, wie wir später noch vielfach Gelegenheit haben werden zu sehen und bereits in der Repede-Kalkzone gesehen haben, Kieselschiefer anzutreffen sind.

Um einer ermüdenden Aufzählung von allen jenen Localitäten im Gebiete, wo Kieselschiefer beobachtet wurden, auszuweichen, wurde ihr Vorkommen mit entsprechenden Zeichen auf der Karte markirt, was auch zu einer leichteren Orientirung in dem geologischen Baue des Gebietes beitragen dürfte.

Zu bemerken wäre noch, dass in den Rodnaer Alpen Kieselschieferbildungen nur im Verbande von krystallinischen Kalkzonen beobachtet wurden und dass daselbst in den krystallinischen Schiefercomplexen Kieselschiefer für sich allein nirgends vorkommen.

Krystallinische Kalke mit den sie begleitenden verschiedenartigen Gesteinen wären noch schliesslich als jene Bildungen anzuführen, die in der Schieferformation und zwar, wie schon gesagt, stets nur in ihrem Hangenden auftreten, in derselben eine ziemliche Verbreitung erreichen und die, wie schon ebenfalls erwähnt, der Gneissformation fehlen.

#### Profil des Baitia-Berges.

Ueber das gegenseitige Verhältniss der oben erwähnten Gneiss- und Schieferformation zu einander, liefert der Aufschluss auf der Südseite, der Baitia 1673 Meter im Riu Vaser-Thale wichtige Anhaltspunkte (vergl. Taf. VII, Fig. 2). Während daselbst das Thal die Gesteine der Gneissformation beherrschen, die auch den Greben- und Novicioru-Berg zusammensetzen, nehmen den langen, von Baitia über Munte Banitia nach

N. hinziehenden Kamm die Phyllite der Schieferformation, und zwar vorwiegend die weisslichen, dickblättrigen, häufig gefalteten Quarzphyllite ein. Aus letzterer Varietät besteht auch fast ausschliesslich der Baitia-Gipfel selbst. Die Schichten fallen am Gipfel nach N. bis NW. ein und bilden ihre Köpfe auf der Südseite des Gipfels (im Hangenden des Gneiss-complexes) einen steilen und wie aufgerissenen Abhang.

Weiter nördlich vom Baitia-Gipfel beobachtet man am Sattel in geringerer Mächtigkeit Blöcke von lichtgrünlichen Gneissen (26), die, nach Dünnschliffen von hier, sehr reich an Feldspath sind, kleine Epidotkryställchen enthalten und als Albitgneiss zu bezeichnen wären. Etwas weiter gegen N. machen sich Blöcke von schwärzlichen Kiesel-schiefern mit weissen Quarzausscheidungen bemerkbar, während dann die nächste Kuppe, mit nordostnördlichem Einfallen, wieder weissliche Quarzphyllite, die hier auch in stengligblättrige Gneisse (25) übergehen, einnehmen.

Auf dem langen Kamme des Munte Banitia herrschen glimmerreichere Schiefer (22) vor, die an einigen Stellen dunkelgrau gefärbt, dünnblättrig und reich an feinem Glimmer — sonst als rostbräunlich verwitternde glimmerreiche Quarzphyllite entwickelt sind.

Die nächste Kuppe 1659 Meter nehmen vorwiegend dick stengligblättrige Gneisse, mit einem Verflachen nach NON. ein, in denen der Feldspath auch in etwas grösseren, deutlich wahrnehmbaren Individuen erscheint. Weiter gegen N. treten dann dünnblättrige Gneisse (24) auf, und noch weiter, im Liegenden der Kreidescholle des Bardeu (Pictrosu), die weisslichen Quarzphyllite, die nach einer untersuchten Probe dieser Localität aus Quarz und Kaliglimmer bestehen.

Die letzterwähnten Phyllite setzen im NO. von hier auch den vom Kristina-Berge sich nach S. abzweigenden und in's V. Botizului führenden, dicht bewaldeten Rücken zusammen, in deren Liegendem hierauf im genannten V. Botizului wieder die Gesteine der Gneissformation folgen.

Nach dem Gesagten bildet somit die Schieferformation das Hangende der Gneissformation.

Es handelt sich jetzt um die Frage, inwieferne man die obigen Formationen mit den bekannten Abtheilungen der Rodnaer Alpen perparallelisiren kann, nachdem bereits vorher gesagt wurde, dass dieselben, als das Liegende von oberen Kalkzonen, den älteren Abtheilungen der Rodnaer Alpen entsprechen.

Man würde geneigt sein die Gneissformation der unteren, die Schieferformation der mittleren Abtheilung der Rodnaer Alpen gleichzustellen, was indessen nicht wahrscheinlich ist, indem hier vor Allem die Gneissformation eine von der unteren Abtheilung der Rodnaer Alpen gänzlich abweichende Entwicklung aufweist, dagegen mit der Schieferformation zusammen gewisse Gesteinstypen umfasst, wie letztere eben sonst nur in der mittleren Abtheilung der Rodnaer Alpen beobachtet wurden. Auch wird hier die Gneissformation von der Schieferformation nirgends durch eine Kalkzone (untere Kalkzone), wie in den Rodnaer Alpen die untere von der mittleren Abtheilung, getrennt.

Es ist daher anzunehmen, dass in diesem Gebiete die untere Abtheilung von krystallinischen Gesteinen gar nicht zu Tage tritt und, dass die Gneiss- und Schieferformation zusammen der mittleren

Abtheilung der Rodnaer Alpen entspricht, was auch in Anbetracht des viel mächtigeren Schichtcomplexes, aus dem die Rodnaer Alpen bestehen, umso wahrscheinlicher wird.

Da sich jedoch die beiden Formationen gut unterscheiden liessen, wie dies schon aus der früheren petrographischen Uebersicht folgt, und ausserdem die Unterschiede auch in orographischer Beziehung zur Geltung gelangen, so wurde hier die Trennung der mittleren Abtheilung noch in zwei Unterabtheilungen, nämlich in die Gneiss- und Schieferformation, durchgeführt und auf der Karte ersichtlich gemacht.

Es ist jedoch nicht zu verkennen, dass in manchen Fällen die Abgrenzung der beiden Formationen nicht immer so deutlich in der Natur vorgezeichnet ist, wie wir dies in dem, immerhin als Muster in dieser Beziehung geltenden Beispiele des Baitia-Aufschlusses sahen. Man kann fast sagen, dass die Gneisszonen dieses Gebietes gegen die Peripherie ihrer horizontalen Verbreitung zu, meistens eine allmähige Abnahme ihrer petrographischen Eigenthümlichkeiten aufweisen, oder umgekehrt gegen ihre Centra zu eine immer mehr typische Entwicklung annehmen und man dann schliesslich doch immer einsehen muss, dass man sich eben in einer von der Schieferformation sehr abweichend beschaffenen Gesteinszone befindet. Dasselbe gilt auch von der Schieferformation, die gegen die Gneisszonen zu sich meistens immer mehr den letzteren in petrographischer Ausbildung nähert. Es ist dies z. B., um bei der Greben-Masse zu bleiben, gleich im unteren Riu Vaser-Thale der Fall, dem wir uns jetzt zuerst zuwenden wollen, um hierauf, nach Besprechung der übrigen Profile, aus dem Riu Vaser-Czeremosz-Gebiete auf jenes des Ruszpolyanaer Gebirges überzugehen.

#### a) Das Thalgebiet des Riu Vaser und des Schwarzen Czeremosz.

##### Unterstes Riu Vaser-Thal, V. Pesti.

Gleich beim Eingange in das krystallinische Gebiet des Riu Vaser treten krystallinische Kalke auf, welche kleinere Aufschlüsse bietend, die Einmündung des Pesti-Baches einnehmen und auch auf das linke Riu Vaser-Ufer hinüberstreichen. Die Kalke werden hier flussabwärts unmittelbar von cretaceischen Bildungen überlagert. Dieses Zusammentreffen von krystallinischen Kalk- und Kreidebildungen wird sich später — wie es vorläufig erwähnt werden soll — in einer auffallenden Weise wiederholen.

Im genannten Pesti-Thale bietet eine kurze Strecke bachaufwärts das rechte Gehänge einen grösseren Aufschluss in der krystallinischen Kalkzone, der sich mit Bezug auf spätere Betrachtungen als lehrreich erweist.

Zu unterst sieht man hier dünnblättrige Schiefergesteine, die sich nach Dünnschliffen als phyllitische hornblendeführende Gneisse (30) erweisen. Sie sind sehr quarzreich und feldspatharm, enthalten in ziemlicher Menge Kaliglimmer in sehr feinen Schüppchen, etwas Hornblende, in Umwandlung begriffenes Titaneisen und accessorisch die bekannten Rutilzwillinge und Zirkonkryställchen. Ein vorhandener grüner Glimmer ist vielleicht eine Neubildung. Im Quarz sind die reihweise angeordneten winzigen Einschlüsse und Hohlräume häufig zu beobachten. Der Feldspath zeigt keine Zwillingstreifung, wahrscheinlich ist es Orthoklas.

Aehnliche Gneisse werden wir später auch noch auf anderen Stellen, u. z. stets im unmittelbaren Liegenden von krystallinischen Kalkzonen antreffen.

Ueber den Gneissen folgt dann ein Wechsel von krystallinischen Kalken und Schiefen, die zusammen etwa 50 Meter an Mächtigkeit erreichen und von unten nach oben aus folgenden, meist nur wenige Meter mächtigen Zonen bestehen:

1. Dickbankigere, grobkrystallinische Kalke, durch Aufnahme von lichtem Glimmer in lichte Kalkglimmerschiefer übergehend. Als Zwischenlagen erscheinen hier grün gefärbte, fett sich anfühlende Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat.

2. Graublaue, feinkrystallinische, weiss geaderte Kalkschiefer.

3. Aehnlich wie 1., nur sind hier die lichten Kalkglimmerschiefer deutlicher entwickelt.

4. Graublaue Kalkschiefer ähnlich wie 2.

5. Weisse Kalke und Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat, ähnlich wie 1., jedoch die Kalke allem Anscheine nach nur ganz untergeordnet entwickelt und durch linsenförmige Einlagerungen von zum Theil grobkörnigen, verrucanoartigen licht gefärbten Quarziten ersetzt.

6. Graublaue Kalkschiefer wie 2.

7. Weisse feinkrystallinische Dolomite, in liegenderen Partien breccienartig und mit einem Stich in's Bläuliche, mit Quarzlagen; letztere zum Theil verrucanoartig, zum Theil undentlich geschichtet und mit Glimmerüberzügen auf den Schichtflächen und so sich Quarzphylliten, resp. Glimmerschiefern mit rhomboedrischem Carbonat nähernd, oder auch in dieselben übergehend.

8. Weisse Dolomite, die mit 7. die mächtigste Zone bilden.

Durchgeführte chemische Untersuchungen gaben folgende Resultate:

Die massigeren krystallinischen Kalke besitzen einen geringen Gehalt an Thonerde, enthalten eine ziemliche Menge unlöslichen Rückstandes, der weit vorwiegend aus meist zu Aggregaten verwachsenen, krümeligen, schwach grauen Quarzkörnchen mit wenig feinen Muscovit-schüppchen besteht; eine unbedeutende Menge organischer Substanz; eine geringe Eisen- und geringe oder wenig bedeutende Menge von Magnesia.

Die lichten Kalkglimmerschiefer geben ähnliche Resultate wie die vorigen, nur besitzen sie einen viel grösseren Gehalt an feinen Muscovit-schüppchen.

Die massigeren krystallinischen Dolomite enthalten eine nicht bedeutende Menge Thonerde; geringe Menge unlöslichen Rückstandes, der aus zelligen Aggregaten kleiner wasserheller Quarzkörnchen und aus kleinen losen Partikelchen besteht; sehr geringe Eisenmenge, die wahrscheinlich zum grössten Theile von Eisencarbonaten her stammt; einen grossen Gehalt an Magnesia, welcher mindestens der Hälfte der des Kalkes gleichkommt.

Die graublauen Kalkschiefer liefern bei der Auflösung eine geringe Menge Thonerde; unbedeutende bis beträchtliche Mengen unlöslichen Rückstandes, bestehend weit vorwiegend aus feinem Quarzsande oder aus zu Aggregaten verwachsenen, krümeligen Quarzkörnchen (Aggregate mitunter von Haselmussgrösse), wenig sehr feinen Muscovitblättchen

und einer unbedeutenden Menge organischer Substanz; Eisen und Magnesia in ziemlich gleicher, geringer oder nicht bedeutender Menge.

Ganz, den obenerwähnten, ähnliche Kalkbildungen wurden bereits vorher in der oberen Kalkzone der Rodnaer Alpen beobachtet und erinnern die grünlichen Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat, sowie die lichten, zum Theil verrucanoartigen Quarzite, an analoge Vorkommen in der Repede-Zone.

Ueber der beschriebenen Kalkzone trifft man beim Hinaufsteigen Amphibolite (31) und weissliche, quarzreiche Muscovit-schiefer (32) an, die auch den ganzen krystallinischen Theil des Lucaeu-Rückens einnehmen und in der Gegend östlich von hier, bis zu den D. Plaiu-Rozuszny-Kämmen eine grössere Verbreitung erreichen.

Die Schiefer (nicht mit den Crecela-Schiefen (23) zu verwechseln) sind zum Theil parallelstruirt, zum Theil besitzen sie ein mehr blättriges Gefüge und gehen auch häufig in weissliche, stellenweise auch röthlich gefärbte Gneisse über, in denen Quarz zusammenhängende Flasern bildet, die Glimmerschuppen auf der Oberfläche in kleinen Partien vertheilt sind und die eine Parallelstructur von wechselnder Deutlichkeit besitzen. Als Extrem in dieser Richtung erscheinen dann weisse und röthliche, meist turmalinführende pegmatitische Gneisse (34), die an die mittelkörnigen Gneisse von Vrf Negriasa der Rodnaer Alpen (6) sehr erinnern. In besonders typischer Entwicklung wurden dieselben z. B. auf dem stark bewaldeten Kamme, der vom Rozuszny zur Scerisiora hinüberführt (zwischen den Kammhöhen 1184 Meter und 1016 Meter), wenn auch nur in lose herumliegenden und verwitterten, mehr weniger abgerundeten Blöcken beobachtet.

In dem westlichsten Zipfel des krystallinischen Gebirges, den der Vinului-Bach durchschneidet, wurden mehr quarzreiche, zum Theil grobkörnige, zum Theil deutlich parallelstruirte Gneisse beobachtet, die im verwittertem Zustande anscheinend glimmerlos sind, sich jedoch immerhin den erwähnten pegmatitischen eng anschliessen. Sie stehen daselbst in inniger Verbindung mit fast reinen, bräunlich verwitternden Quarziten (35), die auch zum Theil ein ganz breccienartiges, verrucanoähnliches Aussehen erreichen, mit den Quarziten der Kalkzonen jedoch (V. Pesti) nicht verwechselt werden dürfen.

Aehnliche und andererseits fein zuckerkörnige, weissliche und licht rosafarbige, seltener graugrünliche Quarzite wurden an anderen Stellen der in Rede stehenden Gegend und meist in Gesellschaft von Gneissen beobachtet. Ob sie nur als Ausscheidungen in den Gneissen, resp. Schiefen zu betrachten sind, ist in Folge Mangels an Aufschlüssen schwer zu entscheiden.

Die oben zuerst erwähnten, in dieser Gegend allgemein verbreiteten Amphibolite (31) sind von mehr körnigem Gefüge, schmutzig graugrün gefärbt und bestehen nach einem Dünnschliff vom D. Lucaeu fast nur aus grossen lichtgrünen Hornblenden, die oft reich an Einschlüssen sind. Die letzteren erreichen mitunter bedeutenden Umfang, sind ei- und schlauchförmig, farblos, und lösen, wenigstens in einzelnen Krystallen, fast alle gleichzeitig aus: sie dürften Quarz sein. Es kommen übrigens auch mit der Spaltbarkeit parallel angeordnete dunkle Einschlüsse vor, über deren Natur keine bestimmte Angabe gemacht werden kann. Hie

und da sieht man in Längsschnitten von Hornblende Querschnitte desselben Mineralen so, dass eine vollständige Durchwachsung stattgefunden haben muss.

Setzt man in dem Pesti-Thale den früheren Weg bachaufwärts fort, so trifft man kurz vor Erreichung der Einmündung des zwischen D. Plaju und Gurguiata nach SW. fließenden, Gurguiata genannten Baches, weisslich bis weissgelbliche Quarzite an, die in mächtigen Blöcken im Bachbette herumliegen. Diese sind vorwiegend grobkörnig und erinnern an Verrucano, erhalten aber stellenweise, durch Auftreten von etwas Glimmer auf den Trennungsf lächen, einen phyllitischen Charakter. Sie sind mit den früher erwähnten Quarzitlagen in der krystallinischen Kalkzone am Eingange in's V. Pesti zu parallelisiren, nur sind sie hier viel mächtiger entwickelt und vertreten wohl ganz oder zum grossen Theile die eigentlichen Kalkbildungen.

Um die abweichende Facies der Kalkzonen, wo nämlich Quarzite den echten Kalkbildungen gegenüber sehr oder ganz in den Vordergrund treten, zu markiren, wurden, da wir es hier mit ganz analogen Verhältnissen zu thun haben, wie in der Kalkzone von der Repede-Facies, die für die letztere gewählten Farbzeichen auch hier beim Eintragen auf die Karte in Anwendung gebracht.

Gleich höher im Thale machen sich dann wieder Kalkeinlagerungen bemerkbar, in deren Hangendem, wie vorher, Schiefer (Gneisse) und Amphibolite folgen.

Nach einem Handstück zu urtheilen, das ich beim Herrn Advocaten Pelady in Felső-Vissó sah und das aus dem Gurguiata-Thale (welches ich leider schon nicht mehr besuchen konnte) herrührte, woselbst Herr Pelady in neuester Zeit eine sehr ergiebige Grube auf Antimon aufgeschlossen hatte und wo auch ein rosafarbiger Marmor vorkommen soll, treten die oben erwähnten Quarzite der Kalkzonen auch im Gurguiata-Thale auf, an welche eben das Antimon gebunden sein dürfte.

Oestlich vom Gurguiata-Thale, am D. Plaiu-Rozuszny-Kamme, tritt eine zweite Zone von krystallinischen Kalken in einzelnen Partien auf, die eine schwebende, schollenartige Lage einnehmen und zwischen welchen abwechselnd die früheren Schiefer und Amphibolite (als das Hangende) den Kamm beherrschen.

Im Allgemeinen schliessen sich die Kalkzonen der in Rede stehenden Gegend in ihrer Gesamtausbildung, zunächst der oberen Kalkzone von der Repede-Facies in den Rodnaer Alpen an, wenn sie hier stellenweise auch eine mehr hochkrystallinische, der Pietrosu-Facies entsprechende Entwicklung annehmen. Es kommt übrigens auch der Repede-Zone selbst eine z. Th. hochkrystallinische Ausbildung zu.

Die hangenden Schiefer und Gneisse sind demnach mit der oberen Schieferabtheilung der Rodnaer Alpen zu parallelisiren und es können auch speciell die turmalinführenden Gneisse direct, wie schon früher erwähnt, mit den Negriasa-Gneissen der Rodnaer Alpen verglichen werden.

Das Vorkommen von Amphibolitlagen ist hier insoferne charakteristisch, als auch in den hangenden Partien der Repede-Kalkzone Hornblendegesteine beobachtet wurden. Am Pietrosu dagegen treten im Hangend der hochkrystallinischen Kalkzone desselben Horizontes Epidotgesteine auf.



Schliesslich wäre noch zu erwähnen, dass die Schiefer und Gneisse, sowie auch die Amphibolite dieser Gegend, die ich freilich fast überall in einem mehr oder weniger stark verwitterten Zustande beobachtete, im Vergleich zu den Gesteinen der älteren Formationen (mittlere und untere Abtheilung) ein auffallend geringes Gewicht aufweisen.

Nach dem Ausfluge in das Gebiet des V. Pesti, kehre ich in's Riu Vaser-Thal zurück und setze in demselben den Durchschnitt flussaufwärts fort.

Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale: Lunca Scradie, Lunca Balmos, Soymul, Cosi.

Im Liegenden der krystallinischen Kalkzone an der Pesti-Mündung folgen flussaufwärts mehr oder weniger glimmerarme, stahlgraue, rostbräunlich verwitternde Quarzphyllite (22). Ihre Quarzblätter umgibt Glimmer mit feinen Ueberzügen und es wären die Schiefer im Allgemeinen als dünnblättrig zu bezeichnen. Ziemlich häufig erscheint jedoch der Quarz auch in dickeren, linsen- und aderförmigen Ausscheidungen, wie das überhaupt häufig in der jüngeren Schieferformation und insbesondere in ihren hangenderen Lagen zu beobachten ist. Durch Herauswittern bleiben die Quarzausscheidungen nicht selten in lose herumliegenden Blöcken zurück.

Nach einem Dünnschliffe, durch eine quarzreiche Partie gelegt, bestehen die Phyllite vorwiegend aus Quarz, der eine ganz enorme Menge reihweise angeordneter Flüssigkeitseinschlüsse enthält; selten erscheinen Muscovitblättchen, hingegen tritt häufig ein rhomboedrisches Carbonat auf, das, wie seine Verwitterung zeigt, einen ziemlichen Eisengehalt besitzt. Ausserdem erscheint eine schwarze opake Substanz, die organischer Natur sein dürfte — was in Anbetracht des häufigen Vorkommens von organischen Substanzen in den krystallinischen Kalken, nicht befremden kann.

Die Phyllite bieten am rechten Thalgehänge eine Reihe von kleineren Aufschlüssen, in denen man häufig secundäre Biegungen und kleinere Verwerfungen wahrnimmt. Im Allgemeinen verflachen die Schichten anfangs nach SW. bis W.

Gegenüber der Einmündung des Scradie-Baches bemerkt man am rechten Thalgehänge in den Phylliten eine ganz kleine Einlagerung von schwarzen Kieselschiefern.

Das Vorkommen letzterer hier, in hangenderen Lagen der Schieferformation und in der Nähe der früheren Kalkzone, ist bezeichnend.

Höher, an der starken Krümmung des Flusses (der ersten oberhalb der Scradie-Mündung) treten grüne, flasrige, sehr quarzreiche Quarzglimmerschiefer und grüne feinkörnige, stellenweise Carbonate führende Gneisse (Albitgneisse) auf, die nur eine kurze Strecke anhalten, indem gleich höher flussaufwärts wieder die früheren Phyllite folgen.

Es wurde bereits vorher am Baitia-Kamme (pag. 388) constatirt, dass ähnliche Gneisse sicher auch in der Schieferformation vorkommen. So dürfte es auch hier der Fall sein, wenn auch anderseits die grünen Gesteine in ihrer Ausbildung und der Combination von Schieferen mit Gneissen, sehr an die betreffenden Gesteine der älteren Gneissformation

(17, 18) erinnern, und es daher auch immerhin möglich ist, dass man es hier mit einem kleinen Aufbruche älterer Gesteine zu thun hat. In der Natur konnte dies nicht festgestellt werden.

In den thalaufwärts folgenden, ebenfalls rostbräunlich verwitterten Phylliten tritt dann bald Glimmer immer reichlicher auf. Diese glimmerreichen Phyllite nähern sich am meisten den eigentlichen Glimmerschiefern, was überhaupt nur selten im Gebiete zu beobachten ist. Da in ihnen untergeordnet auch Biotit und Feldspath erscheint, so erinnern sie andererseits auch an die Biotitschiefer (10), respective blättrigen Gneisse (11) der älteren Gneissformation.

Die glimmerreichen Schiefer, die jedoch nur als eine Varietät der früheren Phyllite und mit den letzteren als einem Horizonte angehörig zu betrachten sind, herrschen flussaufwärts bis Lunca Balmos. Sie verflächen auf dieser ganzen Strecke anormal, nämlich nach WNW. bis W., weshalb hier auch das Riu Vaser-Thal als ein Längsthal zu betrachten ist. Die Ursache dieses anormalen Einfallens der Schichten ist vielleicht in einer staunenden Wirkung der höher im Thale gelegenen Greben-Gneissmasse zu suchen.

Im Hangend der glimmerreichen Schiefer tritt noch gleich anfangs am Fusse der Fatia Plaiului, in Form eines ganz kleinen Felsens, ein typischer feinkrystallinischer, dolomitischer Kalk auf, der weiss bis etwas bläulich gefärbt ist und breccienartig zerfällt. Es scheidet sich in demselben auch ein milchweisser, zum Theil deutlich geschieferter Quarz aus, eine Erscheinung, die wir später noch wiederholt in den krystallinischen Kalken beobachten werden. Auf den hier ganz freien und glatten Gehängen nimmt man sonst nirgends mehr, auch nicht eine Andeutung von Kalken wahr. Es scheint jedoch dieser Kalkfelsen eine Fortsetzung des früher erwähnten, schollenartigen Kalkzuges von D. Plaiu und Rozusny, bis hieher in das Riu Vaser-Thal anzudeuten. Es spricht dafür vor Allem der Umstand, dass er hier in der Richtung des genannten anormal streichenden Kalkzuges auftritt und andererseits auch im Thale selbst, bis Lunca Balmos hinauf, die krystallinischen Schiefer, wie erwähnt, anormal verflächen.

Gleich oberhalb des Kalkvorkommens von Fatia Plaiului, schaltet sich den glimmerreichen Schiefen eine mächtige Zone von dunkelgrauen, stellenweise Carbonat führenden, nicht selten Granaten enthaltenden Hornblende-Epidotschiefer (27) ein.

Nach einem Dünnschliff (aus der Gegend der Einmündung des Rozusny-Baches) bestehen dieselben vorwiegend aus grüner Hornblende; die Zwischenräume sind von einem filzartigen Gemenge von Quarz und Kaliglimmer erfüllt, in dem nur ganz ausnahmsweise kleine Feldspath-individuen erscheinen. Das ganze Gestein ist von grösseren Epidotkörnern, seltener prismatischen Krystallen durchschwärmt. Der Epidot erscheint fast farblos, in den prismatischen Schnitten zeigt er die basische Spaltbarkeit. Schon mit freiem Auge sieht man Granaten.

In Folge des vorher erwähnten anormalen Einfallens der Schichten, folgt man im Thale selbst lange Zeit hindurch diesem Zuge der Hornblende-Epidotschiefer im Streichen, die auch nördlich von hier, hoch oben am Kamme des Rozusny (westlich von 1429 Meter) ihre Verbreitung finden. Erst an der knieförmigen Biegung des Flusses an der

Rozusny-Mündung, unterhalb Lunca Balmos, verquert man diesen Zug der Hornblende-Epidotschiefer, welche im Allgemeinen zur Felsbildung neigen und grobklotzig zerfallen.

Im Liegenden der Hornblende-Epidotschiefer folgen oberhalb der genannten Rozusny-Mündung flussaufwärts die früheren glimmerreichen Schiefer, dann in Lunca Balmos, Gneisse mit tombackbraunen Biotit-schuppen (11), welch' letztere ich bereits der älteren Gneissformation zuzähle. Nebst typischen Biotitgneissen treten in Lunca Balmos auch mehr quarzreiche Varietäten auf, in welch' letzteren häufiger kleine Granaten zu beobachten sind. (Von letzteren der Schriff bei 11, vergl. pag. 383.)

Diese Gneisse herrschen bis zur Novetiu-Mündung. Es tritt jetzt die felsige Entwicklung der Gehänge deutlich in den Vordergrund und das Thal wird auf dieser Streeke enger.

An der Novetiu-Mündung folgen dickblättrige Gneisse (12), in denen Feldspath nicht selten auch in grösseren Individuen erscheint. Wo Glimmer einzelne grössere Schuppen bildet, entstehen dickblättrig-flaserige Formen; wo letzterer zurücktritt, nähern sich die Gesteine mitunter den dunkelstreifigen Greben-Angengneissen (13).

Von der Novetiu-Mündung bis zur Soymul-Brücke wird das Thal etwas offener, die Gehänge glatter. Es herrschen hier wieder die flasrig oder stengligblättrigen (schiefrigen, glimmerreichen) Biotitgneisse (11) vor, die jedoch vielfach in die, an der Novetiu-Mündung beobachteten Gneisse übergehen.

Eine kurze Streeke vor der Soymul-Brücke begegnete ich knapp am Wege (rechtes Riu-Ufer) einer wenig aufgeschlossenen Einlagerung von dunkel graugrünen körnigeren Hornblende-Epidotgesteinen (20), die, wie dies schon in der petrographischen Uebersicht erwähnt wurde, den Hornblende-Epidotgesteinen, respective Schiefern (27) der hangenden Schieferformation sehr nahe stehen. Wir begegnen somit im Riu Vaser-Thale bis jetzt schon zum dritten Male Hornblendegesteinen, und zwar in immer tieferen Horizonten. (D. Lucaeu, Lunca Seradic und Soymul.)

Von Soymul flussaufwärts tritt die felsige Entwicklung der Thalgehänge ganz wieder in den Vordergrund und die Gegend bewahrt fast auf der ganzen langen Streeke bis Suliguli das Aussehen eines echt alpinen Thales. An vielen Stellen drängen sich mächtige steile Felsen an den Fluss heran, oder es springen einzelne Felspartien in Form von gothischen Capellen, das Thal einengend, vor. Das Einfallen der Schichten ist in Folge der massigen Entwicklung der Felsen schwer zu bestimmen, im Allgemeinen jedoch auf der ganzen Streeke normal nach SW. und NO. Nur in der Gegend von Cosi (Thalsohlhöhe 621 Meter), beiläufig in der Mitte zwischen Soymul und Sniapenu, beobachtete ich ein Verflächen der Schichten nach NW.

An der vorerwähnten Soymul-Brücke stehen dickblättrige Gneisse an, denen gleich höher quarzreiche, etwas grünliche, fast körnige Gneisse, hie und da auch mit grösseren Feldspathen (angengneissartig) folgen, in denen Biotit nur in zerstreuten kleinen Schüppchen auftritt und die bei näherer Betrachtung auf eine feine Parallelstructur hinweisen (16). Sie scheinen einen Uebergang zu den gleich höher im Thale anzutreffenden arcoseartigen Gneissen zu bilden, respective die letzteren hier zu vertreten, während sie andererseits durch Mittelformen mit den vorigen

dickblättrigen Gneissen in Verbindung stehen, wie man dies mitunter auf einem und demselben Felsstück beobachtet. Es folgen auch auf dieselben gleich höher dickblättrige Gneisse, denen sich bald in geringer Mächtigkeit grünliche, arcoseartige Gneisse (19) einschalten.

Oberhalb des von Fatia Vaserului kommenden Baches, herrschen eine kurze Strecke hindurch wieder die schiefrigen, hier meist stengligblättrigen Biotitgneisse (11), worauf dann, etwa eine  $\frac{1}{4}$  Stunde vor dem Uebergange auf das rechte Flussufer, dunkelstreifige Greben-Augengneisse in typischer Entwicklung auftreten (von hier der Schlift bei 13).

Auch diesen Gneissen, die in grosse, eckige Blöcke zerfallen, schalten sich Lagen von schiefrigen Biotitgneissen ein; wenigstens beobachtete ich hier letztere an einigen Stellen in geringem Schutte zwischen den ersteren.

Die schiefrigen Biotitgneisse findet man auch gleich höher, oberhalb der Brücke vor Cosi (621 Meter) im Thalbette anstehend, auf welche dann in Cosi selbst quarzreiche streifige, zunächst den Greben-Augengneissen stehende Gesteine folgen und mit weleli' letzteren auch licht olivengrünliche arcoseartige Gneisse auftreten, die rhomboedrische Carbonate führen, indem sie mit Säuren befeuchtet meist schwach brausen.

Oberhalb von Cosi beobachtet man wieder schiefrige Biotitgneisse, die hier speciell an die Varietät der granatführenden von Lunca Balmos erinnern, hierauf bald die vorigen glimmerarmen Gneisse und höher wieder glimmerreichere solche mit zum Theil feiner Parallelstructur (15), wie wir sie in ganz ähnlicher Entwicklung, jedoch viel grösserer Verbreitung in der Pop Iwan-Gruppe antreffen werden. Etwa eine  $\frac{1}{4}$  Stunde Weges unterhalb der Novicioru-Mündung tritt an einer Stelle (rechtes Thalgehänge) in den glimmerreicheren Gneissen eine kleine Einlagerung von Hornblende-Epidotgesteinen, ähnlich wie im Soymul, zu Tage.

Aus dem Gesagten folgt schon, dass man im Thale fortschreitend abwechselnd Zonen von Augengneissen, respective den ihnen nahestehenden dickblättrigen Gneissen und solche von glimmerreichen schiefrigen Biotitgneissen beobachtet. Während sich jedoch die ersteren durch eine massige Felsentwicklung auszeichnen, verrathen sich letztere, die meist nur verhältnissmässig schmale Lagen zwischen grösseren Zonen von Augengneissfelsen bilden, gewöhnlich nur durch einen reichlicheren und feineren Schutt von schiefrigen Gesteinen.

Mit den Augengneissen (respective ihren Vertretern) vergesellschaftet sahen wir im Thale arcoseartige Gneisse, denen ebenfalls eine massige Entwicklung zukommt und die durch Uebergangsvarietäten (vergl. Soymul) mit den ersteren in continuirlicher Verbindung stehen. Es tritt nämlich der braune Biotit immer mehr zurück, verschwindet ganz und wird, nach Schliften zu urtheilen, von einem grünen Biotit ersetzt; ausserdem erscheint Feldspath in so kleinen Körnehen, dass er meist mit freiem Auge nicht mehr bemerkt werden kann. Gleichzeitig tritt in den oft anscheinend glimmer- und feldspathlosen, lichtgrünlich gefärbten arcoseartigen Gneissen, nach mikroskopischen Befunden, Epidot und rhomboedrisches Carbonat auf. Diese Gneisse stehen auch,

wie schon in der petrographischen Uebersicht erwähnt wurde, den Puzdreloru-Albitgneissen sehr nahe. Betrachtet man nun die arcoseartigen Gneisse und die Hornblende-Epidotgesteine als die Vertreter der zweiten Gesteinsserie (mit grünem Biotit), die auf der bis jetzt besprochenen Strecke gegen die Gesteine der ersten Serie an Mächtigkeit weit zurückstehen, so spricht das wiederholte Auftreten der ersteren ebenfalls für ein wiederkehrendes zonenartiges Abwechseln der einzelnen Gesteinstypen, respective Gruppen, im Thale.

#### Das Novicioru-Thal.

An der Novicioru-Mündung stehen dickblättrige, quarzreiche Gneisse an, die von hier auf den Gipfel des Novicioru-Berges 1454 Meter streichen und andererseits den Baitia-Rozuszny-Kamm an einer Stelle erreichen. In Folge ihres Zerfallens in kantige polygonale Stücke, (es erinnert dies an die später zu beschreibenden Trojaga-Andesite), bilden sich in den Felsen kleinere Höhlen, die innen wie gewölbt und gezimmert erscheinen. Solche Höhlen sind überhaupt nicht selten im Riu Vaser-Thale, von Soymul bis in die Gegend der Novicioru-Mündung, anzutreffen.

Untergeordneter treten an der Novicioru-Mündung mit den dickblättrigen Gneissen auch die fein parallelstrüirten (15) auf.

Folgt man dagegen von der Mündung dem Novicioru-Bache thal-aufwärts, so erreicht man bald eine Zone von typischen Greben-Augengneissen, mit grossen fleischröthlichen Feldspath-Individuen. Höher folgen dann in diesem Thale grünliche, rhomboedrische Carbonate führende quarzreiche Gneisse mit zerstreuten feinen Biotitschüppchen, die den arcoseartigen, respective den Albitgneissen mehr weniger nahe stehen und andererseits auch in Hornblende-Epidotgesteine übergehen (vergl. petrogr. Uebersicht, pag. 385 u. f.); hierauf schiefrige Biotitgneisse, dann auf einer kurzen Strecke Hornblende-Epidotgesteine mit rhomboedrischem Carbonat, in Vergesellschaftung mit den vorerwähnten grünlichen Gneissen, schliesslich wieder schiefrige Biotitgneisse.

Es ist somit im Novicioru-Thale ein ähmlicher Wechsel von Gesteinsgruppen zu beobachten, wie vorher im Riu-Thale von Soymul flussaufwärts, nur stehen hier die grünlichen Gneisse und die Hornblende-Epidotgesteine in einer näheren Verknüpfung mit einander, wie dort. Im Allgemeinen wäre noch zu bemerken, dass die typischen Greben-Augengneisse höchst wahrscheinlich nur in den Thalsohlen (Riu Vaser, Novicioru) ihre Verbreitung finden.

Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale: Sniapenn, Bardo, bis Suliguli.

Die an der Novicioru-Mündung anstehenden dickblättrigen Gneisse herrschen im Riu-Thale flussaufwärts fast bis in die Nähe von Sniapenn, wie gewöhnlich manche Abänderungen zeigend, welche einerseits den dick faserig-blättrigen Gneissen entsprechen, andererseits sich den streifigen Augengneissen nähern. An einer Stelle wurde mit denselben auch der grünliche, Carbonate führende, arcoseartige Gneiss beobachtet. Ziemlich häufig kommt der früher angetroffene, lichter gefärbte Gneiss mit feiner

Parallelstructur (15) vor, der aus einem feinkörnigem Gemenge von Quarz und Feldspath besteht, feine Glimmerschüppchen in grosser Menge führt und eine lichtere Färbung besitzt.

In der Umgebung von Sniapenu werden dann die Thalgehänge glatter und vorwiegend mit einem feineren Schutte von flässig-blättrigen Biotitgneissen bedeckt, die nach einem Dünnschliffe kleine Granaten führen und speciell der Gneissvarietät von Lunca Balmos entsprechen.

In Sniapenu selbst tritt ganz unverhofft eine schollenartig lagernde, zum Theil unterbrochene Zone von grauen bis dunkelgrauen Quarziten auf, die in grossen Blöcken herumliegen und im ersten Augenblick einen befremdenden Eindruck hervorrufen. Die Quarzite sind zum grossen Theil grobkörnig entwickelt und mitunter von einem conglomerat- oder breccienartigen, verrucanoähnlichem Aussehen. Sie führen zerstreute Glimmerblättchen und ausserdem häufig schwärzliche Beschläge von kohligen Substanzen. Nur zum geringeren Theile erscheinen die Quarzite auch deutlicher geschichtet und erinnern an schwärzliche Kieselschiefer. Ziemlich häufig scheidet sich in ihnen auch weisser Quarz aus. Unter den Quarzbildungen beobachtete ich ausserdem an einigen Stellen auch dunkelgraue, fast sandsteinartige Kalkglimmerschiefer in geringem Schutte.

Eine zweite Zone von ganz ähnlichen, nur im Schutte angetroffenen Gesteinen, tritt auch noch höher im Thale, oberhalb der Botizulmündung auf.

In petrographischer Beziehung entsprechen diese Bildungen fast vollkommen jenen, die wir vorher in der Repede-Kalkzone der Rodnaer Alpen, insbesondere auf der Nordseite des Pusdreloru (von Fatia Misilor bis Magura Botiorilor) beobachteten, mit denen ich sie auch ohne weiters parallelisire und der oberen krystallinischen Kalkzone von der Repede-Facies (quarzitische Facies) zuzähle. Das Fehlen von eigentlichen Kalken und das schollenartige, höchst wahrscheinlich discordante Auftreten dieser Bildungen unmittelbar über älteren Gesteinen (mit Auslassung der Schieferformation), ist hier zwar befremdend, doch ist eine andere Deutung dieser Gesteine nicht anzunehmen, wie wir dies auch in der Folge noch deutlicher sehen werden.

Es wäre hier noch vorläufig von dem Vorkommen eines im späteren Abschnitte zu beschreibenden paläozoischen Eruptivgesteins zu erwähnen, das ich gleich oberhalb von Sniapenu am linken Flussufer, an der Basis der Quarzzone in den hier zum Vorschein kommenden Gneissen beobachtete. Dasselbe bildet in den letzteren einen ganz kleinen Einschluss und steht dem Anscheine nach in keiner näheren Beziehung zu der Quarzzone.

Oberhalb von Sniapenu, auf der Strecke von Bardo bis in die Nähe von Suliguli walten steile, den Fluss einengende Felsmassen grün gefärbte Gesteine der zweiten Serie vor, die zonenförmig mit Biotitgneissen (11, 15) der ersten Serie abwechseln. Die grünen, vorwiegend dickbankig geschichteten Gesteine sind zum Theil feinkörnige, anscheinend glimmerlose, rhomboedrische Carbonate führende Gneisse (18), die den Pusdreloru-Albitgneissen sehr nahe stehen und vorher im Thale in den arcoseartigen Gneissen ihre Vertreter fanden; die arcosenartige Beschaffenheit kommt übrigens diesen Gneissen auch hier theilweise zu.

Zum Theil dagegen bestehen die grünen Felsen aus Hornblende-Epidotgesteinen [von hier Schliff a) bei (20)], die meist körnig entwickelt sind, rhomboedrische Carbonate führen und in denen nicht selten Pyrit erscheint. Durch allmähliges Verschwinden der Hornblende und Häufigerwerden von Feldspath entwickeln sich aus ihnen die Albitgneisse, sowie andererseits durch Auftreten von feinen Schüppchen braunen Biotits die Uebergangsformen zu den Biotitgneissen entstehen.

Gegen Suliguli zu herrschen grüne flasrige Quarzglimmerschiefer (17), über denen dann thalaufwärts die Phyllite der Schieferformation folgen.

Im Allgemeinen ist auf der Strecke von Bardo bis Suliguli ein ähnlicher Wechsel von Gesteinen der zweiten Serie mit jenen der ersten zu beobachten, wie von Lmea Balmos bis Bardo, nur wiegen im ersteren Falle die Gesteine der zweiten, im letzteren jene der ersten Serie weit vor.

Botizului-Thal, Kalkzone von Kristina, Budyowska mała.

Biegt man aus dem Riu Vaser-Thale oberhalb Bardo in das Botizului-Thal um, so erreicht man im letztgenannten bald die früher erwähnte aus dem Riu-Thale hereinstreichende Zone von Quarziten, in deren Liegendem höher, von der Klause bachaufwärts, wieder die grünen Gesteine der Gneissformation zum Vorschein kommen. Ueber letzteren dagegen folgen, den steilen nach N. zur Kristina führenden Rücken zusammensetzend, die weisslichen glimmerarmen Phyllite der Schieferformation, die bis in die Nähe der Waldgrenze herrschen (siehe pag. 388). Wo sich dann der genannte Rücken flacher legt, treten etwas glimmerreichere, mitunter feldspathführende, dünnblättrigere Phyllite, resp. phyllitische Gneisse auf, in welchen ein kleines Vorkommen von Kieselschiefern zu constatiren wäre. Gleich weiter nördlich folgen concordant über den Phylliten (Gneissen) krystallinische Kalkbildungen.

Letztere bestehen aus feinkrystallinischen, weiss bis etwas bläulich gefärbten und zum Theil breccienartig zerfallenden Kalken, respective Dolomiten und den bekannten graublauen Kalkschiefern, die meist von wenigen weissen Kalkspathadern durchzogen sind. Die Kalkbildungen setzen einzelne kleine Felspartien zusammen, die fast kranzförmig die aus cretacischen Conglomeraten bestehende Kristina-Kuppe umgeben, und von den Conglomeraten überlagert werden.

Auf der Nordseite der Kristina treten mit den hochkrystallinischen Kalken sehr eisenschüssige und meist kalkhältige blutrothe Quarzite zum Theil mit Schieferstructur auf, welche ich hie und da in einzelnen kleinen Felsen und Blöcken beobachtete. Aehnliche und ausserdem noch andere, höchst eigenthümliche, zum Theil gelbliche, verrucanoartige, jenen aus der Pesti-Kalkzone entsprechende Quarzite, kommen auch auf der Westseite der Kristina mit krystallinischen Kalken vor.

Wenn auch die Aufschlüsse hier überall sehr mangelhaft sind und manche Bildungen, so z. B. die rothen Quarzite sehr befremden, so ist es bei einer genaueren Betrachtung nicht zu verkennen, dass man es hier mit einer und derselben, und zwar der oberen krystallinischen Kalkzone zu thun hat, die auf der Südseite der Kristina eine hoch-

krystallinische, auf der Nord- und Westseite derselben dagegen eine, speciell der Pesti-Kalkzone ähnliche Facies annimmt.

Die Zusammengehörigkeit und innige Verknüpfung der Quarzite mit den krystallinischen Kalken folgt auch aus der chemischen Untersuchung eines Handstückes von einem Felsen auf der Westseite der Kristina, den ich mir an Ort und Stelle als einen auffallend unreinen, schmutzig gelbbraunlichen Kalkfelsen notirte. Die Analyse ergab vorwiegend Quarz, der in Drusen und auch in Krystallen aufgewachsen erscheint, eine erhebliche Menge von Eisenoxydhydrat, Kalk und eine geringe Menge Magnesia, so dass das mit dem Quarz verbundene rhomboedrische Carbonat als ein kalkreicher Spatheisenstein bezeichnet werden kann.

Für die Parallelisirung der in Rede stehenden Kalkzone mit jener von V. Pesti und überhaupt mit den oberen krystallinischen Kalkzonen, spricht ausser gewissen petrographischen Momenten auch noch der Umstand, dass die Kristina-Kalkzone concordant über den Schichten der Schieferformation folgt, welche letzere von unten (V. Botizului) nach oben ein, man könnte fast sagen, immer mehr phyllitischeres, jüngeres Aussehen bekommt, was viel leichter in der Natur beobachtet, als in einer Beschreibung begründet werden kann.

Auch das nahe Vorkommen von Kieselstiefen und andererseits die Ueberlagerung durch Kreideconglomerate ist hier, mit Bezug auf die Verhältnisse im Gebiete der V. Pesti-Kalkzone, sehr bezeichnend.

Die sich stets wiederholende Gruppierung von gewissen Gesteinstypen (Kieselstiefer und krystallinische Kalke) und von ganzen geologischen Schichtcomplexen (krystallinische Kalkzonen und Kreidebildungen), die wir in V. Pesti, sowie auch hier auf der Kristina sehen und wiederholt anderwärts beobachten werden, ruft einen harmonischen Eindruck hervor.

Auf dem von der Kristina zum Bardeu (Pietrosu) hinführenden Sattelkamme, traf ich an einigen Stellen in geringer Mächtigkeit und schollenartiger Lage hochkrystallinische Kalke und abwechselnd glimmerarme, zum Theil weissliche Quarzschiefer an. Ob letztere dem Liegenden der Kalke, d. i. der Schieferformation angehören, oder aber noch den Quarzitbildungen der Kalkzonen entsprechen, ist schwer zu entscheiden. Es war übrigens in der mir zu Gebote stehenden Zeit nicht möglich alle Stellen genauer zu besuchen, sowie ich auch andererseits in dem gänzlich unbekanntem Terrain, für welches keine Vorarbeiten vorlagen, erst mit der Zeit und im Masse der Ansammlung von Beobachtungen und Erfahrungen zu immer genaueren Schlüssen gelangen konnte und in der Folge auch manchmal diese oder jene, ursprünglich anders aufgefasste Ansicht nachträglich ändern musste. Die letztere Annahme scheint hier jedoch insoferne die wahrscheinlichere zu sein, als wenigstens ein Theil der erwähnten Quarzschiefer (Phyllite) der Kalkzone angehören dürfte.

Nördlich von der Kristina treten an der Budyowska mala dunkelgrüne Hornblende-Epidotschiefer (27) auf, die rhomboedrisches Carbonat führen und eine Einlagerungszone in, im Allgemeinen etwas glimmerreicheren Quarzphylliten bilden. Die Schichten fallen hier nach SW. unter den nördlichen Kalkzug der Kristina ein, zu welchem somit



die Hornblende-Epidotgesteine in einem ganz ähnlichen Verhältnisse verbleiben, wie dies bei jenen im Riu Vaser-Thale mit Bezug auf das Kalkvorkommen von Fatia Plaiului beobachtet wurde (pag. 394). Im Allgemeinen nimmt somit die Kristina-Kalkzone eine hangende Lage ein und füllt annähernd eine Mulde der Schieferformation, ähnlich wie die Repede-Kalkzone, aus.

Die erwähnten Hornblende-Epidotgesteine ziehen von der Budyowska mala nach O., wo wir sie gleich in dem, ein lehrreiches Profil bietenden obersten Albinec-Thale (Galizien), zwischen den Suligul- und Czywczyn-Alpen im Schichtverbande beobachten können.

#### Albinec-Thal, Kalkzone von Suligul und Suliguli.

Im Albinec-Thale sieht man beim Hinaufsteigen in südwestlicher Richtung auf dem Grenzkamm, mehr weniger an der Stelle, wo sich der Albinec in das oberste Bachnetz verzweigt, zu unterst, an der Grenze mit Kreide, glimmerreiche, nicht selten feldspathführende Schiefer (Phyllite), die speciell jenen aus dem Riu Vaser-Thale zwischen Lunca Seradie und Balmos sehr ähnlich sind (pag. 394). Den Schiefeln schaltet sich gleich höher eine, mehrere Zehntel Meter betragende Zone der erwähnten Hornblende-Epidotgesteine ein. Höher folgen (nach Verquerung einer wohl discordant lagernden Verrucanozone des Dyas) glimmerarme Quarzphyllite, hierauf, beim weiteren Hinaufgehen in südwestlicher Richtung, an der Waldgrenze, phyllitische Gneisse, die nur schmal entwickelt sind und speciell den hornblendeführenden Liegendgneissen (30) der V. Pesti-Kalkzone entsprechen (pag. 389).

Ueber letzteren tritt, stets mit concordanter Lage und südwestlichem Einfallen, eine etwa 15 Meter mächtige Zone der charakteristischen grau-blauen, nicht selten von weissen Calcit-Adern durchzogenen Kalkschiefern auf, die meist in kistchenförmige und wie geblätterte Blöcke zerfallen; hierauf höher eine schmale Zwischenzone von phyllitischen Schiefeln, zuletzt, den Kamm einnehmend und ganz schwebend lagernd, weisse bis etwas bläuliche feinkrystallinische, zum Theil breccienartige, stellenweise viel milchweissen Quarz ausscheidende Kalke. Letztere liefern jedoch, chemisch untersucht, eine Spur von Eisen, sehr wenig Thonerde, eine ziemlich grosse Menge von reinweissen krümeligen Quarzkörnchen, die nicht selten zu erbsengrossen Aggregaten verwachsen sind und eine sehr grosse Menge von Magnesia-Carbonat, so dass die Gesteine als ein ausgesprochener Dolomit zu bezeichnen sind. Nebst den Dolomiten dürften hier jedoch, ähnlich wie in anderen Fällen, auch dolomitische Kalke und Kalke vertreten sein.

Die Kalke (Dolomite) bilden hier eine Reihe von undeutlich geschichteten Felsen von meist bizarren, etwa an Lothfiguren erinnernden Formen, eine Verwitterungsform, wie sie nur bei den krystallinischen Kalkbildungen und speciell in diesem Theile des Gebietes ziemlich häufig zu beobachten ist.

Am östlichen Rande der in Rede stehenden Kalkzone beobachtete ich in einem unmittelbar an die Kreidescholle des Suligul angrenzenden schmalen, begrasten Terrainstreifen Stücke von gelblichen, fett sich anfühlenden phyllitischen Quarzglimmerschiefer mit wenig rhomboedrischem Carbonat. Dieselben stellen wohl nur eine Modification der grünlichen

Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat, resp. der Quarzite aus der V. Pesti-Kalkzone dar, und repräsentiren, wenn auch in geringer Mächtigkeit, die quarzitische Facies der Kalkzonen, wie dies auch auf der Karte ersichtlich gemacht wurde. In geringen Spuren wurden diese Schiefer auch zwischen den vorerwähnten Kalkfelsen hier und da bemerkt.

Abgesehen von den gelblichen Schiefeln, weist somit die Suligul-Kalkzone wieder eine ausgesprochen hochkrystallinische Entwicklung auf und kann dieselbe auch direct mit der oberen Kalkzone von Pietrosu parallelisirt werden. Aus dem Umstande nun, dass die Suligul-Kalkzone im Hangenden eines Schiefercomplexes auftritt, dem sich in liegenderen Partien Hornblende-Epidotgesteine einschalten, welche letztere von hier auf die Budyowska mala hinüberstreichen, um daselbst in ein ähnliches stratigraphisches Verhältniss zu der Kristina-Kalkzone zu treten, wie hier — folgt, dass die Kalkzone von Suligul und Kristina wohl einem und demselben geologischen Horizonte angehört und somit auch der Unterschied zwischen den hoch- und minder krystallinischen Kalkzonen lediglich auf Faciesänderungen zurückzuführen ist.

Zu dem Zuge der Hornblende-Epidotgesteine von Budyowska-Suligul wären noch einige allgemeine Bemerkungen zu machen.<sup>1)</sup>

Dieser Zug streicht vom Suligul noch weiter nach O., wo wir ihn später im obersten Lozdun- und Czeremosz-Thale antreffen werden. Er ist überall an die Schieferformation gebunden; die Gneissformation tritt hier überhaupt nirgends zu Tage. Es ist somit mit Sicherheit anzunehmen, dass sowohl in der Schieferformation, als auch in der älteren Gneissformation petrographisch ganz ähnlich entwickelte Gebilde, wie eben die in Rede stehenden Hornblende-Epidotgesteine (27 und 20), vorkommen können. Deshalb erscheint jetzt auch die frühere Zuzählung des in einigen Beziehungen an die Gneissformation erinnernden und in dieselbe auch gegen das Liegende allmähig übergehenden Schiefercomplexes, mit der Einlagerungszone von Hornblende-Epidotgesteinen, auf der Strecke von Lunca Seradie bis Balmos im Riu-Thale, zur Schieferformation um so wahrscheinlicher.

Aehnlich wie zwischen Lunca Seradie und Balmos sehen wir auch hier in der Nähe der Hornblende-Epidotgesteine glimmerreichere Phyllite auftreten und wurden speciell die Schiefer aus dem obersten Albinca-Thale direct mit jenen von Lunca Seradie parallelisirt. Da in dem ganzen übrigen, der Schieferformation zugerechneten Gebiete sonst nirgends mehr Hornblende-Epidotgesteine, noch auch ähnliche glimmerreiche Schiefer anzutreffen sein werden, so ist anzunehmen, dass, wo in der Schieferformation Hornblende-Epidotgesteine erscheinen, das sie begleitende Hauptgestein am glimmerreichsten wird und sich am meisten den eigentlichen Glimmerschiefeln nähert. Dagegen scheinen im Bereiche der glimmerarmen Phyllite der Schieferformation die übrigens nur wenig verbreiteten grünlichen Albitgneisse (26), welche in typischer Entwicklung

<sup>1)</sup> Im krystallinischen Theile des nördlicher gelegenen Czywczyn, wo früher auch ein Bergbau, angeblich auf silberhaltigen Bleiglanz in den Phylliten betrieben wurde (Alt l. e.), kommen vereinzelte Bergkrystalle vor. Es fand sich darunter ein Krystall, dessen Rhomboederfläche ausgezeichnet spiegelten, trotz des deutlichen schaligen Aufbaues, welcher auch die bekannten napfförmigen Vertiefungen auf den einzelnen Flächen nach sich gezogen hat.

und viel grösserer Verbreitung auch in der Gneissformation vorkommen, die Stelle von Hornblende-Epidotgesteinen zu vertreten.

Nach dieser Abschweifung kehre ich noch zur Suligul-Kalkzone zurück, um von hier über dem sich direct nach S. vom Grenzkanne abzweigenden Rücken, über welchen ein Fussessteig zur Suliguli-Sauerquelle führt, den Durchschnitt bis zur genannten Quelle fortzusetzen.

Gleich südlich von der Kalkzone beobachtet man am Pfade dunkle Quarzite mit weissen Quarzausscheidungen und Kieselchiefer in Spuren, dann in grösserer Verbreitung sehr quarzreiche, lichtgraue Gesteine mit undeutlicher Parallelstructur, die in Blöcken herumliegen. Letztere erweisen sich in Dünnschliffen als feldspatharme Gneisse mit braunem Biotit und vielen sehr kleinen Epidotkryställchen, in denen grosse Quarzindividuen porphyrische Einsprenglinge bilden (36). Die Quarzindividuen verleihen, auch makroskopisch betrachtet, dem Gneiss ein eigenthümliches, porphyrisches oder feinconglomeratisches Aussehen.

Das Gestein, welches in ähnlicher Ausbildung bis jetzt noch nirgends angetroffen wurde, erinnert einigermaßen an die epidotreichen Gneisse (4) aus der oberen Abtheilung von Pietrosa, im Hangenden der Kalkzone (pag. 369), und dürfte dasselbe auch hier allem Anseheine nach das Hangende der Suligul-Kalkzone bilden. Diese Gneisse werden wir später noch einige Male, und zwar mitunter auf Stellen vorfinden, wo man Kalkbildungen gänzlich vermisst. Da sie ausserdem überall nur eine locale Entwicklung aufweisen und man z. B. auch hier, gleich gegen NW. im Streichen, am Picioru lungu-Kamme nur glimmerarme Quarzphyllite antrifft, die man, was rein petrographische Ausbildung anbelangt, ebenso gut den Quarzitbildungen der Kalkzonen selbst, wie auch dem Liegenden von letzteren, nämlich der Schieferformation zurechnen könnte, so ist eine sichere Horizontirung dieser Gneisse wie auch der erwähnten Quarzphyllite nicht leicht möglich. Die Bildungen wurden daher vorläufig der krystallinischen Kalkzone zugerechnet und als quarzitische Faecies derselben auf der Karte bezeichnet. Für die letztere Ansicht würde andererseits auch der Umstand sprechen, dass am Picioru lungu, weiter gegen SW., die genannten Phyllite gegen das Hangende in gröbere Quarzite und Quarzbreccien übergehen, die schon ziemlich deutlich dem Verrucano der Dyas entsprechen (siehe folgende Abschnitte *B* u. *C*) und über welel letzteren dann auch Kalkschollen von triadischem Typus erscheinen. (Vergl. Karte Taf. VI.)

Für die sichere Parallelisirung letzterer Bildungen mit Verrucano, resp. mit der Trias liegen hier zwar, mit Ausnahme einer petrographischen Uebereinstimmung, keine directen Beweise vor. Wir werden jedoch später, insbesondere nach Besprechung einiger lehrreicherer Beispiele, nothwendig zu der Annahme geführt werden, dass in der Wirklichkeit in gewissen Fällen Verrucano und Triasbildungen direct im Hangenden von krystallinischen Kalkzonen auftreten können — nachdem bereits früher die Ansicht vorausgeschickt wurde, dass alle oberen krystallinischen Kalkzonen, wie überhaupt auch alle Hangendecomplexe des krystallinischen Gebirges zum Mindesten von den oberen Kalkzonen angefangen, als metamorphosirte paläozoische Schichten zu betrachten sind (pag. 381 u. f.).

Höchst auffallend ist es immerhin, dass, während z. B. am Pietrosn über der oberen Kalkzone ein mächtiger Complex von hochkrystallinischen Schieferen folgt, am Picioru lungu die obere Schieferabtheilung, falls man hier diese als vertreten annimmt, nur angedeutet wird und aus Phylliten, resp. Gneissen (36) besteht, die nach oben in Verrucano übergehen, während wieder in anderen Fällen, wie wir später sehen werden, selbst diese Andeutungen einer oberen Abtheilung fehlen und die Kalkzonen direct und unmittelbar vom Verrucano überlagert werden. Ohne dies näher erklären zu können, soll jedoch die Thatsache an und für sich betont werden, dass im ersteren Falle, am Pietrosn nämlich, auch der oberen Kalkzone eine durch und durch hochkrystallinische Entwicklung zukommt, während in den anderen Fällen die Kalkzonen im Masse, als sie eine hangende Lage annehmen, ihr hochkrystallinisches Aussehen meist mehr oder weniger einbüßen. HalbkrySTALLINISCHE Bildungen und echte Sedimente wurden eben nur in den ganz schwebend lagernden Kalkzonen beobachtet.

Auf dem weiteren Wege zur Suliguli-Quelle verquert man an einigen Stellen kleine Schollen von Kreide-Sandsteinen und Conglomeraten, die zum Theil direct im Hangenden, zum Theil in nächster Nähe der krystallinischen Kalkzone lagern. In letzterer treten schliesslich wieder massigere krystallinische Kalke auf, die einzelne schwebende Felsgruppen bilden und hier etwa den Gegenflügel der Kalkzone vom Suligul-Kamme markiren dürften, ähnlich wie dies auf der Süd- und Nordseite der Kristina der Fall war.

Wir sehen somit, dass auch hier die schon mehrfach beobachtete und noch zu beobachtende Erscheinung eintritt, dass nämlich Kreidetransgressionen (deren geologisches Alter sich später an einigen Stellen wird auf Grund von Fossilienfunden direct bestimmen lassen), insbesondere in Gebietszonen krystallinischer Kalke auftreten oder umgekehrt, dass krystallinische Kalkbildungen in den meisten Fällen entweder in der Nähe, oder direct im Liegenden von Kreideschollen erscheinen. Die, in grossen Zügen betrachtet, ähnliche Verbreitung der einen und der anderen Bildungen, dann der Umstand, dass in vielen Fällen die krystallinischen Kalke gar nicht von den benachbarten Kreideschollen überlagert werden, schliesst die Annahme aus, als hätten letztere etwa die Rolle einer Schutzdecke gespielt, unter der sich die krystallinischen Kalke erhalten haben, während sie wo anders verschwunden sind. Es ist vielmehr anzunehmen, dass dies nur Folge einer schon zur Kreidezeit bestehenden und dem entsprechenden Formationsanlage des alten Gebirges war. Die Thatsache des, um sich so auszudrücken, gegenseitigen Sichaufsuchens von Kreide- und krystallinischen Kalkbildungen ist im ganzen Gebiete eine so allgemeine Erscheinung, dass man schon aus diesem Grunde allein in den meisten Fällen auf das gegenseitige Alter dieser Bildungen schliessen könnte.

Beim Hinabsteigen zu der erwähnten Suliguli-Sauerquelle erreicht man dann wieder eine grössere Kalkzone, in welcher eben die erwähnte Quelle zum Vorschein kommt.

Längs dem nur sehr mangelhafte Aufschlüsse bietenden Waldwege, beobachtete ich anfangs in dieser Kalkzone wiederholt folgenden Gesteinswechsel: massigere feinkrystallinische Kalke (resp. Dolomite), hie und

da mit Ausscheidungen von milchweissem Quarz; graublau Kalkschiefer; Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat und lichtere, zum Theil phyllitische Quarzite.

In dem dagegen von der Quelle nach NO. sich hinaufziehenden Thale des Suliguli d. s., ändert sich die Facies der Kalkzone nicht unwesentlich. Es wurden hier folgende Gesteine beobachtet, die mit einem reichlichen Schutte das Bachbett bedecken: graue bis dunkelgraue Quarzite, meist mit Glimmer und kohligem Staube auf den Trennungsflächen; untergeordneter graue sandsteinartige Kalkglimmerschiefer und fast schwarze, zum Theil abfärbende, stark durch organische Substanz verunreinigte und verschiedene Silicate führende Kalkglimmerschiefer (Glimmer in äusserst feinen Schüppchen) — somit insgesamt Bildungen, wie sie in der Repede-Kalkzone vorkommen und, mit Ausnahme von letzteren Schiefer, auch die Sniapenu- und Botizulu-Zone des Riu-Thales zusammensetzen. Ausserdem: graublau Kalkschiefer; grünliche, fett sich anfühlende Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat; einzelne Blöcke einer hier uns zum ersten Male entgegnetretenden echten Breccie, die aus Fragmenten der obigen Kalk- und Glimmerschiefer besteht<sup>1)</sup>; ferner phyllitische Glimmerschiefer und die blutrothen Kristina-Quarzite, die hie und da in einzelnen Stücken vorkommen. Schliesslich treten hier auch in ziemlicher Mächtigkeit massigere, feinkrystallinische Kalke (Dolomite) auf, die in kleineren Felsen anstehend, vorwiegend das rechte Bachufer begleiten.

Ein solcher Kalkfelsen erhebt sich auch gleich oberhalb und nördlich von der Sauerquelle im Walde. Die Quelle selbst, die sehr kohlenensäurehaltig und eine der stärksten im Gebiete ist, dringt in dunklen Quarziten, in denen auch Kalklagen zu beobachten sind, hervor.

Von der Quelle bachabwärts ändert sich die Facies der Kalkzone wieder insoferne, als die dunklen Gesteine immer mehr zurücktreten und, so insbesondere auf der bewaldeten Anhöhe am rechten Ufer, gelbliche Quarzite (V. Pesti-Zone) in den Vordergrund treten, welche sich theilweise durch eine reichlichere Aufnahme von Glimmer und andererseits von rhomboedrischen eisenhaltigen Carbonaten den phyllitischen Glimmerschiefern, resp. solchen, die rhomboedrische Carbonate führen, mehr oder weniger nähern. Sie wechseln mit den eigentlichen krystallinischen Kalkbildungen ab, die jedoch hier gegen die gelblichen Quarzite weit zurücktreten und sich vorwiegend nur in einzelnen schwebenden Felsen erheben.

Auch noch im Riu Vaser-Thale selbst treten am rechten Ufer in geringer Mächtigkeit die feinkrystallinischen, breccienartigen Kalke (Dolomite, nach einer chemischen Untersuchung) auf. Sie sind dort durch organische Substanz mehr oder weniger verunreinigt und grau gefärbt und erscheinen in Blöcken aufgelöst, zwischen welchen an einer Stelle auch ein ganz geringes Vorkommen von schwarzen Kalkglimmerschiefern zu constatiren wäre.

Nach dem Gesagten ist anzunehmen, dass in der Suliguli-Kalkzone sich mehrere charakteristische Bildungen vereinigen, die wir vorher in

<sup>1)</sup> Echten Breccien werden wir später auch in den Kieselschiefer-Einlagerungen und in hangenden Schichten der Schieferformation begegnen.

den einzelnen Kalkzonen (Repede, Sniapenu, V. Pesti, Kristina) beobachtet haben. Wir sehen hier eine eigenthümliche Verknüpfung der eigentlichen hochkrystallinischen Kalkfacies mit der quarzitischen Facies, wobei letztere wieder sowohl die lichte (V. Pesti), wie auch die dunkle (Repede) Abänderung umfasst. Wir finden hier sozusagen eine allgemeine Summarisirung der vorher erwähnten Kalkzonen-Facies, weshalb auch deren Zuzählung zu einem und demselben geologischen Horizonte jetzt umso mehr an Glaubwürdigkeit gewinnt.

Der Umstand, dass die massigen krystallinischen Kalke nicht selten in schwebenden Felsen erscheinen, unter denen sich, dem Anscheine nach, nur Quarz- und Schieferbildungen lagern, wirkt zwar anfangs sehr befremdend ein und lässt unwillkürlich, wie dies schon gelegentlich der Beschreibung der Repede-Kalkzone bemerkt wurde (pag. 378), an die später zu erwähnenden Triaskalke mit ihrer Verrucano-Unterlage denken. Eine ähnliche Annahme ist indess in allen diesen Fällen gänzlich auszuschliessen, wenn auch immerhin zwischen den betreffenden Formationen, wie dies schon vorher gesagt wurde, keine grosse Altersdifferenz anzuschlagen ist. Es sind vielmehr die in Rede stehenden Kalk- und Quarzbildungen stets als eine geologische Formationseinheit zu betrachten und die mitunter frappirende Lage der Kalke vor Allem auf Erosionserscheinungen zurückzuführen. Die entgegengesetzte Ansicht, dass man es nämlich in diesen Fällen eventuell auch mit Dyas- und Triasbildungen zu thun hat, würde in der Natur nur auf Widersprüche stossen, und würde man z. B. ganz in Zweifel bleiben, wo man dann die hangenden Schichtcomplexe, denen wir später begegnen werden und die viel deutlicher dem Verrucano, resp. der Trias entsprechen, hinstellen sollte. Es ist daher an der Trennung der Kalkzonen von den Verrucano- und Triasbildungen festzuhalten, womit jedoch nicht gesagt werden soll, dass erstere nicht auch einer tieferen Stufe der Dyas entsprechen können.

In der Suliguli-Kalkzone wurde noch gleich unterhalb der Quelle im Bachbette ein kleiner Felsen eines Eruptivgesteines beobachtet, über dessen nähere Beziehungen zu den Gesteinen der Umgebung hier keine directen Anhaltspunkte gewonnen werden konnten. Das Gestein entspricht jenem von Sniapenu (pag. 398). Auf dieses merkwürdige Auftreten von Eruptivgesteinen im Bereiche von krystallinischen Kalkzonen, werde ich noch später zu sprechen kommen und werden sich die betreffenden Verhältnisse an anderen Stellen aufklären.

Ueber die Gegend der Suliguli-Quelle schreibt v. Alth (l. c. pag. 11) Folgendes: „Die Quelle . . . tritt aus Glimmerschiefer und zwar an der Grenze zwischen gewöhnlichen quarzigen und einem schwarzgrauen talkigen Schiefer hervorkommend“.

Der letztere dürfte mit den vorher erwähnten dunklen Schieferbildungen identisch sein.

Im Liegenden der Suliguli-Kalkzone treten dann im Riu Vaser-Thale, ähnlich wie im V. Pesti, auf der Kristina und am Suligul, die Phyllite der Schieferformation auf. Alle diese Kalkzonen lagern concordant über den Phylliten; wenigstens spricht keine von den gemachten Beobachtungen dagegen. Es ist daher schon aus diesem Grunde allein im Vorhinein anzunehmen, dass die übrigen Kalkzonen des Riu-Thales,

und zwar jene von Sniapenu und V. Botizului, die mit Ueberspringung der ganzen Schieferformation unmittelbar über den Schichten der Gneissformation zu liegen kommen, eine discordante Lage einnehmen dürften.

Während jedoch bei der Kristina-Kalkzone zwischen dieselbe und die Gesteine der Gneissformation (im V. Botizului) sich die Schieferformation in einer bedeutenden Entwicklung, die annähernd ihrer durchschnittlichen Mächtigkeit entspricht, einschleibt und daselbst auch die Uebereinanderfolge der Gneiss-, Schieferformation und der Kalkzone als eine regelmässige und concordante bezeichnet wurde, erscheint hier, zwischen der Suliguli-Kalkzone und der Gneissformation am Riu Vaser-Flusse die Schieferformation ganz schmal entwickelt. (Vergl. auch Karte, Taf. VI.) Ob dies im letzteren Falle Folge einer verticalen Verschiebung ist (wir befinden uns hier auch genau in der Verlängerung der später zu erwähnenden grossen Farcheu-Eruptionslinie), oder ob hier die Suliguli-Kalkzone in ihrem südlichen, unterem Theile auch schon auf die Phyllite der Schieferformation discordant übergreift, ist bei Mangel an natürlichen Profilen schwer zu entscheiden.

Bevor wir von Suliguli das Riu Vaser-Thal hinaufgehen, ist es zweckmässiger früher noch das oberhalb von Fajna in den Riu Vaser von NO. einmündende Lozdun-Thal in Kürze zu beschreiben.

Lozdun-Thal, Kalkzone von Lozdun und Borkut (Grenzkamm).

An der Mündung des genannten Baches stehen glimmerarme Quarzphyllite an, die höher im Thale glimmerreicher werden, bis man an der starken Krümmung des Baches nach NO. die charakteristischen weisslichen Quarzphyllite [Crecela-Schiefer, bei (23)] erreicht, die früher schon, so z. B. auf der Südseite der Kristina, beobachtet wurden. Die weisslichen Phyllite, die in horizontaler Richtung eine markirte Zone bilden, quer auf das Streichen jedoch allmähig in die glimmerreicheren übergehen, begleiten felsbildend längere Zeit die Thalgehänge und veranlassen stellenweise kleinere Stromschnellen.

Höher, wo der Bach wieder in eine nordöstliche Richtung umbiegt, treten plötzlich gelbliche Quarzite, vom Typus jener aus der V. Pesti-Kalkzone, auf. An einer Stelle am Waldrande (linkes Ufer) beobachtete ich hier auch ein Vorkommen von rüthlichen Quarziten mit Knoten und Linsen von weissem Quarz und mit untergeordneten Glimmereinlagerungen. Diese Quarzite bilden wohl nur eine Varietät der ersteren gelblichen, und wurden ähnliche, grobkörnige (verrucanoartige) Quarzite, abgesehen von der abweichenden Färbung, auch in der Pesti-Zone beobachtet.

Höher im Thale gehen dann die gelblichen Quarzite in ähnlich gefärbte, sich fett anfühlende Quarzglimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat über, welche letztere ganz jenen entsprechen, die wir vorher in der Suligul-Kalkzone, am Grenzkamme, gesehen haben (pag. 401). Die Schiefer stehen hier auch im Schichtverbande an, zeigen jedoch ein sehr schwankendes und undeutliches Einfallen. In ihrem Liegenden treten thalaufwärts wieder die Phyllite und zwar die glimmerreicheren der Schieferformation auf, die jedoch in dem dicht bewaldeten Terrain längere Zeit hinauf fast gar keine Aufschlüsse bieten.

Wenn auch im Lozdun-Thale und speciell im Bereiche der Zone von gelblichen Quarziten und Schiefen mit rhomboedrischen Carbonaten, nirgends eigentliche Kalkbildungen beobachtet wurden<sup>1)</sup>, so sind dennoch erstere mit Sicherheit als zu einer krystallinischen Kalkzone (quarzitische Facies) gehörig, und diese hier ausschliesslich repräsentierend, zu betrachten. Es treten auch in dieser Zone, im nordwestlichen Streichen von hier, so am Luston, Borkut u. s. w., in grösserer Verbreitung feinkrystallinische Kalke (Dolomite), untergeordneter auch graublau Kalkschiefer, in schwebenden Felspartien (die stellenweise an Lothfiguren erinnern) auf, während gleichzeitig nach der genannten Richtung hin die Quarzbildungen immer mehr zurücktreten.

Im weiteren Verfolg des Lozdun-Baches thalaufwärts traf ich dann an der Stelle, wo ein kleiner Seitenbach von NO. kommend einmündet — es führt auch von hier ein Nebenrücken direct nach NO. zu der krystallinischen Kalkzone am Lozdun-Grenzkamme 1600 Meter hinauf — dunkel graugrüne Hornblende-Epidotgesteine an, denen wir vorher im Streichen im Albinec-Thale und auf der Budyowska mała begegneten. Dieselben stehen hier in einem ähnlichen stratigraphischen Verhältnisse zu der quarzitischen Kalkzone im Lozdun-Thale und andererseits zu jener, die wir gleich oben am Lozdun-Grenzkamme antreffen werden, wie auch an den erstgenannten Localitäten mit Bezug auf die Kristina- und die Suligul-Kalkzone.

Aus dem Lozdun-Thale sich nach NO. wendend trifft man beim Hinaufgehen über den erwähnten Nebenrücken dünnstenglig blättrige, sehr quarzreiche, glimmer- und feldspatharme, phyllitische Gneisse an, die etwas röthlich gefärbt sind und über denen dann höher feinkrystallinische Kalke (Dolomite) folgen. Letztere bilden am Lozdun-Grenzkamme einige grössere Felspartien von zum Theil bizarren Formen. In den Kalken scheidet sich hier stellenweise milchweisser Quarz reichlich aus, der zum grossen Theil auch dickblättrig geschiefert erscheint.

Am Grenzkamme herrschen, unmittelbar nördlich von der grösseren (östlichen) Kalkpartie, die bekannten porphyrtigen Gneisse (36, Suligul pag. 403), dann weiter nördlich glimmerarme Quarzphyllite, zwischen welchen sich auf mehreren Stellen auch schwärzliche Kieselchiefer bemerkbar machen. Wo hierauf der Grenzkamm auf einer kurzen Strecke (zwischen Lozdun und Luston) eine ost-westliche Richtung annimmt, und von wo ganz kleine krystallinische Kalkvorkommen zu erwähnen wären, sind auch nebst Quarzphylliten die porphyrtigen Gneisse in geringer Verbreitung zu finden. Letztere nehmen hier jedoch zum Theil auch eine ausgesprochen dünnblättrige Structur an, wobei man aber in denselben die kleinen Quarzlinsen niemals vermisst. Die Gneisse grenzen hier im N. mit einem schmalen Streifen von Verrucano-Bildungen und da die einen wie auch die anderen Gesteine nur in losen Blöcken und Gesteinsstücken anstehen, ist es nicht leicht die Grenze zwischen denselben zu bestimmen.

Die charakteristischen Gesteine, denen wir bis jetzt auf dem Wege aus dem Lozdun-Thale auf den Grenzkamm begegneten, haben wir vorher in derselben Reihenfolge im Profile der Suligul-Kalkzone,

<sup>1)</sup> v. Alt (l. p. pag. 11) beobachtete in dem im W. benachbarten Fajna-Thale „graue Kalksteine“ ebenfalls erst nahe am Grenzkamme.



d. i. auf dem Wege aus dem Albinee-Thale gegen SW., somit nach einer entgegengesetzten Richtung, verquert. Es ist daher hier ein entgegengesetztes Verfläichen der Schichten, nämlich nach NO. anzunehmen, was indess in Folge sehr mangelhafter Aufschlüsse nicht direct constatirt werden konnte. Selbst das Zusammengrenzen der porphyrtigen Gneisse und Quarzphyllite mit Verrucanobildungen am Grenzkamme, ist hier ganz dem Falle am Picioru lungu (pag. 403) analog. Die Triaskalke des Picioru lungu fehlen zwar hier, doch dürften sich dieselben unter der sich nördlich anlagernden Kreidedecke befinden, indem auch gleich im NW. im Streichen von hier, auf der Popadia, Triaskalke auftreten.

Wir kehren jetzt nach Suliguli zurück und setzen den Durchschnitt im Riu-Thale bis zu den Quellen des Flusses fort.

Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale von Suliguli flussaufwärts.

Die Grenze zwischen der älteren Gneissmasse und der jüngeren Schieferformation unterhalb Suliguli fällt fast genau mit der grossen knieförmigen Biegung des Riu Vaser zusammen, die den Fluss in zwei grosse, fast unter einem rechten Winkel zusammenstossende Schenkel theilt. Der Oberlauf des Flusses ist nach WNW., der Unterlauf im Allgemeinen nach SW. gerichtet.

Das obere Riu-Thal ist im Allgemeinen ein Längsthal und annähernd als eine Längsspalte zu bezeichnen, indem die Schichten fast constant, am rechten Ufer nach NO., am linken nach SW. verfläichen — wo überhaupt ein Einfallen sichergestellt werden konnte, da in dem offenen Thale des oberen Riu Vaser die Schichten wenig zur Felsbildung neigen und meist nur mit Schutt bedeckte Gehänge bilden. Da man im Thale vorwiegend dem Streichen der Schichten folgt, so bewegt man sich in demselben abwechselnd zwischen glimmerarmen und glimmerreicheren Phylliten (22, 23), wobei jedoch erstere im Allgemeinen überwiegen.

In grösseren Abständen und wiederkehrend treten im Thale mit den Phylliten untergeordnet auch feldspathreiche, mehr weniger röthlich gefärbte Gneisse (37), die bis jetzt noch nicht beschrieben wurden, auf. Man trifft sie zuerst unterhalb von Fajna am Fusse des Obcina Negriloru-Rückens (linkes Flussufer) an, wo sie sich durch eine feine Parallelstructur auszeichnen; dann höher, kurz vor Macarlau (rechtes Ufer), dort in mehr stenglig blättriger Ausbildung; später unterhalb der Cataramei-Mündung auf dem rechten Thalgehänge, wo sie granulitartig entwickelt sind. Schliesslich beobachtete ich ähnliche, stenglig-flasrige Gneisse auch hoch oben am Stenisoru-Sattel (gleich südlich von der Südspitze Galiziens), woselbst in deren Hangendem gegen N. die Fatia Banului-Kalkzone, im Liegenden dagegen die Crecela-Phyllite folgen.

Es ist nun sehr wahrscheinlich, dass diese Gneisse einem und demselben, und zwar nach dem Stenisoru-Profile zu schliessen, einem hangenderen Horizonte der Schieferformation angehören und vorwiegend an die Varietät der glimmerarmen Phyllite gebunden sind. Hieher dürften auch die ähnlich gefärbten, jedoch viel quarzreicheren Gneisse gehören, die wir früher im Liegenden der Lozdun-Kalkzone (pag. 408) antrafen und bald wieder im Liegenden der Necladu-Kalkzone (NO. v. Macarlau) beobachten werden.

Die in der petrographischen Uebersicht erwähnten dünn- und dickblättrigen Gneisse dagegen (24, 25), welche bereits auf dem Baitia-Rücken beobachtet wurden und in anderen Gebietstheilen überhaupt häufig vorkommen, scheinen in der in Rede stehenden Zone des Riu Vaser-Gebietes zu fehlen und in den obigen röthlichen Gneissen ihre Vertreter zu haben. Auf letzteres könnte man wenigstens aus dem folgenden Vorkommen in der Umgebung von Macarlau, im Riu-Thale, schliessen.

Gleich oberhalb von Macarlau nämlich stehen an der Purului-Mündung die bekannten dickblättrigen weisslichen Phyllite an. Sie werden höher (rechte Thalseite) glimmerreicher und übergehen bald, und zwar allmähig, in grobblättrige feldspathreiche, schwach röthlich gefärbte Gneisse, in denen Feldspath auch in grösseren deutlich wahrnehmbaren Individuen (Baitia-Kamm, pag. 388) und ausserdem kleine Granaten erscheinen und die somit gleichsam eine Mittelbildung zwischen den röthlichen (37) und den dickblättrigen Gneissen (25) darstellen. Sie enthalten auch rhomboedrische Carbonate, indem sie mit Säuren behandelt schwach brausen.

Es wäre hier vielleicht am Platze, einiges über das Vorkommen von Granaten im Gebiete zu bemerken.

Dieselben treten nirgends in bezeichnender Menge auf, spielen im Allgemeinen nur eine sehr untergeordnete Rolle und sind an keine Abtheilung der krystallinischen Gesteine ausschliesslich gebunden, scheinen jedoch der unteren Schieferabtheilung (Rodnaer Alpen) gänzlich zu fehlen. In den Rodnaer Alpen kommen sie am Pietrosu sowohl in den Schiefen der mittleren, wie auch jenen der oberen Abtheilung vor, wenn sie auch in der letzteren etwas häufiger als in der ersteren sind. In der krystallinischen Nordzone, die fast ganz der mittleren Abtheilung zugezählt wird, erscheinen sie stellenweise sowohl in den Gesteinen der Gneiss- wie auch in jenen der Schieferformation. In der Bukowina dagegen, wo nach Paul (l. c.) das krystallinische Massiv in zwei Abtheilungen, nämlich in die der unteren Quarzite und die der oberen Glimmerschiefer zerfällt, enthalten letztere an sehr vielen Punkten in bedeutender Menge Granaten, was daselbst eben für die obere Abtheilung bezeichnend ist.

Kalkmassen der Piatra Arsa, des Necladu und Coman.

Eine Seitenexcursion aus dem Riu-Thale in das vorerwähnte Purului-Thal bringt uns bald zu der krystallinischen Kalkzone der Piatra Arsa (verbrannter Felsen), in deren Streichen im O. und SO. die Kalkzonen des Necladu und Coman auftreten. In diesen Zonen erreichen überall die massigeren Kalke eine sehr bedeutende Entwicklung und krönen mit mächtigen Felswerk von schwebender Lage die glätteren, dichtbewaldeten Schiefer-Rücken, wodurch sie auch orographisch hervorstechen.

Die Kalkzone der Piatra Arsa erreicht an einer Stelle fast schon die Sohle des Purului-Thales, streicht jedoch nicht auf die linke Thalseite hinüber. Gleich höher in diesem Thale wäre auch noch ein kleines Kieselschiefervorkommen zu verzeichnen.

Manche interessante Beobachtung sammelte ich auf dem Necladu, den ich von O., von Coman kommend und zwar nur mit Mühe erreichen konnte.

Auf der Ostseite desselben traf ich zu unterst feinkrystallinische, meist gelblich verwitternde Kalke und bald hierauf, beim Aufstieg, grüne, stellenweise auch roth gefärbte Schiefer. Die Schiefer, besonders die grünen, sind kalkhältig und enthalten Quarz und wenig fein vertheilten Glimmer. Die rothen Schiefer wären am ehesten mit den blutrothen Quarziten der Kristina-Kalkzone, die grünen, trotz ihres eigenthümlichen und minder krystallinischen Aussehens aber, mit den, rhomboedrische Carbonate führenden Glimmerschiefern der Kalkzonen zu parallelisiren. Es spricht dafür auch der Umstand, dass diese Schiefer höher mit den bekannten graublauen Kalkschiefern der krystallinischen Kalkzonen in Verbindung treten und mit denselben abwechseln. In Allgemeinen hat man es hier, wie in anderen ähnlichen Fällen, wohl nur mit einer einheitlichen krystallinischen Kalkzone zu thun.

Das Einfallen der Schichten ist nach NO., insoferne man dies nach den mangelhaften Aufschlüssen beurtheilen kann.

Höher, bereits am Kamme, erscheinen wieder massigere, stellenweise breccienartig zerfallende Kalke, die dann über den ganzen Kamm des Necladu und bis an dessen westlichen Fuss ununterbrochen andauern, sowie dieselben überhaupt weit vorwiegend die Masse des Necladu zusammensetzen. An dem letzterwähnten Necladu-Fusse beobachtete ich hierauf im Liegenden der Kalkmassen die röthlichen quarzitischen Gneisse (pag. 408 und 409).

Der gewaltige Necladu-Kalkfelsen, der auf den Flanken stellenweise mit senkrechten Wänden abstürzt, liegt noch ganz in der Waldregion. Seinen annähernd plateauartigen Kamm bedeckt ein mehr zerstreuter Bestand von schönen Nadel- und Laubbäumen und es füllen ganze Legionen von dichtem Unterholz (*Rubus*, *Ribes petraeum*, letztere im ganzen Gebiete nur hier in solcher Menge, u. s. w.) die waldfreien Räume aus. Die zierliche Pflanzenwelt der Felsabstürze umfasst seltene Species, wie überhaupt im ganzen Gebiete die Kalkflora die charakteristische ist und, dem geologischen Alter zu Trotze, auf den Eocen-, Jura-, Trias- und den krystallinischen Kalken, mitunter bei ziemlich bedeutenden Höhendifferenzen, der Mehrzahl nach dieselben Species gedeihen lässt.

Die Necladu-Flora bildet annähernd eine Oase in dem eintönigen Fichtenwald-Gebiete des Riu Vaser und trägt ganz das Gepräge von Urvüchsigkeit. Den Necladu dürfte vorher kaum ein Mensch besucht, wenigstens seinen Kamm der Länge nach verquert haben. Einen echten Bärensteig und viele andere Zeichen des Hausens eines Bären traf ich hier, der am Necladu ein trautes und ungestörtes, allem Anscheine nach stabiles Heim gefunden haben dürfte. Den Bären bekam ich nicht zu Gesichte, doch hörte ich einmal, tiefer im Walde, den Boden dumpf ertönen und das Waldholz krachen, als hätte sich ein Elephant daselbst den Weg gebahnt. Aehnliches erzählte mir auch mein Begleiter, der mit dem Gebäck am Coman zurückblieb.<sup>1)</sup>

In der vom Necladu östlich gelegenen Coman-Kalkzone beobachtete ich anfangs (wo das „C“ des Wortes Coman auf der Karte steht) im geringer Verbreitung die graublauen Kalkschiefer und Stücke von lichten

<sup>1)</sup> Eine bedeutende Anzahl von Rindern und Schafen fällt im Gebiete jährlich den Bären während der Alpenweidezeit zum Opfer.

Kalkglimmerschiefern; in den Kalken (Dolomiten) des nordwestlich gelegenen Rotundul stellenweise Ausscheidungen von milchweissem Quarz.

Im Allgemeinen tritt in den jetzt besprochenen Kalkzonen die massige Entwicklung der Kalke (Dolomite) sehr in den Vordergrund.

Wir kehren jetzt in das Riu Vaser-Thal zurück, um zum Schlusse noch den obersten Flusslauf, von der Coman-Klause bis zu den Quellen zu begehen.

#### Oberstes Riu Vaser-Thal, Kalkzone von Fatia Banului.

Das Thal nähert sich auf dieser Strecke mehr einem Querthale, indem der fast genau von O. nach W. fliessende Riu Vaser die Streichungsrichtung der Schichten unter einem nur wenig spitzen Winkel verquert.

Unterhalb der Coman-Klause herrschen glimmerarme, mehr weniger weissliche Quarzphyllite, die höher in der Umgebung der Klause von glimmerreicheren dünnblättrigeren Quarzphylliten abgelöst werden u. s. w. Oberhalb der Klause, bevor man die Einmündung des Sniapin-Baches erreicht, erscheinen auf einer kurzen Strecke grüne feinkörnige Gesteine, die mit einem reichlichen Schutte das linke Flussufer-Gehänge bedecken. Sie führen rhomboedrische Carbonate, indem sie in Säuren behandelt schwach brausen.

Nach einem Dünnschliff ist das Gestein ein ausgesprochener Gneiss, reich an Quarz und an grösserem, frischen, wasserklaren Feldspath, der selten eine grobe Zwillingstreifung zeigt; Formandentungen sind selten; es ist sehr reich an verhältnissmässig grossen Einschlüssen von Epidot, Kaliglimmer und einem grünen Biotit. Ausserdem sind ein grüner Biotit, vereinzelte Muscovitblättchen und Epidot als das Gestein zusammensetzende Minerale anzuführen; der letztere erscheint in Körner und häufig in kurzen gedrängten Formen, fast farblos. Die Zusammengehörigkeit des in Feldspath eingeschlossenen und das Gestein massenhaft durchschwärmenden Epidots unterliegt keinem Zweifel.

Das Gestein nähert sich somit sehr den typischen Albitgneissen (vergl. 18 und 26). Ob es hier, ähnlich wie am Baitia-Kamme (pag. 388), dem Complexe der Schieferformation angehört, oder aber der hier etwa in einem kleinen Aufbruche zum Vorschein kommenden Gneissformation zuzuzählen ist, ist schwer zu entscheiden. Einem ähnlichen zweifelhaften Falle begegneten wir bereits vorher in Lunca Scradie (pag. 393).

Oberhalb der Sniapin-Mündung, wo wieder Phyllite herrschen, beobachtete ich an einer Stelle die früher schon angeführten röthlichen Gneisse (37). Gleich höher treten hierauf, stellenweise das Flussbett durch Felsbildungen einengend und kleinere Stromschnellen veranlassend, weissliche grobklotzig zerfallende Crecela-Schiefer — die mehr erwähnte Varietät der Phyllite — auf. Letztere erreichen hier ihre typischste Entwicklung. Sie streichen gegen SO. auf die Crecela hinüber, während wir andererseits die Zone dieser Phyllite vorher, im nordwestlichen Streichen von hier, im Lozdun-Thale verquert haben.

Das Thal selbst beherrschen die weisslichen Phyllite bis zu der Stelle, wo sich der Riu Vaser in die zwei obersten Arme (direct westlich von der Fatia Banului) theilt.

Dem von Fatia Banului kommenden Bache folgend, traf ich höher an einer Stelle ein geringes Vorkommen von schwärzlichen

Kieselschiefern, jenen charakteristischen Vorboten krystallinischer Kalkzonen, an. Ausserdem beobachtete ich im Bachschutte Stücke von grünen, kleine Granaten führenden Schiefen mit riefiger Oberflächenbeschaffenheit (38), die ich auch höher, längs der Fatia Banului-Kalkzone hie und da, so z. B. auch am Stenisiuru-Sattel, überall jedoch nur in geringer Mächtigkeit antraf. Letztere nähern sich den Schiefen der mittleren und oberen Abtheilung von Pietrosu, stehen aber andererseits durch Mittelformen mit den in der Nordzone vorherrschenden dünnblättrigeren glimmerreicheren Phylliten (22) in Verbindung, die ebenfalls nicht selten eine grünliche Färbung u. s. w. zeigen (siehe petrogr. Uebers., pag. 386).

In dem erwähnten Bachthale sammelte ich dann höher auch Stücke von grünen Glimmerschiefern mit rhomboedrischen Carbonaten, die ich zwar nirgends im Schichtverbande antraf, die aber jedenfalls bereits der höher folgenden krystallinischen Kalkzone der Fatia Banului zuzuzählen sind.

Im Streichen, am Stenisiuru-Sattel selbst herrschen röthliche Gneisse vor, die nach N. gegen das Hangende immer quarzreicher werden und über welchen dann bald die krystallinische Kalkzone der Fatia Banului folgt. In den hangenden Gneisslagen scheidet sich hier nicht selten Quarz in grösseren Partien aus und man findet Blöcke von meist breccienartig zerfallenden Quarziten, die eben diesen Ausscheidungen entstammen (eine in der Schieferformation, besonders in hangenderen Lagen häufig zu beobachtende Erscheinung) und die mehr oder weniger an die lichten Quarzite der krystallinischen Kalkzonen (annähernd auch an Verrucanobildungen) erinnern. Es ist auch möglich, dass diese quarzreichen Gesteine zum Theil schon der Kalkzone zuzuzählen sind.

Es ist eben eine genaue und consequente Abgrenzung der Kalkzonen von der Schieferformation, in Anbetracht der grossen Mannigfaltigkeit in der Entwicklung der ersteren, nicht leicht durchführbar, aber auch von geringem und nur theoretischem Werthe.

Die Mächtigkeit der Kalkzone von Fatia Banului beträgt beiläufig 80 bis 100 Meter. Dieselbe besteht aus weissen bis schwach bläulichen, häufig breccienartigen und hie und da milchweissen Quarz ausscheidenden feinkrystallinischen Kalken. An der Fatia Banului selbst beobachtete ich jedoch an einigen Stellen auch etwas wie verunreinigte, schmutziggelbliche bis schwach graue Kalke, die gleich nördlich und etwas westlich von der Sattelhöhe 1554 Meter, in eine echte, ausgesprochene Kalkbreccie übergehen.

Nach chemischen Untersuchungen zeigen die Kalke von hier einen schwankenden Gehalt an Magnesia, der jedoch in der Mehrzahl der Fälle, auch bei den unreinen, mindestens der Hälfte der des Kalkes gleichkommt. Es scheinen somit in der Fatia Banului-Zone Dolomite und dolomitische Kalke vorzuherrschen. Mit Bezug auf sonstige Bestandtheile, wie Eisen, Thonerde (in der erwähnten Breccie, die eigentlich als Dolomitbreccie zu bezeichnen ist, in bedeutender Menge), dann Quarz als feiner Sand oder in zelligen oder schiefrigen Aggregaten, organische Substanz in Spuren oder sehr geringen Mengen — entsprechen die Kalkbildungen mehr oder weniger jenen aus der Zone von V. Pesti u. s. w.

Im Hangenden der Kalkbank, die nach NO. verflächt (wie man dies annähernd deutlich auf der Ostseite der Fatia Banului sieht) folgt eine schmale Zone von phyllitischen, sich etwas fett anführenden Quarzglimmerschiefern und von zum Theil grobkörnigen verrucanoartigen Quarziten, über denen gleich die mächtigen Kreide-Conglomeratmassen der Ihnatiassa lagern.

Ähnliche Schiefer- und Quarzbildungen wurden schon wiederholt im Verbande von krystallinischen Kalkzonen beobachtet. Gegen NW. von hier, im Streichen, verschwinden jedoch dieselben bald und es lagern dann überall die Kreidebildungen unmittelbar den krystallinischen Kalken auf.

In der langen Fatia Banului-Kalkzone, die gegen NW. immer häufiger unterbrochen wird, treten somit, ähnlich wie an der Piatra Arsa u. s. w., die massigen Kalkbildungen ganz in den Vordergrund.

Crecela-Alpe und der Gebirgszug am linken Riu Vaser-Ufer: Magura Catarama, Lunca ciasa, Fagetu.

Im Liegenden der Stenisoru-Gneisse dagegen folgt, gegen SW. fortschreitend, die bekannte Hauptzone der weisslichen Phyllite, die den mächtigen nordöstlichen Arm der Crecela zusammensetzen und nach NO. verflächen, während noch weiter gegen SW. die Schichten ein entgegengesetztes, d. i. südwestliches Einfallen annehmen und die Phyllite dann zugleich wieder glimmerreicher werden.

Es stellt somit die Crecela-Alpe eine grosse und flache Anticlinale dar.

Einen ähnlichen Wechsel von glimmerarmen dickblättrigen und glimmerreichen dünnblättrigen Phylliten (22, 23) beobachtet man dann überall in dem sich von der Crecela nach W. abzweigenden Zuge, der das linke Riu Vaser-Ufer begleitet.

Nach Dünnschliffen von Handstücken von Magura Catarama und Lunca ciasa bestehen die dickblättrigeren glimmerarmen Phyllite aus Quarz, Muscovit und sehr geringen Mengen rhomboedrischen Carbonat.

Mit den Phylliten, deren Quarzblätter häufig starke Faltungen zeigen (pag. 370 u. f.), treten im erwähnten Zuge oft auch dick- resp. dünnblättrige Gneisse (24, 25) auf. Erstere beobachtete ich z. B. auf den westlichen Gehängen der Magura Catarama. Letztere sind insbesondere in der schmalen, südwestlichen Umrandung des Trojaga-Eruptivgebietes, vom Fagetu bis in's Cisla-Thal hinüber, häufig anzutreffen.

Cisla-Thal, Piatra baici, Ciarcanu-Gebirge, Phyllit-breccie von La Fintina Stancului.

Im Cisla-Thale bietet der Piatra baici-Felsen bei Borsabánya ein schönes Profil, von dem bereits v. Cotta (l. c.), v. Alth (l. c.) und F. v. Hauer (Bericht 1859) Erwähnung machen.<sup>1)</sup>

Es folgen hier im Liegenden von Eocenablagerungen flussaufwärts Phyllite und untergeordneter dünnblättrige Gneisse, die ziemlich steil

<sup>1)</sup> v. Cotta gibt auch eine Zeichnung von diesem Felsen, die jedoch nicht richtig, da die Kuppe des Felsens krystallinisch ist.

nach SW. verfläachen und denen sich eine ziemlich mächtige Bank von schwärzlichen Kieselchiefern einschaltet. Letztere gehen nach oben in eine harte Breccie aus Kieselchieferfragmenten über, die auffallender Weise durch ein kalkhältiges Bindemittel verkittet werden. Aus dieser Breccie besteht eben die steile Kuppe des Piatra baici-Felsens.

Im Streichen von der Piatra baici gegen SO. treten im Vale Vinisiora, am Ciarcanu u. s. w. häufig Kieselchiefer, stellenweise in die erwähnte kalkhältige Breccie übergehend, auf und erreichen dieselben hier im Allgemeinen die relativ grösste Verbreitung im Gebiete (vergl. Karte Taf. VI). Krystallinische Kalke, die wir vorher stets in einer gewissen Vergesellschaftung mit den Kieselchiefern anzutreffen pflegten, fehlen hier überall. Es ist jedoch das kalkhältige Bindemittel der Kieselchiefer-Breccien in dieser Beziehung immerhin bezeichnend.

Von der Piatra baici der Cisla thalaufwärts folgend, erreicht man nach einiger Zeit den Trojaga-Andesitzug, der in einem anderen Abschnitte beschrieben wird. Im Thale selbst gewahrt man hier ein grossartiges Bild des vielfachen Durchsetzens der Schieferdecke durch Eruptivgesteinsmassen, wobei sich die krystallinischen Schiefer stellenweise nur noch mehr schollenartig erhalten haben. Etwa in der Mitte zwischen den Einmündungen der Colbu- und Mori-Bäche sieht man an einer Stelle an der Thalsole selbst sehr schön den unmittelbaren Contact von Massengesteinen mit dünnblättrigen Gneissen, wobei beide Gesteinsarten so innig ineinander verflochten erscheinen, dass sie beinahe den Eindruck eines homogenen Felsens hervorrufen. Zu erwähnen ist noch, dass hier der Gneiss dem äusseren Aussehen nach gar nicht verändert zu sein scheint, was ich auch auf mehreren anderen, wenn auch weniger lehrreichen Contactstellen (von Schiefen oder Gneissen mit Massengesteinen) beobachtete. Wo anders dagegen, so z. B. im Secului-Thale (N. von Borsabánya), sieht man fast glimmerlose Quarzphyllite an der Grenze mit Massengesteinen.

Nach der Ansicht von A. Gesell (Geologie der Maramaros) ist das Uebergehen „der Glimmerschiefer in Quarzfelsen“ an der Grenze mit den, von ihm als Grünsteintrachyte bezeichneten Andesiten eine Contacterscheinung, die hier allgemein zur Geltung gelangen soll. Inwieferne jedoch dieses Quarzigwerden der Schiefergesteine eine Contacterscheinung ist, wie dies vielleicht im Secului-Thale wirklich der Fall sein könnte, vermögen wohl erst specielle Untersuchungen feststellen. Jedenfalls aber dürfte ein grosser Theil der hier, wie auch überhaupt in der ganzen Schieferformation des Gebietes verbreiteten, glimmerarmen Quarzphyllite nichts damit zu thun haben und dürfte die Contactwirkung auf die krystallinischen Schiefer eine viel geringere gewesen sein, als dies eben angenommen wird.

Es wäre hier nebenbei zu erwähnen, dass auf der genannten Strecke im Cisla-Thale an mehreren Stellen Säuerlinge zu Tage treten, die alle viel freie Kohlensäure entwickeln. Ein sehr kohlen säurehaltiger Säuerling und wohl der stärkste im Gebiete, ist die sogenannte Alexander-Quelle, welche auf der linken Thalseite bei der Einmündung des Vinisiora-Baches in einem alten Stollen hervordringt, wobei die in Menge entweichende Kohlensäure ein ziemlich starkes Geräusch verursacht. In nächster Nähe der Quelle (auch gleich anfangs im Vale Vinisiora) sind

hier Tuffablagerungen zu sehen, die offenbar Producte der kohlensäurehaltigen Quellen sind.

Am Schlusse dieser Abhandlung wird von den übrigen, im Gebiete überhaupt verbreiteten Säuerlingen noch eine nähere Erwähnung gesehen.

Höher im Cisla-Thale machen sich oberhalb der Ariniesiu-Mündung im Verbands der Schieferformation grünliche feinkörnige Gneisse (26) bemerkbar, die speciell jenen von dem Baitia-Rücken (pag. 388) entsprechen und überhaupt den Albitgneissen nahe stehen.

Flussaufwärts folgen hierauf an der Hauptgabelung des Flusses in den Cisla- und Cataramei-Arm, die charakteristischen weissen Quarzphyllite. Es scheint, dass hier die letzteren im Streichen jener von der Baitia auftreten, während eine zweite Hauptzone dieser Phyllite, wie wir vorher sahen, von der Crecela nach NW. durch das oberste Riu Vaser-, das Lozdun-Thal hinüber auf die Südseite der Kristina streicht. Diese Zonen bezeichnen jedoch nicht etwa eine eigene geologische Stufe in der Schieferformation, sondern sind lediglich als in horizontaler Richtung wiederkehrende, durch gewisse gemeinsame petrographische Merkmale gekennzeichnete Wellen des ganzen Schiefercomplexes zu betrachten.

Weiter im Streichen, im obersten Quellgebiete des Cisla-Flusses und auf der Hauptwasserscheide von der Crecela bis Ciarcanu, herrschen die verschiedenen Quarzglimmer-Phyllite, die jedoch nur seltener in die betreffenden Gneisse (24, 25) übergehen. Die glimmerreicheren Varietäten der Phyllite nähern sich hier stellenweise den Quarzglimmerschiefern (7) der östlichen Rodnaer Alpen.

Eine höchst charakteristische echte Breccie tritt mit den Phylliten auf der genannten Wasserscheide auf, die aus Fragmenten von, mit einem kieseligen Bindemittel fest verkitteten Quarzglimmerphylliten besteht. Dieselbe wurde an vielen Stellen auf der Strecke zwischen La Fintina Stancului und Obersia Cisleloru, längs dem Rande der sich von hier nach N. ausbreitenden cretacischen, resp. eocenen Bildungen und auch bei den kleinen Eocenschollen auf der Südseite der Crecela beobachtet. Die Breccie steht in deutlicher und directer Verbindung mit den Phylliten und gehört allem Anscheine nach dem Hangenden der Schieferformation an. Letzteres, so wie auch der Umstand, dass diese Breccie längs dem Rande der erwähnten viel jüngeren Bildungen auftritt, was auf die oben betonte eigenthümliche Beziehung von Kreidbildungen zu krystallinischen Kalkzonen direct erinnert (pag. 404), lässt vielleicht nicht ohne Unrecht darauf schliessen, dass dieselbe dem Horizonte krystallinischer Kalkzonen angehört, was umso wahrscheinlicher wird, als wir später im Ruzpollyanaer-Gebirge eine ganz ähnliche Breccie auch factisch im Gebiete einer krystallinischen Kalkzone vorfinden werden.

Echten Breccienbildungen haben wir somit bis jetzt in den krystallinischen Kalkzonen von Suliguli und Fatia Banului, in der von Piatra baiei nach SO. streichenden Kieselschieferzone und zuletzt hier begegnet. —

Wir wenden uns jetzt nach N., dem galizischen Czeremosz-Gebiete zu, um so die Beschreibung des östlichen Flügels der krystallinischen Nordzone zu beschliessen.



## Thal des Schwarzen Czeremosz.

Im Czeremosz-Thale selbst bilden die krystallinischen Gesteine nur eine schmale, etwas über 2 Kilometer breite Zone, die flussabwärts unter die Kreidegebilde des nördlichen Flyschgebietes, flussaufwärts unter die mächtige Kreidescholle der Inhiatiasa-Palenica einfällt. Sowohl im Bereiche der krystallinischen Zone, wie auch höher, wo sich das Thal in das Kreidegebiet des Inhiatiasa-Zuges einschneidet, ist dasselbe als offen zu bezeichnen. Hinter den breiten, dichtbewaldeten Rücken, die das Thal einsäumen und sanft zu der relativ breiten Thalsohle herabfallen, sieht man nur hier und da höhere, subalpine Kämme und Rücken, denen ebenfalls der hier allgemeine Gebirgs-Charakter des allmähigen Ansteigens zukommt. Mit geringen Ausnahmen fehlen dem oberen Czeremosz-Thale steile Uferbildungen und es begleiten den Fluss vorwiegend ganz niedrige Alluvial-Schotterterrassen. Ein dichter einsamer Urwald kleidet das Thal aus, der sich meist bis an den Fluss selbst herandrängt. Nur dort, wo die Thalsohle zu häufigen Ueberschwemmungen unterliegt, flieht der Wald den Alluvialboden. Die alleinherrschende Fichte erreicht hier nur noch mehr eine mittlere Grösse. Die Ursache davon ist weniger in der grösseren Elevation, als in dem continentaleren Klima dieser plateauartigen Gebirgsgegend zu suchen, indem die Thalsohle des oberen, von S. nach N. gerichteten Flusslaufes zwischen 1300—1400 Meter Höhe liegt, die Baumgrenze hier aber überall bis 1500 Meter und darüber ansteigt.

Würde man nicht im Thale von Zeit zu Zeit kleinere Aufschlüsse oder Schuttbildungen von krystallinischen Gesteinen, die hier auch an der Bildung von Flussalluvionen theilnehmen, wahrnehmen, so möchte man kaum vermuthen, dass man sich hier in einem archaischen Gebiete befindet.

In der krystallinischen Zone des Czeremosz-Thales sind grau-grünliche glimmerreiche Quarzphyllite vorherrschend. Nebst vorwiegend Quarz, der häufig auch in groben Ausscheidungen erscheint, spielt grünlicher Muscovit die Hauptrolle. Letzterer bildet meist feine etwas riefige Häute auf den Trennungsflächen der Quarzblätter; nur seltener gruppirt sich derselbe zu grösseren Schuppen zusammen, ohne dabei jedoch schon eine flasrige Schieferstructur zu bedingen.

Die Phyllite des Czeremosz-Thales erinnern am meisten an die riefigen Phyllite und Quarzglimmerschiefer der Rodnaer Alpen (Pietrosu 2, 3), die sich übrigens von den in der Nordzone allgemein verbreiteten dünnblättrigeren und glimmerreicheren Phylliten (22) ebenfalls nicht streng unterscheiden lassen und letztere auch anderswo deutliche Uebergangsformen zu den ersteren bieten.

In liegenderen Lagen des Schiefercomplexes des Czeremosz-Thales treten stellenweise Gneisse auf, die nach unten zu erwähnenden Schlfen mehr weniger den Albitgneissen nahe stehen.

Gleich nach Ueberschreitung des nördlichen Randes der krystallinischen Zone im Czeremosz-Thale, gelangt man am rechten Flussufer zu einem steileren Abhang, der den Fluss zu einer Krümmung zwingt. Der etwa 15 Meter hohe Abhang besteht aus den erwähnten grünlichen Phylliten, die undeutlich nach NO. einfallen und denen sich hier eine ziemlich mächtige Zone von in grossen Blöcken herumliegenden dunkel

graugrünen, in Säuren schwach brausenden Gesteinen einschaltet. Letztere sind ausserordentlich hart und spröd und erweisen sich im Dünnschliff als Quarz-Epidotschiefer, mit sehr wenig Biotit, Hornblende und einer ziemlichen Menge Erz; das rhomboedrische Carbonat lässt durch die Art seiner Vertheilung eine secundäre Entstehungsweise vermuthen; die im Gesteine nicht ganz deutlich zum Ausdruck gelangte Parallelstructur tritt im Schlicke sehr deutlich hervor.

Trotz einiger Abweichung in der Ausbildung unterliegt es kaum einem Zweifel, dass dieses Gestein dem Horizonte des vorher am Rande der krystallinischen Zone beobachteten Hornblende-Epidotschiefer-Zuges (Budyowska mala, Albinec-Thal u. s. w.) angehört. Es ist auch anderseits nicht zu übersehen, dass sich hier in dem Gesteine Hornblende stellenweise auch reichlicher vorfinden dürfte, als man dies nach dem einen Dünnschliffe vermuthen würde, weshalb man die Gesteine von hier und von der Budyowska mala u. s. w. auch als petrographisch übereinstimmend betrachten kann.

Gleich höher flussaufwärts verflachen sich die Ufergehänge wieder ganz und erst dort, wo ein Seitenbach von O. kommend in den Fluss mündet, erscheinen plötzlich zwei durch diesen Bach getrennte Kalkfelsen. Der nördliche, grössere Felsen ist etwa 20 Meter hoch. Die ganz undeutlich geschichteten Kalke verflachen allem Anscheine nach gegen NO. oder NON.

Die Kalke sind feinkrystallinisch, breccienartig, weiss bis schwach graubläulich, seltener mit einem röthlichen Stiche. Die chemische Untersuchung lieferte eine Spur organischer Substanz, etwas Thon, geringe Menge von Eisen mit Thonerde, vorwiegend Kalk mit ungefähr einem Vierteltheile Magnesia, welche letztere jedoch in einem anderen Probestücke von hier sich in sehr bedeutenden Mengen vorfand — somit dolomitische Kalke und Dolomite, die auch ihrem Aussehen nach ganz den krystallinischen Kalken der früher beschriebenen Zonen entsprechen.

Im Liegenden des kleineren Kalkfelsens bemerkt man knapp an der Thalsole, eine schmal aufgeschlossene Zone von grünen sich fett anfühlenden Glimmerschiefer mit viel rhomboedrischem Carbonat. (Vergl. auch pag. 413.) Die Menge des letzteren wird auch durch die, hier und da vorkommenden Ausscheidungen von weissem Calcit in Klüften dieser Schiefer charakterisirt.

Im Liegenden des grösseren Kalkfelsens dagegen, treten grobblättrige stellenweise etwas röthlich gefärbte Quarzschiefer mit Glimmerüberzügen und gröbere, zum Theil breccienartige, verrucanoähnliche Quarzite auf, die mit den bekannten Quarzitbildungen der Kalkzonen, z. B. von V. Pesti, zu parallelisiren wären. Es ist hier, wie auch in anderen ähnlichen Fällen mitunter schwer zu entscheiden, ob diese verrucanoähnlichen Quarzite nicht schon zum Theil als echte Breccien, resp. sehr feste Conglomerate zu betrachten sind, und was immerhin möglich, ja wahrscheinlich ist und in Anbetracht der vorher schon mehrere Male in denselben, resp. noch tieferen Horizonten angetroffenen echten Breccienbildungen durchaus nicht befremden kann.

Die Quarzschiefer und Quarzite sind fast ganz in Schutt aufgelöst, in welchem ich auch einige Quarzstücke mit harnischartigen, glänzenden Rutschflächen sammelte.

Bezüglich der in Rede stehenden krystallinischen Kalkzone wäre noch zu betonen, dass sie in einem ähnlichen stratigraphischen Verhältnisse zu der vorerwähnten Epidotschiefer-Zone steht, wie die Kalkzonen von Kristina, Suligul u. s. w. zu dem Hornblende-Epidotschieferzuge der Budyowska mała und des Albince-Thales.

Höher im Thale, etwa in der Mitte der krystallinischen Zone des Czeremosz, bemerkt man am linken Ufer einen Aufschluss von ziemlich verbogenen, im Allgemeinen jedoch nach NO. einfallenden Schichten der Phyllite, denen sich hier Gneisse zugesellen. Die Gneisse zeigen eine deutliche Parallelstructur bei ziemlich undeutlicher blättriger Absonderung und erweisen sich im Dünnschliffe als ein sehr quarzreicher Gneiss, der wenige grössere Feldspathkrystalle enthält, die ausnahmslos der Zwillingsstreifung entbehren und wahrscheinlich Orthoklas sind. Ausserdem erscheint in geringer Menge, in Form faseriger Aggregate, ein grüner Biotit. Verhältnissmässig reich ist das Gestein an blutrothen Eisenglanzkrystälchen und Lamellen.

Eine Strecke höher macht sich dann am rechten Flussufer, ganz an der Thalsohle, ein kleiner Felsen von krystallinischen Kalken bemerkbar, die chemisch untersucht den vorigen entsprechen und sich als dolomitische Kalke, bis Dolomite, erweisen. Ein feiner Schutt von rothen Schiefen bedeckt stellenweise den Kalkfelsen, wobei auch der Kalk selbst partienweise eine röthliche Färbung zeigt und somit die Zusammengehörigkeit der rothen Schiefer und Kalke keinem Zweifel unterliegen kann. Frei herumliegende Stückchen von rothem, rhomboedrische Carbonate führenden festen Quarziten wurden ausserdem in der Thalsohle beobachtet.

Die rothen Schiefer und Quarzite sind wohl mit den ähnlichen Bildungen aus den früheren krystallinischen Kalkzonen (Kristina, Suliguli, Necladu) zu vergleichen.<sup>1)</sup>

Höher im Thale herrschen, nur im Schutte zu finden, immer noch die Eingangs erwähnten Phyllite, an einer Stelle mit stengligblättrigen Gneissen vergesellschaftet. Hier und da trifft man auch lose herumliegende Stücke von ziemlich typischen Kieselschiefen an.

Kurz vor Erreichung der südlichen Grenze der krystallinischen Zone bietet das rechte Thalgehänge eine Reihe von kleineren Aufschlüssen. Zuerst erscheinen schiefrige, zum Theil auch gröbere, verrucanoartige Quarzite, die wohl dem Reste einer krystallinischen Kalkzone entsprechen dürften, wegen ihrer geringen Mächtigkeit aber auf der Karte nicht ausgeschieden wurden. Dann folgt im Liegenden eine etwa 100 Meter betragende Zone der im Czeremosz-Thale allgemein herrschenden Phyllite, zuletzt stenglige, zum Theil auch blättrige Gneisse (39).

Die stengligen Gneisse, welche in Säuren schwach brausen und somit rhomboedrische Carbonate führen, zeigen im Dünnschliff als Hauptbestandtheil Quarz und Feldspath, die sich ziemlich die Waage halten. Der erstere bildet kleine Körnchen, der letztere ziemlich grosse

<sup>1)</sup> Die in der Bukowina im Hangenden untertriadischer Kalke auftretenden rothen kieseligen Schichten (Paul I. c.), die wir später auch in diesem Gebiete in der Trias, wenn nur in einer sehr geringen Mächtigkeit antreffen werden, sind damit nicht zu verwechseln.

unregelmässig begrenzte Krystalle (Körner), er zeigt nicht immer, aber häufig eine Zwillingstreifung und da sämmtliche Feldspäthe ausnahmslos reich an Einschlüssen sind, wie sie in den Gesteinen des Wechselgebirges, des Palten- und oberen Ennstales von v. Foulon und Böhm beschrieben wurden, so sind wohl auch jene, die keine Zwillingstreifung zeigen, als Plagioklase zu betrachten. Ausserdem erscheint ein lichtgrüner Glimmer und Epidot als Gemengtheil. Das vorhandene Erz ist nach seinen Verwitterungsproducten zu urtheilen Titaneisen. Nicht uninteressant ist die Erscheinung, dass in dem Gesteine einzelne äusserst feinkörnige Partien auftreten, die namentlich epidot- und erzreich sind, eine vorwiegend structurelle Erscheinung, wie man sie sonst bei Eruptivgesteinen zu sehen gewohnt ist. Das Gestein zeigt auch schon äusserlich grosse Aehnlichkeit mit dem stengligen Gneisse des Profils von Kaisersberg bei St. Michael und dem gleichen aus der Gegend von Trieben, wie sie v. Foulon beschrieben hat.

Ein Schriff von einem Handstück aus der obenerwähnten, auf die Gneisse und im Liegenden der Quarzite folgenden Phyllitzone, weist folgende Bestandtheile auf: vorwiegend Quarz, dann grünen Biotit und etwas Muscovit, beide in kleinen Schüppchen; wenig Feldspath, von dem einige Individuen eine Zwillingstreifung zeigen. Somit eine Uebergangsform zu den stengligen Gneissen (39), sowie auch umgekehrt die vorher im Schriff beschriebenen quarzreichen Gneisse (pag. 419) als eine Uebergangsform zu den Phylliten betrachtet werden können. Ueberhaupt dürften die Phyllite viel häufiger in diesen Uebergangsformen erscheinen, als man dies, nach ihrem äusseren Aussehen zu schliessen, annehmen würde.

Im Allgemeinen bilden im Czeremosz-Thale die krystallinischen Schiefergesteine einige sanfte Wellen, auf was schon das wiederkehrende Auftreten von Gneissen, als des liegenderen Horizontes des gesammten Schichtcomplexes, hinweist. Ueber den Phylliten treten wiederkehrend die kleinen krystallinischen Kalkzonen concordant auf, wobei gleichzeitig ein gewisses Jüngerwerden der Schieferformation gegen die Kalkzonen zu, nicht zu verkennen und was ebenfalls für die geologische Deutung der Kalkzonen sehr bezeichnend ist (pag. 400).

#### Kalkzone von Preluki und Rotundul, Stewiora-Thal.

Im Streichen der Kalkzonen des Czeremosz-Thales treten noch an einigen Stellen krystallinische Kalke schollenartig auf, so im SO. auf Preluki, im NO. am Rotundul, dessen Kuppe sie auch zusammensetzen.

Die Kalkkuppe des Rotundul bietet nur an wenigen Stellen Aufschlüsse, indem sie, was sonst nur selten der Fall ist, fast ganz glatt begrast ist. Auf der nördlichen Abdachung der Kuppe fand ich hie und da im Grase Stückchen der aus dem Czeremosz-Thale u. s. w. bekannten rothen Schiefer, während im Liegenden der Kalkmasse, höchst wahrscheinlich überall, eine schmale Zone von Quarzschiefer und dickeren, breccienartig zerfallenden weisslichen Quarziten — ähnlich wie bei den Kalkzonen im Czeremosz-Thale — durchstreicht; nur gehen hier die Quarzite nirgends in die verrucanoartige Varietät über. Wie jedoch schon des öfteren erwähnt wurde, erscheinen ähnliche, breccienartig zerfallende Quarzite als dickere Ausscheidungen häufig auch in der Schiefer-

formation und gerade am häufigsten in ihren hangenden Lagen, weshalb eine sichere Deutung der obigen Quarzite nicht leicht möglich ist.

Nordwestlich vom Rotundul gelangen im Stewiora-Thale, im Bereiche der unteren Kreide, die Phyllite des Czeremosz-Thales in einer kleinen, etwa 30 Schritte betragenden Zone, zum Aufbruch. Im Hangenden gehen sie deutlich in die dickblättrigen Quarzschiefer mit Glimmerüberzügen über, auf welche letztere hierauf bachabwärts eine ganz kleine Kalkpartie folgt. Auch gröbere verrucanoartige Quarzite beobachtete ich hier und da in losen Blöcken tiefer unten im Stewiora-Thale, die eben dieser Zone entstammen dürften.

Eine kurze Strecke bachaufwärts dagegen erreicht man im Stewiora-Thale die Hauptzone von krystallinischen Gesteinen, die aus dem Czeremosz-Thale hereinstreicht. Und zwar treten zuerst, im Liegenden der Kreidegebilde des Ihniatiasa-Zuges, Czeremosz-Phyllite, hierauf, noch mehr im Liegenden, dickstenglig bis flasrig blättrige Gneisse mit grösseren Feldspath-Individuen auf, welche letztere ganz wieder dem in der Schieferformation relativ häufig vorkommenden Gneisstypus (25) ähnlich sind.

Kalkfelsen von Mokrynów Kamień, Mokryn und Czolakiu; krystallinische Schieferinseln am Wasylkowaty, Czolakiu, Pretuczny und im Bokul-Zuge.

Der in nordwestlicher Richtung auf der linken Thalseite des Bałasinów-Thales sich erhebende Mokrynów Kamień-Felsen besteht aus feinkrystallinischen, weissen bis etwas bläulichen, zum Theil breccienartigen Kalken. Der Felsen stürzt fast von allen Seiten mit nahezu senkrechten Wänden bastionartig ab. Einzelne Blöcke von dickeren, weissen Quarziten sah ich hier und da im Walde, in der Nähe des Kalkfelsens und im Streichen von hier bis in das Bałasinów-Thal hinunter.

Die kleinen Kalkfelsen, welche noch weiter gegen NW. am Mokryn und Czolakiu (N. von Czywczyn) auftreten, bestehen aus weissen bis etwas grauen, gelblich verwitternden breccienartigen Dolomiten.

Gleich nördlich von den Czolakiu-Dolomiten — in deren Liegendem, von O. her aufgeschlossen, auch krystallinische Schiefer und Quarzite in einem kleinen Aufbruche zum Vorschein kommen — tritt eine grössere Insel krystallinischer Schiefergesteine (Phyllite) zu Tage, in der sich auch Kieselschiefer bemerkbar machen. Mit Bezug auf die Nähe der krystallinischen Czolakiu-Kalkzone ist dieses Vorkommen von Kieselschiefern bezeichnend, wie dies auch ähnlich zuletzt im Czeremosz-Thale der Fall war (pag. 419 und pag. 387).

Im südöstlichen Streichen von der krystallinischen Insel des Czolakiu tritt am Wasylkowaty-Rücken eine ähnliche Insel von Phylliten auf, in der sich auffallenderweise auch wieder Kieselschiefer vorfinden. Im W. dagegen erscheinen noch kleine krystallinische Inseln (alle überhaupt im Gebiete der unteren Kreide) auf dem Pretuczny (N. von der Budywska wielka) und im Bokul-Zuge (vergl. Karte Taf. VI).

Im Allgemeinen lehnen sich die Kalkzonen des Czeremosz-Gebietes in ihrer Gesamtausbildung zunächst an jene des oberen Riu Vaser-Gebietes (Piatra Arsa, Necladu, Fatia Banului u. s. w.) an, in welche letzteren uns ebenfalls vor Allem die Facies der massigen Kalkentwicke-

lung entgegentrat. Die typischen graublauen Kalkschiefer, die bereits im oberen Riu Vaser-Gebiete sehr selten anzutreffen waren, fehlen den Kalkzonen des Czeremosz-Gebietes.

Mag nun auch bei den krystallinischen Kalkzonen des Czeremosz-Gebietes deren quarzitische Unterlage etwas befremdend erscheinen, so konnte ich mich dennoch nicht dazu entschliessen, die letztere dem Verrucano, in dem später zu erwähnenden Sinne, die Kalke sonach der Trias zuzuzählen. Dies zu motiviren fällt viel schwieriger, als es in der Natur mit der Zeit einzusehen. Es ist übrigens diese quarzitische Zone durchaus nicht etwa als ein deutlich markirter und abgegrenzter Schichteomplex aufzufassen. Dieselbe geht vielmehr stets deutlich in die liegenden Phyllite über und ist mitunter auch nur angedeutet, was beim typischen Verrucano mit Bezug auf die Schieferformation niemals der Fall ist. (Vergl. auch Suliguli-Kalkzone pag. 406.)

Wir wenden uns jetzt dem östlichen Flügel der Nordzone zu, welcher den krystallinischen Theil des Ruszpolyanaer Gebirges umfasst.

#### b) Das Ruszpolyanaer Gebirge.

Krystallinische Geröllinseln bei Ruszpolyana, Rika-Thal.

Im Anschlusse an das Riu Vaser-Czeremosz-Gebiet wird hier von O. nach W. vorgegangen und zuerst die Umgebung von Ruszpolyana selbst beschrieben werden.

Vor Allem wäre hier ein eigenthümliches Vorkommen von Geröllinseln krystallinischer Gesteine, südöstlich von Ruszpolyana, mitten im Eocen-Kreidegebiete der Kwasnica-Kornacse-Thäler, zu erwähnen. Das grobe Gerölle dieser Inseln besteht zum Theil aus Gesteinen der oberen Abtheilung (Lucaciu-Scerisiora), zum Theil aber aus den bekannten gelblichen Quarziten der Kalkzonen (V. Pesti). Da letztere, d. i. die Quarzite höher und überhaupt nirgends in diesen Thälern anstehen und sich andererseits, gleich thalaufwärts von den bezeichneten Stellen, das krystallinische Bachgerölle bis in die Nähe des archaischen Gebirges auffallend vermindert, so ist anzunehmen, dass man es hier entweder mit dem Reste einer diluvialen Terrasse zu thun hat, oder — was viel glaubwürdiger erscheint — dass hier das krystallinische Grundgebirge von den bezeichneten Bächen schon erreicht und blosgelegt wurde. Der letzteren Ansicht wurde auch bei der Einzeichnung auf der Karte Rechnung getragen.

Das Vorkommen dieser Quarzite in den erwähnten Geröllinseln scheint auch auf eine Fortsetzung der am Rande des krystallinischen Gebirges entwickelten V. Pesti-Kalkzone, in der Richtung nach N. und NW., unter den jüngeren Ablagerungen des Ruszpolyanaer Beckens anzudeuten. Es ist dies umso wahrscheinlicher, als wir in dem angegebenen Streichen, im krystallinischen Theile des Pentaja-Thales (N. von Ruszpolyana) eine krystallinische Kalkzone ganz von der Facies jener im V. Pesti im Schichtverbande antreffen werden.

Folgt man von Ruszpolyana in nordöstlicher Richtung dem Rika-Flusse thalaufwärts, so erreicht man in nicht langer Zeit das archaische Grundgebirge. Man beobachtet hier zuerst stahlgrane glimmerreichere Phyllite (22), jenen aus dem Liegend der V. Pesti-Kalkzone im Riu-Thale ganz ähnlich, welche hier anfangs nach SW. bis W. verflächen

und vielfach in dünnblättrige Gneisse (24) übergehen. Letzteres, das Uebergehen nämlich, ist z. B. sehr deutlich in der kleinen, durch den Bargyi-Bach von der Hauptmasse des Grundgebirges getrennten krystallinischen Partie (linkes Bargyi- und Rika-Ufer) zu beobachten.

Höher im Rika-Thale treten, die Gehänge des Pasino-Rückens einnehmend, weissliche, sehr glimmerarme und grobe Quarzite auf, die häufig breccienartig zerfallen. Stellenweise nehmen sie jedoch eine deutliche Schieferstructur an (wobei die dicken Quarzblätter mitunter starke Faltungen zeigen) und sehen dann überhaupt den Crecela-Schiefern der Schieferformation sehr ähnlich. An und für sich wäre es schwer zu entscheiden, ob diese Quarzite der Schieferformation, oder aber einer Kalkzone zuzuzählen sind und man würde anfangs eher zur ersteren Meinung neigen. Da jedoch thalaufwärts, gleich oberhalb des Parallelkreises der Höhe 912 Meter des Pasino-Rückens, auf diese Quarzite graugrünliche porphyrtartige Gneisse (36) folgen, die, nach einem Dünnschliff zu urtheilen, mit jenen von Suligul (pag. 403) identisch sind, so ist es eben sehr wahrscheinlich, dass man auf der erwähnten Strecke im Rika-Thale mit den Hangendschichten der Schieferformation, d. i. mit einer Kalkzone von ganz quarzitischer Facies zu thun hat. Da jedoch hier Kalkbildungen gänzlich fehlen und die Quarzite, bei dem noch hinzutretenden Mangel an massgebenden Aufschlüssen, nur ganz willkürlich von den Bildungen der Schieferformation getrennt werden könnten, so wurde von einer betreffenden Ausscheidung auf der Karte Abstand genommen.

Höher im Rika-Thale kommen dann wieder die früheren Phyllite und Gneisse zum Vorschein, die auch im Streichen von hier gegen O. und SO., so z. B. überall im Liegenden der mächtigen Kreidescholle des Bardeu-Pecialu, vorherrschen. Mit denselben treten stellenweise auch die echten weisslichen Crecela-Phyllite auf, so z. B. auf dem aus dem Rika-Thale zum Pecialu führenden Kosznya-Rücken.

Es wäre hier noch von einem kleinen Vorkommen feinkrystallinischer Kalke, nördlich von der erwähnten Bardeu-Kreidescholle an der Bukowinka zu erwähnen. Die Kalke treten daselbst in einer isolirten Partie, im Hangenden der Schieferformation und in der Nähe der Kreidescholle auf.

Wir wenden uns jetzt nach NW., um uns hierauf nach einer Begehung des Pentaja-Thales (N. von Ruszpolyana), in das Krywe-Thal (N. von Ruszkirwa, recte Krywe) zu begeben und dann weiter bis zum Theiss-Thale fortzuschreiten.

#### Pentaja-Thal, Laba-Rücken.

Beim Eingange in das archaische Gebiet des Pentaja-Thales stehen glimmerreichere Phyllite und stengligblättrige Gneisse (25) an. In ihrem Hangenden wäre gleich höher ein kleineres Vorkommen von weissen feinkrystallinischen Dolomiten zu constatiren.

In unmittelbarem Liegend dieser Dolomite machen sich etwas unregelmässige grobe Quarzschiefer mit grösseren Glimmerschuppen bemerkbar, die speciell an jene aus dem Liegenden der krystallinischen Kalkzonen des Czeremosz-Thales erinnern und die sonst auch schon früher in ähnlicher Ausbildung im Bereiche krystallinischer Kalkzonen vielfach beobachtet wurden.

Gleich thalaufwärts erscheinen, in mächtigen Blöcken im Bachbette herumliegend, die Quarzite der V. Pesti-Kalkzone von häufig verrucanoartigem Aussehen — und hierauf, im Schichtverbande, die typischen graublauen Kalkschiefer mit den obigen Quarziten vergesellschaftet. Thalaufwärts beobachtete ich dann hie und da auch einzelne Blöcke von röthlich gefärbten Quarziten mit Einlagerungen von Glimmer, während die glimmerfreien Quarzpartien weisse Knoten und Linsen von wechselndem Umfange bilden, wodurch das Gestein ein eigenthümliches conglomeratartiges Aussehen erhält. Dasselbe gleicht ganz jenem, das wir vorher in der quarzitischer Kalkzone des Lozdun-Thales angetroffen haben (pag. 407). Dann treten die bekannten, sich fett anfühlenden und rhomboedrische Carbonate führenden Glimmerschiefer der Kalkzonen, hierauf, an der Hauptverzweigung des Baches, wieder Quarzite auf, die in dem von NW., von Laba kommenden Bacharme lange Zeit hinauf herrschen und am Rücken der genannten Laba durch reichlicheres Auftreten von Glimmer in grösseren Schuppen, in Schiefer vom phyllitischen Habitus übergehen.

Vom Laba-Rücken zieht die quarzitische Kalkzone weiter gegen NW. Dieselbe nimmt von da an die dunkle Facies an und besteht aus grauen bis dunkelgrauen Quarziten, die häufig mit grauen, glimmerreichen sandsteinartigen und fast schwarzen graphitischen, anscheinend glimmerarmen oder glimmerlosen Kalkschiefern, hie und da auch mit feinblättrigen, an milde Sandsteine erinnernden Schiefer vergesellschaftet sind — somit typische Bildungen der früher beschriebenen Kalkzonen von Repede u. s. w.

Auf diese in manchen anderen Beziehungen sehr schwer zu deutende Zone werde ich noch später, bei der Beschreibung der Verrucano- und Triasbildungen des Ruszpolyanaer Gebirges, zu sprechen kommen.

#### Krywe-Thal, Capu Grossului-Kamm.

In dem westlicher gelegenen Krywe-Thale treten bereits, im mittleren Theile der krystallinischen Zone dieses Thales, die älteren Gneisse der Pop Iwan-Zerban-Gruppe auf. Wie es im vorbincin erwähnt werden soll, ist eine Trennung der Schieferformation von jener der älteren Gneisse in diesem Thale selbst schwer durchzuführen, nichtsdestoweniger aber als in der Natur begründet anzunehmen.

Am unteren Eingange in das krystallinische Gebiet dieses Thales treten zuerst zum Theil sehr glimmerarme Phyllite der Schieferformation auf, die man umso sicherer der letzteren zuzählen kann, als man in denselben gleich anfangs kleinere Einlagerungen von typischen, stets das Hangende der Schieferformation bezeichnenden Kieselschiefern bemerkt und andererseits im Streichen von hier, im NW., auf dem südlichen Zweigrücken des Tomnatik (Tomnatecu) eine kleinere Partie von krystallinischen Kalken erscheint, die schollenartig im Hangenden der Phyllite und knapp am Rande einer Kreidezone lagert.

Im Liegenden der Phyllite folgen thalaufwärts, ohne eine deutliche Abgrenzung, grüne faserige Quarzglimmerschiefer (17), die nach SW. verfläichen und mit grünen Gneissen (18) vergesellschaftet sind.



Letztere trifft man zuerst an der Mündung des Tomnatek-Baches in grossen Blöcken an. Nach einem Dünnschliff bestehen sie aus ziemlich gleichen Theilen von Quarzkörnern und unregelmässig begrenzten filzigen Aggregaten, zwischen denen grüner Biotit liegt. An den dünnsten Rändern des Präparates stellt sich heraus, dass die filzigen Aggregate Feldspath sind, der winzige farblose Schüppchen, wahrscheinlich Muscovit, in ganz colossaler Menge enthält. Der grüne Biotit ist in Umwandlung begriffen und vielfach mit neugebildeten Epidotnadelchen erfüllt. Das Gestein ist ausserdem reich an Apatit, dessen Körner häufig einen röthlichen Kern besitzen.

Diese grünen Gesteine herrschen dann ununterbrochen längere Zeit thalaufwärts, eine für die Gneissformation immer mehr typische Entwicklung annehmend. Da auch andererseits gleich anfangs, im Streichen auf dem zum Tomnatek führenden Rücken Gneisse mit tombackbraunem Biotit (11) beobachtet wurden, so ist die Grenze zwischen der Schiefer- und Gneissformation im Thale selbst, bereits in der Gegend der erwähnten Tomnatek-Mündung anzunehmen.

Nur auf einer Stelle, gleich oberhalb der Tomnatek-Mündung, schaltet sich den obigen Gesteinen eine schmale Zone von glimmerreichen Phylliten ein, die man sonst am ehesten in der Schieferformation vermuthen würde, die jedoch, in Berücksichtigung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse, nur als eine local zum Ausdruck gelangte Abweichung von der angenommenen Entwicklung der Gneissformation zu betrachten sind.

Von der Einmündung des von O. kommenden Polunski-Baches thalaufwärts nehmen die grün gefärbten Gesteine ein entgegengesetztes Einfallen, nämlich nach NO. an. Die grünen mit Schiefem vergesellschafteten Gneisse (hiezü Präparate *a*, *b*) und *c*) bei 18), die mit den kurz vorher im Schliff beschriebenen (Tomnatek-Mündung) den Albitgneissen nahe stehen, nehmen hier auch rhomboedrische Carbonate auf und brausen mit Säuren behandelt schwach. In ihnen tritt bald immer häufiger tombackbrauner Biotit in Schuppen und später neben viel Epidot, hie und da Pyrit und wohl auch Hornblende auf. Im letzteren Falle hat man es mit jenen charakteristischen Mineral-Combinationen zu thun, die als Uebergangsvarietäten zwischen den Albitgneissen und den Hornblende-Epidotgesteinen anzusehen sind (pag. 385 u. f.) — im ersteren Falle dagegen mit Uebergangsformen zu den Biotitgneissen (11), welch' letztere auch bald höher, an der starken Biegung des Krywe-Baches, unterhalb der Verrucano-Zone, in typischer Form auftreten. An der erwähnten Biegung beobachtete ich an einer Stelle auch pegmatitisch entwickelte Gneisse.

Nach Verquerung der hierauf folgenden Verrucano-, resp. krystallinischen Kalkzone, erreicht man im Thale wieder die hangende Schieferformation. Sie besteht aus quarzreichen, vorwiegend grünlich gefärbten, den vorigen Quarzglimmerschiefem der Gneissformation nicht unähnlichen Phylliten und aus grünlichen sich fett anfühlenden Glimmerschiefem mit rhomboedrischen Carbonaten, in denen sich hie und da auch ganz kleine Einlagerungen feinkrystallinischer Kalke (Dolomite) bemerkbar machen.

Auf der Karte wurden jedoch nur die eigentlichen Kalkbildungen, nicht auch die kalkhaltigen Glimmerschiefer ausgeschieden, da eine

Trennung der letzteren von den Phylliten hier nur ganz willkürlich erscheinen würde.

Im nordwestlichen Streichen von hier finden am Capu Grossului ebenfalls typische Phyllite der Schieferformation eine allgemeine Verbreitung. Dieselben keilen dann weiter gegen NW. aus und es beherrschen das im Streichen gelegene Kwasny-Thal die grünen Gesteine (Schiefer 17 und Gneisse 18) der älteren Formation.

#### Kwasny-Thal, Czorny Groń, Pop Iwan.

Im genannten Kwasny-Thale dem Bache aufwärts folgend, erreicht man oberhalb der Waldgrenze einen Thalkessel, den im O. der Czorny Groń-Rücken, im S. dagegen eine steile Felswand begrenzt, über welche letztere der Kwasny-Bach in kleineren Wasserfällen herunterstürzt. Am Westhange des Czorny Groń (wo auf der Karte der Anfangsbuchstabe C. steht), beobachtete ich typische, relativ weiche, mit Säuren behandelt, brausende, Hornblende-Epidotschiefer (von hier auch der Schriff bei 21). Sie stehen da mit den grünen Quarzglimmerschiefen (17) in Verbindung, während gleich südlich von hier, am Czorny Groń (dem Hauptkamme näher) feinparallelstruirt Biotitgneisse (15) auftreten.

An der erwähnten steilen Felswand bemerkt man eine Mannigfaltigkeit von Gesteinstypen, die vorwiegend der zweiten Serie ( $\beta$ ) zum geringeren Theile der ersten Serie ( $\alpha$ ) angehören und in einer ähnlichen eigenthümlichen Verknüpfung mit einander stehen, wie dies im Riu Vaser und auch kurz vorher im Krywe-Thale gesehen wurde. Aus der ersten Serie wären von da anzuführen: Biotitgneisse (11), hier zum Theil auch mit grösseren Feldspathkörnern und grün gefärbten Biotit; feinkörnige, quarzreiche Gneisse mit cohärenten Blättern und feine Schüppchen dunklen Biotits führend (16) — aus der zweiten Serie: grüne Gneisse (18) und Schiefer, dann rhomboedrische Carbonate führende Hornblende-Epidotgesteine mit Pyrit (von letzteren Schriff 6) bei 20) u. s. w.

Oberhalb der Felswand eröffnet sich ein kleinerer (oberer) Thalkessel, auf dessen Grunde sich ein kleiner See befindet. In der Nähe des Sees traf ich arcosenartige Gneisse (19) an, während die steilen Wände des Thalkessels sehr quarzreiche Schiefer zusammensetzen, die zum Theil den grünlichen Quarzglimmerschiefen (17) entsprechen, zum Theil dagegen als Biotitschiefer mit meist ausgebliebenem Biotit (10) anzusehen sind. Die Schiefer streichen von hier in einer Zone nach NW. und andererseits nach SO. hin, indem sie die, der Pop Iwan-Kuppe im NO. vorlagernden Felsen zusammensetzen und auch auf der Nordseite des Pop Iwan, wo bereits der Sattel beginnt, anzutreffen sind.

Auf diese Schieferzone folgen gegen SW., die mächtige, aus drei kleineren Spitzen bestehende Kuppe des Pop Iwan zusammensetzend, biotitreiche Gneisse (14). Letztere sind feinkörnig und besitzen eine ausgesprochene feine Parallelstructur, die durch glimmerreiche Blätter charakterisirt wird, wobei der Glimmer stets in kleinen Schüppchen erscheint. Die häufig auftretenden, die Grösse einer Haselnuss erreichenden Orthoklaskrystalle verleihen dem Gestein das Aussehen von Angengneiss (von hier Schriff bei 14). Auffallenderweise sind dieselben bloß auf die Kuppe des Pop Iwan beschränkt und es herrschen auf dem hohen, sich nach SO. abzweigenden Gebirgsrücken, der mit dem Pop

Iwan den Hauptkamm bildet, zwar sonst ganz ähnliche Gneisse (15, die jedoch niemals porphyrisch ausgeschiedene Feldspathe enthalten.

Wie man es am Pop Iwan und in dem erwähnten südöstlichen Theile des Hauptkammes stellenweise annähernd deutlich sehen kann, verflachen die Gneisse im Allgemeinen steil nach SW. Auf der mit 1880 Meter berechneten Kuppe des Hauptkammes, sieht man (vom Pop Iwan-Gipfel aus betrachtet) die Schichten aus einer steilen südwestlichen Neigung sich nach oben zu etwas nach NO. vorneigen. Es scheint auch überhaupt der Pop Iwan-Hauptkamm dem südlichen, erhaltenen Schenkel einer grossen Antiklinale zu entsprechen.

Die in Rede stehenden Gneisse, insbesondere die Augengneisse, zeichnen sich durch ihre lichte Färbung aus. Sie neigen zur Felsbildung und zerfallen, ähnlich wie die Gneisse der Greben-Masse, in mehr kantige Blöcke und Gesteinsstücke. Sie nehmen eine orographisch ganz dominirende Stelle ein, und wurden dieselben im Streichen weder im Krywe- noch sonst in einem anderen Thale beobachtet.

Wenn auch nur sehr untergeordnet, treten jedoch auch in dieser Gneisszone, abgesehen von sehr quarzreichen Gesteinen, die grünlichen Quarzglimmerschiefer (17) auf: so z. B. im nördlichen Theile der Pop Iwan-Kuppe, dann auf der Kuppe 1880 Meter, und weiter südöstlich bei der Kammhöhe 1592 Meter u. s. w. Auch die Varietät der pegmatitischen Gneisse, der wir vorher im Krywe-Thale an einer Stelle begegneten, wurde hier stellenweise beobachtet; so z. B. auf dem vom Pop Iwan zur Kuppe 1880 Meter hinüberführenden Sattel. Es sind hier eben in der Zone der biotitreichen Gneisse auch die Gesteine der zweiten Serie, wenn auch nur untergeordnet vertreten und mit den ersteren verknüpft, während wir vorher, so im Krywe-Thale und am Czorny Groń das entgegengesetzte Verhältnis, nämlich das Vorherrschen der Gesteine dieser zweiten Serie beobachteten.

#### Zerban, Thal des Bieli potok.

Auf dem vom Pop Iwan nach SW. zum Zerban hinziehenden Kamme, den ich auf der Nordwestseite längs der Waldgrenze beging, folgen auf die früheren Gneisse (14, 15), flasrige und meist knotig entwickelte Biotitschiefer mit Granaten (von letzteren der Schriff bei 10). Sie treten stellenweise, so am Nordgehänge des Zerban, mit streifigen quarzreichen Gneissen (12, die sich hier überall mehr weniger den Greben-Augengneissen 13 nähern), in Verbindung, welche letzteren sich an der genannten Stelle untergeordneter auch arcosenartige, grünliche Gneisse und fast reine Quarzite einschalten.

Während westlich vom Zerban, auf dem zur Poloninka führenden Sattel wieder die grünen Quarzglimmerschiefer (17) auftreten, herrschen auf dem sich vom Zerban nach S. abzweigenden Rücken die früher erwähnten Gesteine. So wurden anfangs auf der Westseite des Zerban die streifigen Gneisse (12), dann weiter südlich auf der Westseite des Rückens (näher der Kammhöhe 1518 Meter) — wo steile Felspartien zahlreiche Aufschlüsse bieten — flasrige bis stenglig riefige Biotitgneisse (11, zum Theil Uebergangsformen zu 10), ferner grobflasrige und streifige Gneisse (12, die sich hier den Greben-Gneissen 13 nähern), quarzreiche

feinkörnige Gneisse mit zerstreuten tobackbraunen Biotitschüppchen (16) und untergeordneter auch die arcoseartigen Albitgneisse (von hier der Schliff bei 19) beobachtet. Das Verfläichen der Schichten ist da im Allgemeinen ein nordwestliches.

Südlich von der erwähnten Kammhöhe 1518 Meter herrschen am Kamme flasrige Biotitgneisse, die stellenweise dickblättriger werden und etwas grössere Feldspathindividuen führen. Es scheidet sich in ihnen nicht selten Quarz in Adern und Linsen aus; auch zeigen sie einige Tendenz zum Zerfallen in grosse und etwas abgerundete Blöcke.

Es walten somit im Allgemeinen auf dem Pop Iwan-Zerban und auf dem südlichen Zweigrücken des letzteren, die Gesteine der ersten Serie vor, während jene der zweiten Serie hier durch die arcoseartigen Gneisse, und zwar nur ganz untergeordnet repräsentirt erscheinen.

Viel Interessantes, insbesondere in petrographischer Beziehung, bietet das oberste Thal des Bieli potok, dessen Hauptquellen sich auf der NW.-Seite des Pop Iwan befinden. In der mit 588 Meter berechneten Thalsohllhöhe, am Fusse des Strunzeń Groń, nimmt der Bieli potok den vom Zerban kommenden Jawornikowy potok auf, fliesst dann weiter in einem mehr offenen Thale fast genau von O. nach W. und erreicht bei Trebusa die Theiss. Aus dem Vergleiche der erwähnten Thalsohllhöhe 588 Meter mit der Höhe seiner Quellen, die nicht weit unterhalb der Pop Iwan-Kuppe 1940 Meter zu Tage treten, sowie in Berücksichtigung der nicht ganz 5 Kilometer in Luftlinie betragenden Entfernung zwischen den genannten Höhen, ist schon im Vorhinein auf ein starkes Gefälle des Oberlaufes des Bieli potok zu schliessen. Sein Bachbett wird hier stellenweise durch das Felsgerüste krystallinischer Gesteine in enge Schluchten eingezwengt, die man hie und da nur durch ein Wathen in den schäumend-reissenden Gewässern passiren kann. Wo dagegen der Bach die krystallinischen Kalkzonen verquert, die, wie es vorläufig erwähnt werden soll, allem Anscheine nach discordant über der Gneissformation lagern, sind die abschüssigen Gebänge meist mit einem weichen abrutschbaren Schutte bedeckt. Trotzdem ist das Thal dicht bewaldet und bietet keine Aussicht, was eine Orientirung in geologischer Beziehung sehr erschwert. Die Zurücklegung des Weges längs dem Bieli potok, von der Waldgrenze unter Pop Iwan bis zur Thalsohllhöhe 588 Meter, nahm einen halben Tag in Anspruch.

An der Waldgrenze unter Pop Iwan beobachtete ich am Bieli potok vorwiegend flasrige Biotitschiefer, über denen dann tiefer unten im Thale eine krystallinische Kalkzone folgt, bis man, dem Bache abwärts folgend, wieder die Gesteine der Gneissformation erreicht, die aus Biotitschiefern und den streifigen Gneissen (meist Uebergangsformen zu 13) bestehen und denen sich auf einer kurzen Strecke, steile Felsen bildend, rhomboedrische Carbonate führende Hornblende-Epidotschiefer zugesellen (hiezu Schliff bei 21). Dann verquert man abermals eine krystallinische Kalkzone, in deren Liegendem bachabwärts flasrige Biotitschiefer und dann, durch längere Zeit, vorwiegend streifige, quarzreiche Gesteine (12) folgen, die sich mehr weniger den Greben-Augengneissen nähern und wie gewöhnlich in eckige Blöcke und Stücke zerfallen. An der Vereinigung mit Jawornikowy potok machen sich schliesslich die grünlichen Quarzglimmerschiefer bemerkbar, die wir

vorher im Streichen auf dem westlichen Zerban-Sattel, gegen die Poloninka zu, angetroffen haben. —

Aus dem Gesagten folgt somit im Allgemeinen, dass in dem von der älteren Formation eingenommenen Ruzspolyanaer Pop Iwan-Gebirge, die Gesteine der zweiten Serie im nordwestlichen Theile (Krywe-Kwasny-Thal), dagegen im südöstlichen (Pop Iwan-Zerban) die Gesteine der ersten Serie vorwiegen — wie auch ein ganz analoges Verhältnis in der Gneissformation des Riu-Thales, von Lunca Balmos bis Suliguli, beobachtet wurde. Nur nehmen hier die Pop Iwan-Augengneisse bei einer fast centralen Stellung die orographisch dominirendste Lage ein, während die Greben-Augengneisse bei einer ähnlichen Stellung eine mehr innere, an die Thalsohlen gebundene Lage zu behaupten scheinen.

#### Der Sczewora- und Menezul-Magura-Gebirgsrücken.

Bevor ich auf die krystallinischen Kalkzonen des Bieli potok- und Theiss-Thales zu sprechen kommen werde, erscheint es zweckmässiger, vorher noch die sich im W. und N. an das ältere Gneissgebirge anschliessende und bereits im Krywe-Thale angetroffene Schieferformation des Ruzspolyanaer Gebietes in Kürze zu beschreiben. Eine Uebereinanderfolge der letzteren über das erstere, resp. die gegenseitige Abgrenzung, wurde zwar nirgends direct, wie in dem bekannten Baitia-Profile (Taf. VII, Fig. 2) beobachtet. Da jedoch auch hier die Schieferformation fast ausschliesslich aus Phylliten besteht und im Ganzen genommen eine sehr verschiedene Entwicklung von der Gneissformation aufweist, da ferner in ihrem Hangenden auf mehreren Stellen hochkrystallinische Kalkzonen, hie und da auch Kieselschiefer (meist nur in Spuren) auftreten, so kann man dieselbe wohl mit Recht, ähnlich wie dies bereits im Rika- und Krywe-Thale geschah, der jüngeren Schieferformation des Riu Vaser-Czeremosz-Gebietes gleichstellen und als Hangendcomplex der Gneissformation betrachten, wofür auch die allgemeinen Lagerungsverhältnisse sprechen.

Folgt man nun dem langen, aus dem Theiss-Thale bei Trebusa nach O. über Sczewora 1467 Meter, zur Berlebaszka 1736 Meter hinziehenden Gebirgsrücken, so trifft man anfangs in der Gegend des Mundasz 1100 Meter, am Kamme, wiederholt Kieselschiefer, dann Bildungen, die sich den Kieselschiefer-Breccien der Pietra baici nähern, ferner meist dunkle, zum Theil verrucanoartige Quarzite, von welchen man mitunter nicht mit Sicherheit sagen kann, ob man es nicht bereits schon mit echten Quarz-Breccien, resp. Conglomeraten zu thun hat. Ausserdem tritt hier an einer Stelle (NO. von Mundasz) auch ein geringes Vorkommen von dunkel gefärbten, feinkrystallinischen Kalken und schwärzlichen etwas abfärbenden Kalkglimmerschiefer mit verschiedenen Silicaten (Glimmer in sehr feiner Vertheilung) auf. Im Allgemeinen sind dies somit Bildungen, wie wir sie zum Theil in den krystallinischen Kalkzonen, und zwar jenen von der dunkel quarzitischen Facies (Repede, Sniapenu u. s. w.) selbst, zum Theil aber, wie z. B. die Kieselschiefer, in der Nähe von krystallinischen Kalkzonen beobachtet haben.

Abwechselnd mit diesen Bildungen treten am Kamme phyllitische Schiefer auf, die theilweise ebenfalls noch der krystallinischen Kalkzone

des Kammes angehören dürften. Letztere erscheint hier jedoch im Allgemeinen sehr mangelhaft entwickelt und vielfach unterbrochen, weshalb auf der Karte nur die eigentlichen Kalkbildungen angeschlossen wurden. Bezeichnend ist hier auch das Auftreten einer kleinen Kreidescholle im NO. von Mundasz.

Das Liegende obiger Bildungen nehmen ausschliesslich Phyllite der Schieferformation ein, welche am ganzen Gebirgsrücken bis zur Szewora, so weit dies nämlich die mangelhaften Aufschlüsse erkennen liessen, nach NW., somit anormal verflähen.

Zu betonen wäre hier, dass in dem Pop Iwan-Gebirge ein anormales Verflähen der Schichten nach NW. (Szewora, Bieli potok, Zerban) allgemein eintritt — sowie dem genannten Gebirge ein höchst eigenthümlicher, fächerförmiger Bau zukommt, womit auch in orographischer Beziehung ein strahlenförmiges Auslaufen von Gebirgsrücken aus einem Centrum, dem Pop Iwan, correspondirt.

Auf der erwähnten Szewora selbst, herrschen vorwiegend glimmerarme, dickblättrige und grobklotzig zerfallende Phyllite mit häufig stark gefalteten Quarzblättern vor, die noch ziemlich deutlich der bekannten Varietät der Crecela-Schiefer aus dem Riu Vaser-Thale entsprechen.

Auf dem langen von der Berlebaszka nach WNW. über Menczul 1500 Meter und Magura 1489 Meter hinziehenden Gebirgsrücken, der die Wasserscheide zwischen den Zuflüssen der Weissen und der vereinigten Theiss bildet, sind dagegen dünnblättrige und glimmerreichere Phyllite vorherrschend. Kurz vor Erreichung des genannten Menczul wäre noch am Kamme ein geringes Vorkommen von Kiesel-schiefern zu constatiren.

Weiter im NW. treten hierauf am zweiten Menczul 1380 Meter, der die nordöstliche Ecke der krystallinischen Zone einnimmt, wieder die Gesteine der älteren Gneissformation auf. So traf ich auf der Südseite der Menczul-Kuppe Biotitgneisse mit feiner Parallelstructur (15), dann solche mit grösseren Feldspathkörnern und braunem sowie grünem Biotit in grösseren Blättern an, welche letztere speciell jenen ganz ähnlich sind, die vorher im unteren Thalkessel des Pop Iwan (Felswand westlich vom Czorny Groń, vergl. pag. 426) mit Hornblende-Epidotgesteinen u. s. w. beobachtet wurden.

Westlich vom Menczul, auf dem Wege in's Theiss-Thal, wurden an mehreren Stellen im Liegenden der sicher cretacischen, fossilienführenden Sojmul-Sandsteinscholle, auf der Ost- und Südseite der letzteren, typische feinkrystallinische, weisse bis etwas bläuliche, breccienartige Dolomite in Vergesellschaftung mit den charakteristischen graublauen Kalkschiefern, die in geringer Mächtigkeit vorkommen, angetroffen.

Das Theiss-Thal von Wilchowaty flussabwärts bis Trebusa, Kalkzonen daselbst und im Bieli potok-Thale.

Im Theiss-Thale selbst herrschen von Wilchowaty (zu Berlebas) flussabwärts glimmerarme dickblättrige Phyllite, den glimmerreicheren gegenüber, bedeutend vor. Sie zerfallen in grosse Blöcke, sind mehr weniger grünlich gefärbt, und es zeigen ihre Quarzblätter nicht selten feine Fältelungen, wodurch sie im Allgemeinen etwas an die älteren

Quarzschiefer des Pietrosu (1) erinnern, mit denen sie jedoch sonst nichts gemeinsames haben. Die weisslichen Crecela-Schiefer dagegen scheinen im Theiss-Thale nicht mehr vorzukommen. Jedenfalls aber treten dieselben von dem oberen Rin Vaser-Gebiete (Crecela-Alpe) in der Richtung nach NW. immer mehr zurück, wobei sie von anderen Schiefervarietäten ersetzt werden.

In Folge Vorherrschens der quarzreichen festen Gesteine, ist hier auch der landschaftliche Charakter der Gegend ein etwas anderer, wie dies sonst in Gebietsgegenden der Schieferformation zu sein pflegt; die Gehänge des Theiss-Thales sind ziemlich steil und felsig, das Thal selbst relativ eng.

Wendet man sich in Berlebas aus dem Theiss-Thale nach O., in das Berlebasz-Thal, so bemerkt man gleich beim Eingange in das erwähnte Seitenthal hie und da Blöcke von dunklen, zum Theil verrucanoartigen Quarziten, ausserdem Kieselschiefer in Spuren, somit bekannte das Hangende der Schieferformation bezeichnende Bildungen. Höher bachaufwärts herrschen die grünlichen Phyllite vor, die oft (Maly Berlebaski p.) mit mächtigen Blöcken das Bachbett bedecken.

Unterhalb von Berlebas treten am linken Theiss-Ufer <sup>1)</sup> feinkrystallinische Kalke (Dolomite) auf, die unbedeutende Einlagerungen in grünlichen, rhomboedrische Carbonate führenden Glimmerschiefern bilden (wie in der Kalkzone des Krywe-Thales, vergl. pag. 425), bis man bald darauf thalabwärts eine grössere krystallinische Kalkzone erreicht, die sich in ihrer Ausbildung ganz wieder den Kalkzonen von der quarzitischen Facies anschliesst (und dementsprechend auch so auf der Karte bezeichnet wurde), dabei jedoch manche neue Eigentümlichkeiten aufweist. So kommt derselben im Allgemeinen eine noch entschiedenere Neigung zur klastischen Entwicklung einzelner Gesteinsglieder zu, die im schliesslichen Auftreten echter Sandsteine gipfelt. Ausser hochkrystallinischen und klastischen Gesteinen weist die Zone noch eine Reihe von halbkrySTALLINISCHEN Gebilden, die eben am verbreitetsten sind, auf und ist auch diese Vereinigung von so verschiedenen, in der Natur jedoch ineinander übergehender Gesteinsglieder zu einem einheitlichen, nicht zu trennendem Complexe, das Charakteristische für die in Rede stehende Kalkzone.

Aehnliche Kalkzonen treten dann thalabwärts noch an einigen Stellen auf und erreichen dieselben andererseits eine grosse Verbreitung im mittleren und oberen Thalgebiete des Bieli potok, von wo sie nun gleich näher beschrieben werden sollen. Es wäre hier nur noch zu erwähnen, dass oberhalb von Trebusa am rechten Theiss-Ufer und im nordöstlichen Streichen von Trebusa, d. i. im Lasczynki-Thale, Gesteine der älteren Gneissformation zu Tage treten; so z. B. auf der erst-erwähnten Localität Biotitgneisse, mit feinen tobackbraunen Biotit-schüppchen (16), Hornblendegesteine, diese z. Th. mit strahlsteinartiger Hornblende (siehe bei 20) u. s. w.

Im Bieli potok-Thale machen sich gleich anfangs am Grunde der, den Eingang dieses Thales einnehmenden Kreidescholle an einer Stelle

<sup>1)</sup> Auf der ganzen Strecke von Rahó bis Trebusa folgte ich fortwährend dem linken Theiss-Ufer.

feinkrystallinische, durch organische Substanz ziemlich stark verunreinigte Kalke und gleich daneben Kieselschiefer bemerkbar. (Vergl. Karte Taf. VI.) Thalaufwärts dagegen folgen im Liegenden der Kreidescholle grünliche Glimmerschiefer, die dann rhomboedrische Carbonate aufnehmen. Dieselben zeigen stellenweise ziemlich deutlich ein Verflachen nach NW.

Ueber den Schiefen treten hierauf höher am linken Thalgehänge, in einer Reihe von ganz hangenden Felsen aufgeschlossenen, feinkrystallinische Dolomite (wohl auch magnesiahaltige Kalke) mit graublauen Kalkschiefern auf. In letzteren erscheint zum Theil Glimmer auch in ziemlich reichlicher Menge, weshalb dieselben dann als graublaue Kalkglimmerschiefer zu bezeichnen wären.

Dieser Kalkzug, welcher das rechte Thalgehänge nicht erreicht, streicht andererseits nach SO. über den 1276 Meter hohen Kamm des Prislop bis in das Thal des Bystry-Baches hinüber, wobei er sich vorwiegend auch hier auf jene bekannte Art an den Rand der cretacischen Masse des Menezul (1368 Meter) hält.

Bachaufwärts, wo wieder die früheren Schiefer die Thalgehänge des Bieli potok beherrschen, machen sich hie und da Blöcke von z. Th. verrucanoartigen Quarziten bemerkbar. Auch fanden sich hier Blöcke einer echten Breccie vor, die aus, mit einem kalkhaltigen Bindemittel fest verkitteten Bruchstücken von Quarzphylliten besteht und welche, mit Ausnahme des kalkhaltigen Bindemittels, ganz den Phyllitbreccien von La Fintina Stancului (pag. 416) entspricht.

Nachdem wir vorher in den verschiedenen Kalkzonen des Riu Vaser-Gebietes wiederholt ähnlichen Gebilden begegnet haben, sind auch hier die obigen Quarzite und ebenso auch die Breccien als dem Horizonte von krystallinischen Kalkzonen angehörend zu betrachten, dem wohl auch ein Theil der phyllitischen, z. Th. kalkhaltigen Schiefer zuzuzählen wäre. Dies ist um so wahrscheinlicher, als hier Kalkbildungen wiederholt auftreten und man sich überhaupt im unteren Bieli potok-Thale vorwiegend im Horizonte einer krystallinischen Kalkzone bewegt, die sich in ihrer bisherigen Ausbildung mehr an jene von der hochkrystallinischen Facies anschliesst.

Auf der Karte wurden jedoch nur die eigentlichen Kalkbildungen eingezeichnet, da vor Allem die erwähnten Glimmerschiefer von der liegenden Schieferformation nur ganz willkürlich getrennt werden könnten und andererseits die Quarzite und Breccien nirgends im Schichtverbande angetroffen wurden.

Oberhalb der Mündung des Rozisz maly treten abermals hochkrystallinische Kalke, hie und da durch organische Substanzen dunkel gefärbt, in einem zweiten Zuge auf, der auf das rechte Thalgehänge nicht weit hinaufreicht, am linken Thalgehänge dagegen in einer unterbrochenen Zone, über Prislop hinüber bis in das Bystry-Thal streicht.

Oberhalb dieses Kalkzuges herrschen im Bieli potok-Thale die früher erwähnten grünlichen, phyllitischen, z. Th. rhomboedrische Carbonate führenden Glimmerschiefer, von, wie bis jetzt stets hochkrystallinischem Aussehen, bis an der Mündung des Rozisz wielki abermals krystallinische Kalke mit den graublauen Kalkschiefern zum Vorschein kommen. Letztere besitzen nur geringere Mächtigkeit und



fallen steil nach NW. ein. Wir erreichen hier bereits jene eigenthümliche krystallinische Kalkzone, in der höher im Thale echte Sandsteine in directem Schichtverbande auftreten, die jedoch thalabwärts mit den vorigen hochkrystallinischen Kalkzonen (und den phyllitischen Schiefer) ganz unmerklich verfließt.

Die erwähnten, an der Mündung des Rozisz wielki anstehenden massigeren Kalke sind stellenweise auch schwach rosaröthlich gefärbt (vergl. Gurguiata-Thal, pag. 392). Durch Aufnahme von Glimmer gehen dieselben z. Th. in Kalkglimmerschiefer über.

Von diesem Kalkzuge bachaufwärts herrschen im Thale, in dem man fortwährend ein nordwestliches Verfläachen der Schichten beobachtet, phyllitische und meist kalkhältige Glimmerschiefer, die jedoch in ihrer Ausbildung, je nach dem Korn und der Stärke der Blätter, eine grosse Mannigfaltigkeit zeigen. Es sind dies z. Th. dünnblättrige Schiefer von hochkrystallinischem Aussehen, z. Th. dick und undeutlich geschichtete bis grobkörnige Gesteine (grobkörnige krystallinische Schiefer) von fast klastischem Aussehen und ausserdem grobe verrucanoartige Quarzite. Nebst der vorwiegend grünlichen Färbung erscheinen diese Gesteine stellenweise auch röthlich gefärbt.

Im Bereiche dieser Schiefer und Quarzite beobachtete ich an einer Stelle, am rechten Bachufer (siehe Karte Taf. VI), ein geringes Vorkommen von ganz dunklen, den Kieselschiefern entsprechenden Gesteinen, während höher thalauftwärts sich wieder Kalkbildungen einschalten, die sich aber nur im Schutte auf den Thalgehängen finden. Letztere bestehen aus graublauen und grauen Kalkschiefern bis Kalkglimmerschiefern, die sich z. Th. noch direct den bekannten hochkrystallinischen Kalkschiefern anschliessen, z. Th. dagegen einen sandsteinartigen Habitus gewinnen, der hauptsächlich darin besteht, dass im Gegensatz zu den in den einzelnen Blättern sehr homogen aussehenden Kalkschiefern hier die Abgrenzung eines jeden Kornes mehr weniger deutlich hervortritt.<sup>1)</sup>

Thalauftwärts herrschen durch einige Zeit die früheren Schiefer von vorwiegend hochkrystallinischem Aussehen, denen sich höher wieder massige feinkrystallinische breccienartige Dolomite einschalten, welche letztere z. B. in dem kleinen, von SO. (von Ohraba) kommenden Seitenthale eine ziemlich grosse Felspartie bilden. Gleich höher, dem Anscheine nach im Liegenden der Dolomite, resp. phyllitischen Schiefer, treten echte Sandsteine, steil nach NW. verfläachend, auf.

Letztere sind fein- bis grobkörnige, feste, parallelstruirte, grau-wackelartige Gesteine, deren Natur namentlich im Zustande weiter fortgeschrittener Verwitterung deutlicher zu erkennen ist, indem eckige Quarzstückchen an der Oberfläche hervortreten, die durch mehr weniger tiefe Rinnen von einander getrennt sind. Wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, liegen hier thatsächlich echte Sandsteine vor, die hauptsächlich aus Quarz, stark verwitterten quarzreichen Schieferfragmenten

<sup>1)</sup> Aehnlich wie in der Repede- und anderen Kalkzonen von quarzitischer Facies, wurden auch hier in den betreffenden Zonen des Bieli potok- und Theiss-Thales überall die Hauptzüge der eigentlichen Kalkbildungen auf der Karte ersichtlich gemacht.

und dgl. bestehen, welche durch ein kalkhältiges Bindemittel fest verbunden sind.

Die Sandsteine sind graublau bis grau gefärbt und nicht selten von, mit weissem Calcit ausgefüllten Sprüngen durchzogen. Auffallenderweise sind sie auch z. Th. den später zu erwähnenden untereretacischen Sandsteinen der nördlichen Sandsteinzone zum Verwechseln ähnlich. Es existiren jedoch nach dem vorher Gesagten Mittelformen, die diese Sandsteine mit voller Sicherheit, und zwar mit den hochkrystallinischen graublauen Kalkschiefern in eine Formenreihe unterbringen lassen. Die in anderen Kalkzonen vorher angetroffenen grauen, sandsteinartigen Kalkglimmerschiefer (Repede, Sniapenu, Pentaja-Laba u. s. w.) gehören dagegen einer zweiten Formenreihe an, die sich von den typischen dunklen Kalkglimmerschiefern (vergl. pag. 372) ableitet.

Die erwähnten grauwacknartigen, vorwiegend ziemlich dick geschichteten Sandsteine führen Zwischenlagen von Schiefern, welche sich den früher, so z. B. in der Repede-Kalkzone beobachteten milden Sandsteinen (pag. 378) anschliessen, z. Th. jedoch auch dem entsprechen, was man gemeinlich als Thonschiefer bezeichnet.

Gleich höher, wo die mit den Sandsteinen abschliessende Kalkzone ihre östliche Grenze im Thale findet, treten unvermittelt die Gesteine der älteren Gneissformation in steilen Felsen auf.

Ans dem Bieli potok-Thale zieht diese Kalkzone, parallel zu der hochkrystallinischen Prislop-Kalkzone verlaufend, in südöstlicher Richtung über die Poloninka 1625 Meter in das Thal des Bystry potok hinüber, wo sie überall, so z. B. an der Poloninka selbst (trotz der, jedenfalls in der Natur weniger frappirenden Verschiedenheit von Gesteinen, da man hier die allmöglichen Uebergänge genauer beobachten kann) als ein einheitlicher Schichtcomplex erscheint.

Da das Einfallen der Schichten im Bieli potok-Thale von Anfang an bis jetzt ein nordwestliches war, so könnte man glauben, dass man thalaufwärts fortschreitend zu immer liegenderen Schichten gelangt, was jedoch nicht anzunehmen und die Erscheinung sehr wahrscheinlich auf zahlreiche kleinere verticale Verschiebungen zurückzuführen ist. Es ist eben an dem festzuhalten, dass die Poloninka-Kalkzone wie auch die hochkrystallinische Kalkzone von Prislop u. s. w. (nachdem in der Wirklichkeit beide Kalkzonen ganz allmähig ineinander übergehen, wie man dies insbesondere im Thale des Bieli potok selbst wahrnehmen kann), einem und denselben Horizonte angehören und das Hangende der Schieferformation bezeichnen.

Wie schon erwähnt, stösst die Poloninka-Kalkzone im O. unmittelbar an die ältere Gneissformation an. Es erinnert dies ganz an die Lagerungsverhältnisse der Kalkzonen von Suliguli, Sniapenu u. s. w. im Riu Vaser-Thale. Aehnlich wie dort, ist auch hier eine discordante Lage der Poloninka-Kalkzone gegen die Gneissformation anzunehmen, wobei es ebenfalls schwer zu entscheiden ist, ob dies in diesem Falle Folge einer grösseren verticalen Verschiebung oder, was wahrscheinlicher erscheint, die Folge eines allmähig eintretenden discordanten Uebergreifens der Kalkzone über die Schieferformation hinweg auf die Gneissformation ist. Hierbei wäre die auffallende Erscheinung zu betonen, dass in allen Fällen der vermeintlich discordant über der Gneiss-

formation sich lagernden, oder an letztere auf diese Art anstossenden Kalkzonen, letztere sich am meisten von der hochkrystallinischen Facies entfernen (Sniapenu, Poloninka, Theiss-Thal u. s. w.). Andererseits ist hier noch einmal die nicht genug zu schätzende Thatsache in Erinnerung zu bringen, dass in den Rodnaer Alpen die obere Kalkzone im Momente, wo sie von der oberen Schiefer-Abtheilung befreit wird und selbst eine hangende Lage annimmt (Repede-Kalkzone), dieselbe gleichzeitig auch eine vielfach abweichende und im Allgemeinen minder hochkrystallinische Facies erreicht.

Eine ähnliche, wohl ebenfalls discordante Lage dürfte auch der höher im Bieli potok-Thale auftretenden, obersten Kalkzone zukommen, die eine Art von muldenförmiger Ausfüllung bildet. Sie zeigt eine den Kalkzonen der Poloninka und des Theiss-Thales ganz ähnliche Entwicklung. Es wurden in derselben untergeordnet auch die dunklen bis fast schwarzen Kalkglimmerschiefer und die sich von ihnen ableitenden grauen sandsteinartigen Kalkglimmerschiefer (wie in den Zonen von Repede, Sniapenu, Suliguli u. s. w.) beobachtet.

Am östlichen Ende dieser Kalkzone treten in ihrem Hangenden am Kamme, nördlich vom Pop Iwan, Tuffgesteine, ausserdem in geringer Mächtigkeit feste, körnige Quarzite, Quarzconglomerate und glimmerige Sandsteine auf. Letztere, die nach unten allmählig mit den Bildungen der Kalkzone zusammenfliessen, dürften bereits dem Verrucano angehören, sowie auch die über ihnen lagernden kleinen Kalkschollen triadisch sein dürften, auf was wir noch im folgenden Abschnitt genauer zu sprechen kommen werden.

Was nun das Vorkommen von echten Sandsteinen in den krystallinischen Kalkzonen des Bieli potok-Thales anbelangt, so kann uns dies jetzt insoferne schon nicht mehr befremden, als wir bereits früher in anderen Kalkzonen sandsteinartigen Bildungen (Repede), echten Breccien (Suliguli) u. s. w. begegnet sind, und es auch überhaupt kaum noch einem Zweifel unterliegen kann, dass zum Mindesten die oberen krystallinischen Kalkzonen, und somit auch ihr Hangendes, die obere Schiefer-Abtheilung, metamorphosirten paläozoischen Formationen entsprechen.

In petrographischer Beziehung erinnerten mich insbesondere die phyllitischen Schiefer und Kalkbildungen der krystallinischen Kalkzonen des Gebietes an die, nach älteren Aufnahmen als Silur bezeichneten Schichten der Alpen, wie ich solche, wenn auch nur flüchtig, am Semmering (Pinkenkogel), bei Zell am See (auf dem Weg zur Schmittenhöhe) u. s. w. zu beobachten Gelegenheit hatte. Andererseits fand ich jedoch auch eine nicht zu verkennende, ja bedeutende Aehnlichkeit zwischen den krystallinischen Kalkzonen des Gebietes, speciell jenen von quarzitischesandsteinartiger Facies, und der Dyasformation von Eisenkappel in Kärnten vor, wo ich die letztere im l. J., als ich Herrn F. Teller während einiger Tage auf seinen wissenschaftlichen Excursionen begleitete, kennen zu lernen in der Lage war. Wie wir später sehen werden, treten in diesen Zonen in gewissen Gebietstheilen auch Tuffe und Diabase auf, und hat mich das Vorkommen von ähnlichen Gesteinen in der Dyasformation von Eisenkappel nur umso mehr in der obigen Ansicht bestärkt. Da wir auch später die Kalkzonen in directem Verbande mit

Verrucano antreffen werden, so ist es einigermassen wahrscheinlich, dass die als paläozoisch bezeichneten, nicht horizontirten, krystallinischen Kalkzonen des Gebietes, von unterdyadischem oder nicht viel grösserem Alter sein dürften.

Zum *Schluss* der Betrachtungen über das nördliche krystallinische Gebiet wäre noch im Allgemeinen zu erwähnen, dass in demselben die Anordnung der beiden Haupt-Schichtcomplexe, d. i. der Gneiss- und Schieferformation (die jedoch zusammen der mittleren Schieferabtheilung der Rodnaer Alpen entsprechen) eine mehr horizontal-centrale ist, während in den Rodnaer Alpen die drei grossen Schieferabtheilungen vertical übereinanderfolgen.

## B. Dyasformation.

Im vorigen Abschnitte wurde die Ansicht ausgesprochen, dass gewisse Hangendcomplexe der krystallinischen Formation paläozoisch und speciell die oberen krystallinischen Kalkzonen unterdyadisch oder nicht viel älter sein dürften, da in den letzteren auch echte Sedimente erscheinen und dieselben andererseits an gewissen Stellen direct von Verrucanobildungen überlagert werden.

Da jedoch die oberen Kalkzonen den Verrucano- und Triasbildungen gegenüber, eine gewisse Selbstständigkeit aufweisen und sich ausserdem die letzteren, nicht aber auch die Kalkzonen, mit einiger Sicherheit mit geologisch bestimmten Horizonten, resp. Formationen parallelisiren liessen (wenn man überhaupt bei fossilleeren Schichten von einer Horizontirung im strengen Sinne des Wortes sprechen kann), so wurden eben die Kalkzonen getrennt von Verrucanobildungen behandelt und dem entsprechend auch so auf der Karte eingezeichnet. Auch würde sonst in Anbetracht der die Kalkzonen stellenweise überlagernden mächtigen Complexe krystallinischer Schiefer (obere Abtheilung) eine Vereinigung der Kalkzonen mit den Verrucanobildungen etwa zu einer einzigen Formation, Schwierigkeiten auch noch in anderen Beziehungen verursachen.

Waren wir im vorigen Abschnitte bestrebt nachzuweisen, dass die an verschiedenen Orten angetroffenen Kalkzonen trotz bedeutender Unterschiede in ihrer Faciesentwicklung — wie hochkrystallinische, quarzistische, krystallinisch-klastische — dennoch einem und demselben Horizonte angehören (weshalb sie auch stets als obere krystallinische Kalkzonen benannt wurden), so werden wir jetzt, der Kürze halber, für dieselben in gewissen Fällen die Bezeichnung „unterdyadisch“ gebrauchen, womit jedoch keine strengere Horizontirung gemeint werden soll.

Die dem *Verrucano* zugerechneten Bildungen bestehen aus festen körnigen Quarziten, Quarz-Conglomeraten und Breccien, in denen die Quarzfragmente durch eine quarzige Bindemasse sehr fest miteinander verkittet werden. Nicht selten erscheinen diese Bildungen auch von Quarzadern durchzogen. Sie sind im Allgemeinen lichtgrau bis weisslich, ziemlich häufig aber auch roth gefärbt und neigen im Allgemeinen zum Zerfallen in grosse abgerundete Blöcke. Häufig, wenn auch nur stets untergeordnet, treten in ihnen rothe glimmerreiche Sandsteine auf, die

durch allmälige Uebergänge innig mit den dann meist roth gefärbten Conglomeraten (Breccien) verbunden sind.

Die Verrucanobildungen treten längs dem nordöstlichen Rande des nördlichen krystallinischen Gebietes in einer schmalen und vielfach unterbrochenen Zone auf. Mit Ausnahme jener Fälle, wo sie auf die unterdyadischen (krystallinischen) Kalkzonen folgen, lagern sich dieselben sonst überall direct und wohl stets discordant dem krystallinischen Grundgebirge an.

Ueber dem Verrucano treten hierauf an vielen Stellen Kalke vom triadischen Typus auf. Nur in einem Schlicke erwiesen sich letztere als nicht näher bestimmbar Fossilien führend, wovon noch später eine nähere Erwähnung geschehen wird. Sonst wurden weder in den Verrucano- noch in den Triasgebilden irgendwo Versteinerungen, auch nicht in Andeutungen bemerkt. Es entsprechen jedoch die Verrucano- und Triasbildungen sowohl in petrographischer Ausbildung als auch in Bezug auf ihre Verbreitung und Lagerungsverhältnisse direct den im gleichen Streichen (in einer das krystallinische Massiv der Bukowina im NO. begleitenden Randzone) auftretenden und von Paul (Geol. I. e.) dem Verrucano, resp. der Trias zugezählten Gebilden, die daselbst durch das Auftreten fossilführender obertriadischer Kalke genauer horizontirt werden konnten. Auch werden bereits von F. v. Hauer, (Bericht 1859) im hier besprochenen Gebiete selbst ähnliche Bildungen erwähnt und dem Rothliegend, resp. der Trias zugerechnet (vergl. auch Uebersichtskarte der Monarchie, 1885).

Im Vergleiche zu der altnesozoischen Randzone der Bukowina macht sich in der, auch vielfach unterbrochenen Randzone dieses Gebietes insoferne ein bedeutender Unterschied geltend, als hier die Massengesteine, insbesondere in der Trias, eine sehr grosse Mächtigkeit erreichen.

Zu den ältesten Massengesteinen zähle ich hier Diabase, die dunkelgraugrün gefärbt sind, nur an wenigen Stellen und stets nur in einer geringen Mächtigkeit in Form von kleinen Kuppen auftreten. Sie durchbrechen die Liegendschichten des Verrucano, d. i. die oberen krystallinischen Kalkzonen und dürften unterdyadisch sein.

Nach der mikroskopischen Untersuchung bestehen dieselben vorwiegend aus Feldspath — der in einer ziemlich vorgeschrittenen Zersetzung begriffener Plagioklas ist —, aus einem sehr licht gefärbten, meist frisch erhaltenen Augit und nicht wenig Titaneisen in seiner charakteristischen Form mit den bekannten Zersetzungsproducten. Nicht selten kann man am Feldspath wenigstens ziemlich gute Formausbildung erkennen, während der Augit durch den Feldspath in seiner Ausbildung gehemmt wurde. Das Gestein ist somit ein ziemlich grobkörniger Diabas.

In den unterdyadischen Schichten (oberen Kalkzonen) treten ausserdem gelblichgrün gefärbte Tuffe auf, die stellenweise im directen Verbande mit den genannten Schichten beobachtet wurden, ein breccien- oder conglomeratartiges (verrucanoähnliches) Aussehen haben und meist in sehr grossen Blöcken anstehen. Sie erreichen eine grössere Verbreitung als die Diabase und erweisen sich in Schlicken als Tuffe, die aus melaphyrartigen und porphyritischen Gesteinen bestehen, welche durch Calcit verkittet sind.

Es ist möglich, dass diese Tuffbildungen zum Theil auch schon der oberen Dyas, nämlich dem Verrucano angehören.

Die Diabase und die genannten Tuffe wurden zum Unterschiede von den jüngeren Diabasporyhyten mit anderen Farbenzeichen auf der Karte eingetragen.

In der Randzone erreichen schliesslich jüngere Diabasporyhyte, die später gelegentlich näher beschrieben werden sollen, eine sehr bedeutende Mächtigkeit. Dieselben sind dicht oder mandelsteinartig entwickelt und grasgrün, stellenweise auch roth gefärbt und treten häufig mit verschiedenen Tuffbildungen in Verbindung, welche letztere zum Theil auch an die oben erwähnten, älteren Tuffe erinnern. Wie es im Vorhinein erwähnt werden soll, sind die Diabasporyhyte zum grossen Theil als lavaartige Ergüsse zu betrachten, die sich über ältere Gesteine ausbreiteten.

Aus späteren Betrachtungen wird sich nun ergeben, dass die Poryhyte vorwiegend triadisch sind, z. Th. jedoch auch noch der oberen Dyas angehören und stellenweise etwa das Verrucano vertreten dürften. Eine diesbezügliche Trennung der Poryhyte nach dem Alter konnte jedoch leider nicht vorgenommen werden, da dieselben in petrographischer Beziehung keine erheblichen Unterschiede zeigen und auch ihre Lagerungsverhältnisse überhaupt sehr schwer zu deuten sind.

Auf die nähere Beschreibung der Randzone übergehend, soll im Zusammenhange mit der Dyasformation zugleich auch die

### C. Triasformation

beschrieben werden. Das Auftreten von mächtigen Eruptivmassen in der, wie erwähnt, auch vielfach unterbrochenen Randzone verursacht bei dem Mangel an natürlichen Profilen bedeutende Schwierigkeiten, was die geologische Beschreibung dieser Zone anbelangt. So lässt z. B. der Hauptdurchschnitt dieser Zone im Theiss-Thale keinen massgebenden Einblick in dieselbe gewinnen. Es empfiehlt sich daher eine geographische Eintheilung der Randzone, der speciellen Beschreibung derselben voranzuschicken.

#### Geographische Eintheilung der Randzone.

Räumlich zerfällt die Randzone in den dem Ruszpolyanaer Gebirge gehörigen Theil, der von der Theiss und im SO. vom Rika-Flusse durchschnitten wird — und in den dem Grenzgebirge angehörenden Theil, der die Gruppen der Budyowska mala, des Czywezyn und der Popadia umfasst.

Im Ruszpolyanaer Gebirge lässt sich die Randzone wieder in einem südwestlichen, vorwiegend aus dyadischen, und einem nordöstlichen, vorwiegend aus triadischen Gesteinen bestehenden Streifen gliedern. Dem letzteren gehört die nach NO. vorgeschobene Farcheu-Mihailecu-Gruppe mit ihrer südöstlichen Verlängerung bis zum Rika-Thale (in der Umgebung der Sokolow-Mündung) — dem ersteren der übrige, südlichere Theil an.

In dem südwestlichen Streifen umfasst die Dyasformation Verrucanobildungen und deren Liegendschichten, d. i. die unterdyadischen

Kalkzonen; ausserdem in geringerer Mächtigkeit Diabase und Tuffe. Die hier stellenweise über dem Verrucano in Schollen auftretenden Triaskalke sind zum Unterschiede von den in dem nordöstlichen Streifen erscheinenden triadischen als „reine“ Kalke zu bezeichnen. In diesen Streifen gehört auch die unterdyadische Insel am linken Ufer des unteren Paulik-Baches (N. von Łuhi, rechtes Rika-Ufer).

In dem nordöstlichen Streifen dagegen tritt von den dyadischen Gesteinen nur Verrucano, und zwar nur an wenigen Stellen auf. Es dürfte jedoch ein kleinerer Theil der Porphyrite auch noch hieher, d. i. zur oberen Dyas gehören. Von den Triasgebilden erreichen in diesem Streifen die grösste Mächtigkeit Diabasporphyrite und ihre Tuffe; die ziemlich verbreiteten Kalke erscheinen hier zum grossen Theile als eigenhümlische Conglomerate, Breccien und schalsteinartige Bildungen entwickelt, durch deren Vermittlung sie dann in unmittelbare Verbindung mit den Porphyriten treten.

#### a) Randzone im Ruszpolyanaer Gebirge.

##### Südwestlicher Theil (Streifen) derselben.

#### Das Thal des Krywe-Baches.

Das bereits im vorigen Abschnitte erwähnte, vom Dorfe Krywe (Ruszkirwa) nach N. sich hinaufziehende Krywe-Thal, bietet den relativ besten Aufschluss in der in Rede stehenden Randzone, welche hier zweimal von dem Bache durchschnitten wird. Es gilt dies von dem unteren Durchschnitte, wo die Randzone lappenförmig nach NW. vorgreift.

Im letzteren Durchschnitte folgt im Hangenden der Gneissformation bachaufwärts zuerst Verrucano, das stellenweise bizarre Felspartien, ohne erkennbarer Schichtung bildet. Dasselbe weist eine ziemlich mannigfaltige Ausbildung auf, indem hier auch weisse, zuckerkörnige Quarzite auftreten, die sonst nirgends beobachtet wurden. Stellenweise schalten sich den Verrucanobildungen auch rothe, glimmerreiche Sandsteine ein, die aus den ersteren sich allmählig und deutlich durch ein Feinerwerden des Kornes und reichlicheres Auftreten des Glimmers entwickeln. Die Sandsteine nehmen hie und da auch eine plattig schiefrige Structur an und erinnern dann an Werfener Schiefer. Nachdem diese Sandsteine mitten im Verbande von typischen Verrucanobildungen erscheinen und, wie erwähnt, in letztere deutlich übergehen und dieselben auch andererseits nicht im mindesten etwa eine für sich markirte Zone bilden, so unterliegt ihre Zugehörigkeit zum Verrucano keinem Zweifel. Auch werden wir sie später an Stellen und zwar mitunter nur in Spuren finden, wo bloss Verrucano und kein Triaskalk ansetzt. Ueberhaupt würde die Zuzählung dieser Sandsteine zur Trias, an Ort und Stelle betrachtet, ganz naturwidrig erscheinen. Mit den rothen Schiefen der krystallinischen Kalkzonen (Necladu, Czeremosz u. s. w.) dürfen sie jedoch nicht verwechselt werden.

Im Bereiche dieser Verrucanozone beobachtete ich hie und da an einzelnen Gesteinsstücken Rutschflächen mit Harnischen. Aehnliche Vorkommnisse sind auch höher im Thale, in der zweiten Verrucanozone anzutreffen.

Im Liegenden des Verrucano folgen hierauf thalaufwärts feinkrystallinische, weisse bis etwas graubläuliche, zum Theil breccienartig zerfallende Kalke der oberen (unterdyadischen) Kalkzonen, die hier eine bedeutende Mächtigkeit erreichen (vergl. Necladu) und bis kirchenhohe Felsen bilden. Die Kalke sind massiv entwickelt und ganz undeutlich geschichtet; stellenweise eisenschüssig und dann röthlich gefärbt (pag. 419).

Nach mehreren chemischen Untersuchungen zeigten die Kalke zum Theile einen geringen bis ganz unbedeutenden, unter 1 Procent stehenden Magnesiagehalt, während andere Handstücke, die von mehr breccienartig zerfallenden Kalkpartien herrührten, sich als dolomitische Kalke erwiesen. Die geringen Mengen unlöslichen Rückstandes bestanden vorwiegend aus Quarz und etwas organischer Substanz.

Am Grunde der Kalke machen sich weiter im Thale an einer Stelle phyllitische Schiefer bemerkbar, während thalaufwärts am Rande der Kalkmasse und ebenfalls in ihrem Liegenden dunkelgefärbte Schiefer und Quarzgesteine, ganz schmal entwickelt, zu Tage treten, wie wir ähnlichen Bildungen wiederholt schon im vorigen Abschnitte in den Kalkzonen von quarzitisch-sedimentärer Facies begegneten. An letzterer Stelle gehen die Kalke nach unten stellenweise auch in ein sehr festes, feineres Breccienconglomerat über, das aus dunklen Kalk- und Quarzfragmenten besteht.

Der Zug der massigen Kalke streicht aus dem Krywe-Thale, in einem dichten Walde ganz versteckt, nach SO. und setzt dann weiter oben, an der Waldesgrenze, den steilen Petricea-Kamm zusammen. Dieser Kamm bildet in seinem östlichen Theile ein gutes und daher wichtiges Profil, weshalb wir es etwas näher beschreiben wollen.

#### Petricea-Felskamm.<sup>1)</sup>

Im Liegenden der vorwiegend ganz undeutlich geschichteten, nach SW. verflächenden Petricea-Kalke, folgen nördlich, ähnlich wie vorher im Krywe-Thale die bekannten dunklen Bildungen. Und zwar beobachtet man, von dem östlichen Ende des Kalkkammes nach N. sich bewegend, zuerst graue, sandsteinartige Kalkglimmerschiefer bis Sandsteine, im Wechsel mit schwärzlichen und abfärbenden Kalkglimmerschiefern (Glimmer in äusserst feiner Vertheilung). Dieselben fallen unter die Petricea-Kalke (allem Anscheine nach sehr steil) nach SW. ein, wie man dies am östlichen Fusse des Kalkkammes in einer kleinen thalkesselartigen Vertiefung stehend, deutlich sehen kann.

<sup>1)</sup> Derselbe entspricht einem ziemlich langen und schmalen, circa 50 Meter hohen Kalkfels, der mit sehr steilen Wänden abstürzt und sich ganz imposant und malerisch ausnimmt. Er wird vom ruthenischen Volke auch Howerla (ähnlich wie die höchste Spitze der Czarna Hora) benannt. Während einer stürmischen Nacht, die ich in einer höchst primitiven Alpenhütte am Nordfusse dieses Felsens zubrachte, hörte ich aus demselben wiederholt wunderbar wohl erklingende Töne (beiläufig ein tiefes a) hervordringen. Die Töne waren jedesmal zu vernehmen, so oft ein stärkerer Windstoss kam. Die guten Hirten — sie waren aus Ruszpolyana — erzählten mir, dass in den Felsen ein „solcher Geist“ sitzt, welcher diese Töne hervorbringt. Mehr war jedoch aus den Leuten nicht herauszubekommen. Ueberhaupt entbehrt der Aberglaube der Bewohner des Rika-Thales (die gegen ihre Landsleute, die Ruthenen des Theiss-Thales und der Czarna Hora, weit zurückstehen) jedes poetischen Anstriches, dessen Ursache vielleicht in ihrer sehr tristen Lage zu suchen wäre. Das Volk ist nämlich ganz verarmt und die besitzende Classe besteht z. B. in Ruszpolyana jetzt fast nur aus Juden.



Weiter nördlich, noch mehr im Liegenden, folgen vorwiegend graue, theilweise grobkörnige Quarzite, die meist Glimmer und kohligten Staub auf den undeutlichen Trennungsfächen führen. Letztere werden an einer Stelle von körnigen Diabasen, welche in einer kleinen Kuppe anstehen, durchbrochen.

Von hier ziehen die dunklen Dyasbildungen gegen SO. auf die Laba hinüber, um hierauf in dem Pentaja-Thale, wie wir es im vorigen Abschnitte gesehen haben (pag. 424), allmählig eine den hochkrystallinischen Kalkzonen immer mehr sich nähernde Facies anzunehmen. Sie werden anfangs von mächtigen Porphyritmassen überdeckt, in deren Bereiche selbst sie nur hier und da, so im obersten Polunski-Thaleinrisse, inselartig zu Tage treten. Am Laba-Rücken werden sie dann an einer Stelle auch von Diabasen durchbrochen (vergl. Karte Taf. VI). Ueber ihnen aber lagern hie und da massige Petricea-Kalke in schollenartigen Ueberresten, auf die wir noch später des Näheren zu sprechen kommen werden.

Südlich von dem Petricea-Kalkkamme und in dessen Hangendem folgen dagegen typische Verrucanobildungen die aus dem Krywe-Thale, wo wir sie vorher verquerten, herüberstreichen. Dieselben reichen im mittleren Theile der Petricea an einer Stelle bis hinauf auf die Schneide des Kammes selbst, so dass es mit Bezug auf die allgemeinen Lagerungsverhältnisse keinem Zweifel unterliegen kann, dass hier das Verrucano das Hangende der Petricea-Kalke und somit überhaupt der oberen krystallinischen Kalkzonen bildet.

Westlich von der Petricea traf ich in einem vom typischen Verrucano eingenommenen Gebiete hie und da und meist nur in Spuren die bekannten, an Werfener Schiefer erinnernden rothen Glimmersandsteine an, während tiefer unten sich über dem Verrucano stellenweise kleine Schollen von Triaskalken lagerten. Letztere machen sich auch schon im Krywe-Thale, auf den linken Gehängen, in heruntergerollten Blöcken bemerkbar.

Von der Petricea zieht andererseits die Zone der unterdyadischen Bildungen nach NW. hin, wo sie sich hierauf in zwei Arme theilt, von welchen wir den einen kurz vorher im Krywe-Thale verquerten, den anderen gleich im Obnuju-Thaleinrisse in Augenschein nehmen wollen. Zwischen die beiden Arme schieben sich keilförmig krystallinische Schiefer ein, die, wie dies bereits im vorigen Abschnitte bei der Begehung des Krywe-Thales erwähnt wurde (pag. 425), vorwiegend grünlich gefärbt sind, häufig rhomboedrische Carbonate führen und denen sich stellenweise in geringer Mächtigkeit auch feinkrystallinische Kalke (Dolomite) einschalten, so dass wir es daselbst im Ganzen mit einer hochkrystallinischen Kalkzone zu thun hatten, in der jedoch die Kalke den Schiefem gegenüber sehr zurücktreten.

Thaleinriss des Obnuju-Baches (Par. Obnuju).

Dieselbe hochkrystallinische Kalkzone nimmt nun auch den unteren Lauf des Obnuju-Thaleinrisses ein, auf welche hierauf an der Hauptverzweigung des Baches die Zone der dunklen unterdyadischen Bildungen, die wir vorher im Liegenden der Petricea-Kalke getroffen haben, folgt.

Letztere bestehen hier vorwiegend aus grauen (glimmerreichen) Kalkglimmerschiefern von feinsandsteinartiger bis zuckerkörniger Structur, die allmähig durch massig geschichtete, grobkörnigere Varietäten in verrucanoähnliche bis dichte, graue Quarzite, mit Glimmer und kohligem Staub auf den Trennungsfächen, übergehen. Als dünne Zwischenlagen erscheinen schwärzliche Kalkglimmerschiefer (Glimmer in sehr feiner Vertheilung), welche hier und da graphitisch glänzende Schichtflächen zeigen und in denen sich (ähnlich wie in jenen aus dem Liegenden der Petricea-Kalke) weisser Calcit in Adern ausscheidet (pag. 372). Untergeordnet machen sich in den Zwischenlagen auch milde Sandsteine (Thonschiefer?) bemerkbar. Die Quarzbildungen erscheinen stellenweise auch lichter gefärbt.

Ueber diesen Bildungen, die allem Anscheine nach NO. einfallen, folgt auf dem rechten Bachgebänge eine kleinere Zone von massig geschichteten, zum Theile breccienartig zerfallenden Kalken und über letzteren, gegen NW., Verrucano.

Nach dem Gesagten ist somit anzunehmen, dass die Schichten des Obnuju-Profiles dem nordöstlichen Schenkel einer grossen Antiklinale entsprechen, deren südwestlichem, entgegengesetzt einfallendem Schenkel wir vorher im Krywe-Thale, resp. an der Petricea, begegneten.

Die in Rede stehenden unterdyadischen Bildungen schliessen sich speciell den im vorigen Abschnitte beschriebenen oberen Kalkzonen (von theilweise sedimentärer Faciesentwicklung) des Theiss- und insbesondere des oberen Bieli potok-Thales an, in denen wir ebenfalls stellenweise, und zwar auch in hangenden Lagen, massige krystallinische Kalke in bedeutender Mächtigkeit, wie z. B. in dem von Ohraba kommenden Seitenbache des Bieli potok, angetroffen haben (vergl. auch Sulignli-Kalkzone pag. 406). Während jedoch im Bieli potok-Thale der Uebergang von der hochkrystallinischen zu der halbklastischen Facies sich in horizontaler Richtung und ganz allmähig vollzog, scheint dies hier, wie auch im Theiss-Thale bei den daselbst zuerst angetroffenen Kalkzonen (pag. 431), nicht der Fall zu sein. Es tritt hier nämlich die Zone der unterdyadischen Bildungen allem Anscheine nach unvermittelt an die, aus dem Krywe-Thale nach SO. keilförmig vorgreifende hochkrystallinische Kalkzone heran. Es ist daher mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass sich in gewissen Fällen die obere Kalkzone in zwei gewissermassen selbstständige Horizonte, und zwar in einen hochkrystallinischen und einen mehr klastischen, der vielleicht zugleich jünger ist, trennt. Andererseits ist es für diese Fälle bezeichnend, dass in den betreffenden hochkrystallinischen Horizonten die Kalke stets nur eine ganz geringe Mächtigkeit und Verbreitung erreichen.

Ich kehre noch zu dem Obnuju-Thaleinrisse zurück. Im Bereiche der schmalen Zone von unterdyadischen dunklen Bildungen treten daselbst noch die bekannten, vorwiegend conglomerat- oder breccienartigen Tuffe auf, die hier in bis hausgrossen Blöcken herumliegen und das Thalbett theilweise versperren, z. Th. aber noch in directem Schichtverbande mit den dunklen Schichten, denen sie sich lagerförmig einschalten, zu beobachten sind. Die grössere Widerstandsfähigkeit der Tuffgesteine den äusseren Einflüssen gegenüber, dürfte die Ursache

sein, dass, während die Sedimentschichten rascher abgeführt wurden, die ersteren sich noch in so mächtigen Blöcken erhalten haben.

Diese Tuffe erreichen im weiteren südöstlichen Streichen eine grössere Verbreitung und scheinen schliesslich mit den unterdyadischen Schichten unter der mächtigen Decke der Porphyritmassen des Rugasiu zu verschwinden.

In die Dyaszone des Par. Obnuju greifen noch im Schutte abgerutschte Sandsteinmassen ein, die jedoch wohl schon der höher bauchaufwärts folgenden Zone der untercretacischen Sandsteine entstammen, welche letztere aber, wie bereits bekannt, den unterdyadischen Sandsteinen auffallend ähnlich sind. Immerhin erschwert dies nur noch mehr die Deutung des an und für sich schon schwer zu erfassenden Profiles des Obnuju-Thaleinrisses, der im Allgemeinen einer grossen Störungslinie entsprechen dürfte, längs welcher die Felsen in ihrem Gefüge gelockert wurden. Nichts scheint hier fest zu stehen; eine eigenthümliche Unruhe beherrscht den Rahmen dieses Thaleinrisses.

Kwasny-Thal, Eruptivkuppe des Pietrys (Pietros), paläoz. mesoz. Bildungen auf der Berlebaszka, am Menezul, Sojmul und im Theiss-Thale.

Das vorher am rechten Gehänge des Par. Obnuju beobachtete Verrucano zieht in einer schmalen Zone noch NW. durch das Krywe-Thal auf die Pop Iwan-Gruppe hinüber. Ueber demselben lagern sich hier und da kleine Schollen von triadischen Kalken, die feinkörnig und dicht, grau bis weisslich gefärbt und geadert sind.<sup>1)</sup>

In dem bereits aus dem vorigen Abschnitte bekannten Kwasny-Thale in der Pop Iwan-Gruppe, folgen unmittelbar auf die Zone des, wie gewöhnlich nur in Blöcken abgesonderten Verrucano, thalabwärts Diabase in anstehenden Felsen (hiez. Schliff auf pag. 437) auf letztere bald unterdyadische Tuffe, die ebenfalls nur in Blöcken herumliegen und hierauf Diabasporphyrite, welche im Streichen am Pietrys (1784 Meter) eine grosse Mächtigkeit erreichen.

Es ist dies hier die einzige Stelle, wo alle Typen der dyadischen und triadischen Massengesteine, anscheinend in einer ununterbrochenen Reihe und neben einander auftretend, beobachtet wurden und wo die betreffenden Formationen ausschliesslich durch Massengesteine repräsentirt erscheinen. Die sehr unzureichenden Aufschlüsse erlaubten jedoch leider in dem dicht bewaldeten Terrain keine näheren Anhaltspunkte über das gegenseitige Verhältniss dieser Gesteine zu sammeln, so wie auch überhaupt erst viel genauere und umfassendere Untersuchungen ein richtiges Licht über das ganze, interessante, jedoch schwer zu deutende Eruptivgebiet werfen können.

Aus dem Kwasny-Thale streicht die Verrucanozone, stellenweise triadische Kalkschollen tragend, auf das nordöstliche und südliche

<sup>1)</sup> Die Unterschiede zwischen den triadischen und krystallinischen Kalken, die übrigens keine durchgreifenden sind, sind leichter in der Natur einzusehen, als in der Beschreibung zu begründen. So sind auch die krystallinischen Kalke häufig von feinen Calcitadern durchzogen, die jedoch bei den triadischen Kalken anders beschaffen sind und denselben auch meistens, bei der Verwitterung insbesondere, ein netzartiges Aussehen verleihen.

Gehänge der Berlebaszka hin, wo im Liegenden des Verrucano, auf dem letztgenannten Gehänge, wieder unterdyadische Schichten in einer schmalen von O. nach W. ziehenden Zone zum Vorschein kommen.

Letztere Zone bietet die relativ besten Aufschlüsse an ihrem Westende, wenn man von S. auf den Kamm hinaufsteigt. Man beobachtet hier die nämlichen Bildungen (darunter auch die bekannten, schwärzlichen Kalkglimmerschiefer), wie in den betreffenden Kalkzonen im Obnuju-Thaleinrisse, im obersten Bieli potok-Thale u. s. w. Auch treten da gegen das Hangende massigere, meist schollenartig lagernde Kalke auf, die stellenweise auch ganz dunkel und fast schwarz gefärbt sind. In letzterer Kalkvarietät kommt nicht selten Quarz in kleinen, eckigen Individuen vor, wodurch das Gestein ein fein breccienartiges Aussehen erreicht. Es sei hier nebenbei erwähnt, dass solche intensiv dunkel gefärbte Kalke niemals in der Trias beobachtet wurden.

Weiter gegen NW. tritt das Verrucano erst in dem Menczul-Sojmul-Zuge in einigen grösseren getrennten Zonen auf. Insbesondere erreicht es eine bedeutendere Mächtigkeit nordwestlich von der Sojmul-Kreidescholle, am linken Thalgehänge der Theiss. Hie und da trägt es Schollen von Triaskalken (vergl. Karte Taf. VI).

Auch am Südrande der Sojmul-Kreidescholle kommt am linken Theiss-Ufer (dem ich von Rahó bis Trebusa folgte) eine schmale Verrucanozone zum Vorschein. Auf dieser Thalseite machen sich höher krystallinische Kalke bemerkbar, die wohl das Liegende dieser Verrucanozone, analog den Verhältnissen, z. B. im Petricea-Profil, bilden.

Nordöstlicher Theil (Streifen) der Randzone im Rusz-polyanaer Gebirge.

Im nordöstlichen Theile der Randzone erreichen, wie erwähnt (pag. 439), Diabasporphyrite eine sehr mächtige Entwicklung. Begleitet werden dieselben auf vielen Stellen von Tuffen, die zum Theile als grüne oder rothe Schiefer erscheinen, welche sich eigentlich nur durch ihre äussere Structur von den Massengesteinen unterscheiden, zum Theile aber breccien- oder conglomeratartig entwickelt sind und dann in einigen Beziehungen an die unterdyadischen Tuffe erinnern. Ausserdem treten sehr verschiedene schalsteinartige Bildungen auf, die einen ganz allmähigen Uebergang von den Massengesteinen, resp. deren Tuffen, zu den dichten Kalken vermitteln.

In Folge der nicht unbedeutenden Widerstandsfähigkeit der Porphyrite den äusseren Einflüssen gegenüber, weist das von ihnen eingenommene Gebiet eine ziemlich felsige Beschaffenheit auf.

Kuppe des Farcheu.

Auf den südwestlichen Gehängen der Farcheu-Kuppe bemerkt man am Rande der Kreidezone eine kleine Felsenreihe von „unreinen“ Kalken, die wir am Mihailecu bald näher kennen lernen werden. Ihre Grenze gegen die gleich höher anstehenden Porphyrite wird durch einen reichlichen Schutt von letzteren verdeckt.

Letztere, meist mandelsteinartig entwickelt und stellenweise auch roth gefärbt, beherrschen den ganzen Südabhang der Farcheu-Kuppe und erst gegen die Spitze zu beobachtete ich an einigen Stellen schieferige Tuffgesteine.

Auf der Nordseite des Farcheu, gleich unterhalb der Spitze, sind die steilwandigen, sehr harten Felsen dunkel gefärbt. Nach Schließen erweisen sie sich als Breccien, die aus, durch Quarz verkitteten Stückchen von zwei Varietäten der Porphyrite bestehen. Letztere werden durch eine Grundmasse, die sehr reich an Feldspathleistchen und stellenweise sehr reich an Magnetit ist, charakterisirt. Die eine Probe lässt von Einsprenglingen Plagioklas und Augit erkennen, ausserdem erscheinen meist rundliche Aggregate eines faserigen schwefelgelben Mineralen. Die Fasern stehen senkrecht auf den Aussenrand, der centrale Theil wird durch ein Rhomboeder von Calcit gebildet. Es ist nicht ganz unwahrscheinlich, dass diese Gebilde an die Stelle vielleicht vorhanden gewesen Olivins getreten sind, wonach dieses Gestein als Diabasporyphyr it zu bezeichnen wäre.

Bei der zweiten magnetitarmen Varietät sieht man von Einsprenglingen überhaupt nichts mehr.

Auf den ostnordöstlichen Gehängen des Farcheu dagegen bestehen die Felsen wieder aus meist mandelsteinartigen, hie und da roth gefärbten Porphyriten, von denen zwei Proben mikroskopisch untersucht wurden, wobei zu bemerken ist, dass sich frischere Proben aus dem sehr harten Gestein mit einem gewöhnlichen Hammer nicht gewinnen liessen.

Die eine Probe besitzt eine Grundmasse, welche aus Feldspath und Augit besteht, wovon ersterer fast ganz zersetzt ist. Das Gleiche gilt von dem als Einsprengling erscheinenden Plagioklas. Der Augit erscheint nur selten porphyrisch ausgeschieden, und da in weit kleineren Individuen als der Feldspath; Titaneisen tritt in der Grundmasse in ziemlich reichlicher Menge auf. Obwohl die Grösse der die Grundmasse zusammensetzenden Mineralindividuen nicht sehr weit herabsinkt, so erscheint das Gestein doch fast dicht, was hauptsächlich von der Gleichmässigkeit der Farbe herrührt; es enthalten nämlich die verwitterten Feldspathe vielfach grünliche Zersetzungsproducte. Mit der Loupe besehen, ist das Gestein leicht als ein porphyrisches erkennbar und dasselbe demnach als Diabasporyphyr it zu bezeichnen.

Die andere Probe ist röthlichbraun, mandelsteinartig und lässt im Dünnschliffe nur noch die ursprüngliche Structur der Grundmasse deutlich erkennen, die weit vorwiegend aus Feldspathleistchen bestanden hat. Einsprenglinge sind nicht zu sehen. Die grosse Anzahl von Mandeln ist fast ausschliesslich von Calcit erfüllt.

Auf den östlichen Gehängen des Farcheu, nach S. gegen die Kalkzone fortschreitend, trifft man wieder conglomerat- oder breccienartige Tuffe an, die meist in grosse Blöcke zerfallen.

Es hat daher den Anschein, als würde der Kern der mächtigen Farcheu-Kuppe vorwiegend aus grossporphyrischen, gegen die Peripherie zu dagegen aus dichten Porphyriten und Tuffen bestehen.

Aehnliche Verhältnisse wie am Farcheu beobachtet man auch auf dem nordwestlich von hier gelegenen steilfelsigen Pietrys, 1784 Meter (linkes Kwasny-Ufer), und andererseits auf der im südöstlichen Streichen, im Bokul-Zuge auftretenden Eruptivkuppe, 1310 Meter (im NO. von der Mündung des Sokolów-Baches in den Rika-Fluss).

Wo dann auf der südlichen Einsattelung des Farcheu der erste Kalkfelsen erscheint, bemerkt man einige wenige, frei herumliegende Blöcke von ziegelrothen jaspisartigen Quarziten, von denen gleich später eine nähere Erwähnung geschehen wird.

#### Profil des Mihailecu-Berges.

Die Kalke, denen man am oben erwähnten Sattel begegnet, erreichen im Streichen am Mihailecu eine relativ grosse Mächtigkeit, indem sie den westlichen und mittleren Theil des langen Rückens des Mihailecu einnehmen. Die Kalkbänke verfläichen daselbst überall nach SW. Dieselben werden jedoch in mehrere Horizonte durch Porphyrit- und Tufflagen getrennt, wie man dies auf den steilen nördlichen Gehängen des Mihailecu annähernd deutlich sehen kann. Und zwar bemerkt man beim Hinaufsteigen über die nördlichen Mihailecu-Gehänge auf dem Wege vom Thalkessel Julina in südostsüdlicher Richtung zur Spitze, folgenden Gesteinswechsel, wobei jedoch noch erwähnt werden muss, dass die hier hoch hinaufreichenden Kreidegebilde die tieferen Lagen der Trias (resp. Dyas) verdecken (Taf. VII, Fig. 5).

Zu unterst sieht man Diabasporphyrite, über welchen gleich höher grüne schiefrige Tuffe folgen. Ueber letztere lagern sich dünnblättrige Kalkschiefer mit röthlichen und grünlichen Ueberzügen, welche Ueberzüge aus einer eigenthümlichen und feinen Anordnung von Kaliglimmer und einem chloritischen Mineral bestehen. Der Kürze halber werden wir letztere als bunte Schiefer (Kalkschiefer) bezeichnen.

Chemisch untersucht lieferten dieselben eine bedeutende Menge unlöslichen Rückstandes, der aus Quarzkörnchen, vorwiegend aber aus dem bezeichneten Glimmer und Chlorit besteht. Die ziemlich bedeutende Menge Eisenoxydes stammt wahrscheinlich nur zum Theile von den isomorph beigemengten Eisencarbonaten und dürfte in den meisten Fällen die röthliche Färbung dieser Schiefer zur Folge haben. Magnesia erscheint nur in Spuren, bis geringen Mengen, wie dies, nebenbei erwähnt, auch in den höher folgenden Kalken der Fall ist.

Diese Schiefer, die nach unten ganz allmählig bei Verlust von Kalk in die schiefrigen Tuffe übergehen, sind schon jedenfalls der Reihe der schalsteinartigen Gebilde zuzuzählen.

Höher folgen dickschichtigere, graue und dichte Kalke, zwischen denen man anfangs noch ganz deutlich schmale Streifen von, den bunten Schiefen ganz ähnlichen Bildungen bemerkt. Letztere treten dann immer mehr zurück, werden höher nur noch mehr durch grünliche und röthliche Ueberzüge auf den Schichtflächen der Kalke angedeutet, bis sich schliesslich auch einige dicke Bänke von grauen, geaderten Kalken einstellen.

Ueber letzteren folgen hierauf wieder mehr schiefrige Kalke, welche nach oben allmählig in die bunten Schiefer übergehen. Diese verlieren mit der Höhe immer mehr ihren Kalkgehalt und es stellen sich auch bald rothe Schiefer ein, die, wenn auch hier weniger typisch entwickelt, wohl schon den betreffenden Tuffen zuzuzählen sind und dies umso mehr, als gleich über ihnen eine ziemlich dicke, vielfach durch Schutt verdeckte Lage von Diabasporphyriten auftritt.

Man hat jetzt etwa die Hälfte des Weges zur Spitze des Mihaileu erreicht. Höher bis zur Spitze beobachtet man hierauf einen wiederkehrenden Wechsel von dickbankigen und dünnlichtigeren Kalken. Erstere erscheinen nur stellenweise „rein“ und zeigen dann eine lichtgraue bis weissliche Färbung. Meistens enthalten sie aber, und zwar oft in reichlicher Menge, Glimmerschuppen, ausserdem kleinere und grössere Quarzstücke, so dass sie häufig ein ganz breccien- oder conglomeratartiges (verrucanoähnliches) Aussehen bekommen. Häufig auch zeigen ihre Schichtflächen grüne Ueberzüge.

Die dünnlichtigeren Kalke sind noch seltener rein entwickelt. Sie erscheinen gewöhnlich mit grünen und rothen Ueberzügen und führen Glimmerschuppen, die hier und da so reichlich auftreten, dass man das Gestein beim ersten Anblick leicht für einen Glimmerschiefer halten könnte. Im Dünnschliffe weisen diese glimmerigen Kalke folgende Bestandtheile auf:

Quarz, Stücke von Feldspath, die von Diabasporyphyriten stammen können; eine reichliche Menge eines grünen glimmerartigen Minerals, Kaliglimmer, vereinzelt Schüppchen Biotit und endlich sehr ungleichmässig vertheilte Erzpartien, darunter Hämatitkryställchen. Das Ganze macht weit mehr den Eindruck eines mechanischen Gemenges, als den eines metamorphischen Gesteines, wenn es auch kaum zweifelhaft erscheinen kann, dass wenigstens ein Theil der Minerale, so namentlich Chlorit, Neubildungen sind.

Eine Parallelstructur ist weder an den vorliegenden Handstücken, noch in den Schliffen wahrzunehmen.

Eine ähnliche Zusammensetzung zeigen auch die massigeren breccienartigen Kalke, wie dies die Untersuchung eines Handstückes, von der Spitze des Mihaileu, lehrt. Das Gestein gleicht der Zusammensetzung nach dem vorhergehenden sehr, jedoch sind die Quarzkörner seltener und kleiner. Der Calcit besteht aus körnigen Aggregaten kleiner Individuen, der grüne Glimmer ist hier durch die unter 60°, resp. 120° sich kreuzenden Einschlüsse gut charakterisirt. Diese Einschlüsse oder Neubildungen sind Systeme von schwach divergirenden Büscheln langer Nadeln (Epidot?). Erzpartien sind hier selten. Sehr spärliche, gut ausgebildete Zirkonkryställchen sind nachweisbar.

Im Bereiche der dünner geschichteten Kalke machen sich nun beim Hinaufgehen wiederholt auch die bunten Kalkschiefer, jedoch in viel geringerer Mächtigkeit, wie im unteren Theile des Mihaileu bemerkbar. Von den dünn geschichteten Kalken unterscheiden sich diese Schiefer zwar durch ihre ausgesprochene dünnblättrige Structur deutlich, sind jedoch den ersteren, wie dies ähnlich auch im unteren Theile des Mihaileu der Fall war, durch Uebergangsformen verknüpft. Sie verlieren auch hier stellenweise gänzlich ihren Kalkgehalt und es sind dann die betreffenden Schiefer wohl schon den schiefrigen Tuffbildungen zuzurechnen, die jedoch ihrer ganz geringen Mächtigkeit wegen nur als eine Andeutung von Tuffvorkommen zu betrachten sind. Es wurden auch in dem oberen Theile des Mihaileu nirgends mehr Porphyritlagen angetroffen — in welchem somit eine ähnliche Wiederkehr von massigen, mehr schiefrigen Kalklagen und schalsteinartigen Gebilden eintritt, wie im unteren Theile.

Eine ähnliche Reihe von verschiedenen, sich zum Theil wiederholenden Gesteinszonen, wie wir sie jetzt auf der Nordseite des Mihailecu verquerten, beobachtet man auch auf dessen langem, östlichen Kamme, indem man von der Spitze nach O. gehend, längere Zeit hindurch zu immer liegenderen Horizonten kommt, bis schliesslich die Kalke ganz aufhören und sozusagen in Diabasporphyriten aufgehen, welche letztere dann das ganze östliche Ende des Kammes einnehmen.

Bevor wir uns jetzt auf die Südseite des Mihailecu begeben, wäre noch nachträglich zu erwähnen, dass an der Stelle, wo die eigentliche, höchste Kuppe des Mihailecu mit dessen langen östlichen Kamme zusammenrennt (etwa 100 Meter östlich unter der Spitze), ein ganz localisiertes kleines Trümmerwerk von rothen, zum Theil zersprungenen und von weissen Quarzadern durchzogenen, jaspisartigen Quarziten vorkommt. Dieselben sind mit den früher erwähnten Quarziten von der südlichen Einsattelung des Farcheu (pag. 446) identisch und bezeichnen, bei dem allgemeinen Verfläichen der Kalkschichten nach SW., höchstwahrscheinlich ein gewisses geologisches Niveau, welches die ganze Kalkmasse des Mihailecu in eine untere und obere Abtheilung trennen würde, wie sich ja dies theilweise schon aus den früheren Betrachtungen auf der Nordseite des Mihailecu ergab.

Diese Quarzite entsprechen nun höchst wahrscheinlich der Jaspiszone der altmezozoischen Randformation in der Bukowina (Paul l. c.) woraus dann folgen würde, dass die oberen Kalke des Mihailecu bereits der oberen Trias angehören dürften. Letztere unterscheiden sich auch im Allgemeinen, wo sie nämlich als reine Kalke entwickelt sind, von den unteren Mihailecu-Kalken petrographisch durch ihre lichtere Färbung; auch treten in denselben andererseits keine Porphyritlagen mehr auf.

Da jedoch die rothen Quarzite nur ganz local auftreten und sich andererseits die Kalke überall als fossilieer erwiesen, so würde eine ähnliche Trennung und nähere Horizontirung der Mihailecu-Kalke von einem problematischen Werthe sein und dies umsomehr, als auch die petrographischen Unterschiede mitunter im Stiche lassen. So folgen z. B. auf dem genannten östlichen Mihailecu-Kamme, im Liegenden des Quarzitvorkommens, durch längere Zeit hindurch Kalke, die, wo sie rein entwickelt sind, stets eine lichtere Färbung (sowie eben auch die oberen Mihailecu-Kalke) zeigen, so dass hier die petrographische Grenze mit dem Horizonte der rothen Quarzite nicht zusammenfällt. Würde man übrigens auch auf anderen Stellen des Gebietes, so z. B. auf dem später zu beschreibenden Czywezyn, eine ähnliche Gliederung der Triaskalke wie am Mihailecu vornehmen können, so würde man, wenigstens bis zu einem gewissen Grade, sicher sein, dass man consequent vorgeht. Es ist dies aber nicht der Fall; die petrographischen Merkmale verändern sich und speciell die rothen Quarzite findet man sonst nirgends mehr vor. Es erschien daher geboten, die triadischen Kalke nicht weiter zu gliedern.

Das Vorkommen der jaspisartigen Quarzite in einer so geringen Verbreitung und Mächtigkeit, lässt hier vielleicht die Bemerkung am Platze erscheinen, dass nämlich in dem Gebiete, und zwar in mehreren Formationen einige Gesteinsglieder höchst lückenhaft entwickelt erscheinen und sozusagen nur Anklänge an das vorstellen, was anderswo,



so z. B. in der Bukowina, als ein durchgreifendes Formationsglied auftritt. Es gehören hierher, ausser den erwähnten jaspisartigen Quarziten auch die rothen, an Werfener Schiefer erinnernden Glimmersandsteine aus der Verrucano-Zone (Krywe-Thal u. s. w.): ferner, in der archaischen Formation, in den weitaus meisten Fällen die Kiesel-schiefer u. s. w.

Beim Herabsteigen von der Spitze des Mihailecu auf dessen südliche Seite, bieten die zum grossen Theile von untereretacischen Sandsteinen verdeckten Triasgebilde durch längere Zeit sehr mangelhafte Aufschlüsse. Erst tiefer unten treten Kalke in zusammenhängenden Felsenreihen auf, zwischen denen man auch stellenweise grössere Porphyritlagen mit den sie begleitenden Gebilden beobachtet.

Diese Kalke, die nach unten zu schon einem tieferen Horizonte angehören, als jene, die wir vorher auf der Nordseite des Mihailecu zu unterst angetroffen haben, sind hier vorwiegend breccien- oder conglomeratartig entwickelt. Sie führen meist viel Glimmer, Quarz, diesen oft in grösseren Fragmentstücken, ausserdem ziemlich häufig und mitunter ziemlich grosse Bruchstücke von roth gefärbten Eruptivgesteinen, wie sich dies auch in Dünnschliffen bestätigt. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass sie dem vorher von der Mihailecu-Spitze beschriebenen Gestein sehr ähnlich sind, nur ist hier etwas mehr Quarz vorhanden; die Interpositionen im Glimmer treten nur sporadisch auf. Erze kommen fast gar nicht vor, hingegen Feldspath, der der Zwillingstreifung entbehrt. • Ausserdem erscheinen Bruchstücke eines total zeretzten Eruptivgesteines eingeschlossen.

Die grösseren Einschlüsse von Eruptivgesteinen sind auch in vielen Fällen direct schon als roth gefärbte Diabasporphyrite zu erkennen.

Es gleichen somit die liegenden Kalke in manchen Beziehungen den oberen Mihailecu-Kalken, von welel' letzteren sie sich hauptsächlich nur durch die meist in reineren Partien zu beobachtende graue Färbung, dann durch Einschlüsse von Porphyritfragmenten und einen viel grösseren Quarzgehalt unterscheiden.

In den mehr schiefrig-plattig entwickelten Lagen dieser Kalke verursachen die kleineren und wie gewöhnlich eckigen Stückchen von Quarz durch Herauswittern höckerig-rauhe Oberflächen an den Kalken, was man allgemein am Mihailecu und Farcetu (Südabhang) beobachtet und was an ein ähnliches Vorkommen bei den unterdyadischen schwärzlichen Kalken, so z. B. westlich von der Berlebaszka (pag. 444) erinnert, mit jenem jedoch nicht zu verwechseln ist. In den dickbankigen Lagen tritt dagegen Quarz meist in grösseren, eckigen Stücken und oft in solcher Menge auf, dass die Verwitterungsflächen der sehr festen und harten Kalkbänke mitunter ein quarzitisches, verrucanoartiges Aussehen bekommen. <sup>1)</sup>)

<sup>1)</sup> Die Bezeichnung „verrucanoartig“ wurde als die entsprechendste bereits vielfach und bei sehr verschiedenalterigen Gesteinen in Anwendung gebracht, was indess zu keinen Irrungen führen soll.

Thalkessel auf der Südseite des Mihailecu (am oberen Paulik-Bache), Rugasiu-Rücken, Paulik-Bach, Thal des Rika-Flusses; allgemeine Betrachtungen.

Die oben erwähnten Kalke ziehen dann in mehreren Felsenreihen, welche z. Th. ziemlich deutlich als Schichtköpfe zu erkennen sind, durch den Thalkessel weiter gegen S. auf das rechte Thalgehänge (Rugasiu) hin und verlaufen schief zur Richtung des Thalkesselbodens, wobei sie ein terrassenförmiges Abfallen des letzteren veranlassen.

In der obersten (westlichen) Felsenreihe erscheinen am Thalboden gegen das Liegende zu die Kalke rein entwickelter; sind grau gefärbt, geadert und dolomitisch. Im Liegenden dieser Kalke tritt hier nun echtes Verrucano zu Tage. Letzteres kommt auch noch auf einer zweiten Stelle, tiefer unten, im Liegenden des östlichen schmalen Trias-Kalkstreifens zum Vorschein (vergl. auch Karte Taf. VI), wo es auf einem kleineren Raume, am rechten Paulik-Ufer, in grossen Blöcken ansteht, während die über ihm folgenden Kalke des erwähnten Triasstreifens, welche ebenfalls in Blöcken herumliegen, im Gegensatz zum ersterwähnten Falle wieder unrein, d. i. verrucanoartig entwickelt erscheinen.

Das sichere Vorkommen von Verrucano ist hier insoferne von grosser Wichtigkeit, als vor Allem die Mihailecu-Kalke mit eben solchem Rechte, wie die vorher in dem südwestlichen Streifen der Randzone angetroffenen Kalkschollen, als triadisch betrachtet werden können und als andererseits auch den Porphyriten, nach den Verhältnissen am Mihailecu zu schliessen, wenigstens zum grossen Theile, ebenfalls ein triadisches Alter zukommen dürfte.

Noch weiter gegen S., d. i. am Rugasiu-Rücken, herrschen überall Porphyrite, und zwar vorwiegend von der dichten Varietät. In ihrem Liegenden kommen dann weiter südlich die unterdyadischen Zonen, von vorwiegend dunkler Färbung der Gesteine, stellenweise auch nur inselartig (Polanski-Bach u. s. w.) zum Vorschein.

Die Porphyritmassen des Rugasiu reichen, wie wir es schon früher gesehen haben, bis an den östlichen Fuss des dem Hangenden einer unterdyadischen Zone entsprechenden Kalkkammes der Petricea, während diesen Kalkkamm von einer anderen, nämlich von der südwestlichen Seite unmittelbar Verrucano überlagert. Aehnlich verhält es sich auch mit den kleineren Kalkmassen der unterdyadischen Zone am Rücken der Laba und des Obeina Prepor (vergl. Karte Taf. VI). Dieselben erscheinen nämlich stets unmittelbar am Rande der Rugasiu-Porphyritmasse. Auch in der weiter im SO. am linken Paulik-Ufer gelegenen, grösseren unterdyadischen Insel, die aus Quarzbildungen und feinkrystallinischen Dolomiten besteht, grenzen letztere unmittelbar mit Porphyriten zusammen. Nachdem nun andererseits in allen letztgenannten Fällen das Verrucano gänzlich fehlt, so ist aus dem unmittelbaren Zusammengrenzen, resp. der unmittelbaren Ueberlagerung der unterdyadischen Schichten durch Porphyrite umso wahrscheinlicher (wie dies schon früher vermuthet wurde) darauf zu schliessen, dass ein Theil der Porphyrite, jedenfalls aber ein geringerer, dyadisch sein und speciell das Verrucano vertreten dürfte, als an der Petricea selbst die hangenden unterdyadischen Kalke sowohl mit Porphyriten als auch mit Verrucano unmittelbar grenzen, resp. von den genannten Bildungen überlagert werden.

Auf die sich hier von selbst aufwerfende Frage von den Contactwirkungen der Porphyrite auf Kalke und andere Gesteine, resp. die Erklärung des Mangels von solehen, werden wir später zu sprechen kommen.

Folgt man aus dem früher erwähnten Thalkessel dem Laufe des in einer felsigen Schlucht eingegrabenen Paulik-Baches (dessen oberstes Quellgebiet in eben diesem Thalkessel liegt) hinunter, so erreicht man bald steile Felsen, die aus rothen und grünen schiefrigen Tuffen bestehen. Denselben schaltet sich da auch eine ziemlich bedeutende Partie von grauen, weisslich verwitterten, meist geaderten und ausgesprochen dünnblättrigen, festen Kalkschiefern ein, die sich, was äussere Structur anbelangt, zunächst den früheren bunten Kalkschiefern von Mihailecu anschliessen und die wir bald in viel grösserer Mächtigkeit im Rika-Thale antreffen werden.<sup>1)</sup>

Eine kleinere Partie von ähnlichen Kalkschiefern tritt tiefer unten, an der starken Krümmung des Paulik nach S., zu Tage. Sonst herrschen in dem mächtigen Zuge von Massengesteinen, die den Lauf des Paulik begleiten und die im Streichen auch die Thäler des Sokolow und der Rika erreichen, dichte Diabasporphyrite, stellenweise mit den conglomerat- und breccienartigen Tuffen vergesellschaftet, vor.

Nach einem Dünnschliff von einem Felsstück aus dem Sokolow-Thale, kurz oberhalb dessen Vereinigung mit der Rika, zeigen dieselben eine den früher beschriebenen Porphyriten ganz ähnliche Zusammensetzung. Das Gestein besteht vorwiegend aus einer Grundmasse, die durch leistenförmige Feldspathe, welche nur der Form nach noch erkennbar sind, charakterisirt wird. In ihr liegen vollkommen frisch erhaltene, meist ausgezeichnet scharf begrenzte, fast farblose Augitkrystalle, die auch in der Grundmasse frisch erhalten sind. Ausserdem gewahrt man zahlreiche Mandeln, deren Ausfüllung vorwiegend aus Calcit und einem grünem chloritischen Mineral besteht.

Trotz des häufigen Auftretens von Mandeln wurde jedoch in dem in Rede stehenden Zuge von Massengesteinen nirgends die grossporphyrische Varietät beobachtet.

Der Zug macht, nebenbei bemerkt, ganz den Eindruck eines erstarrten Lavastromes, der sich über die älteren Gesteine ergoss, welcher jedoch aus mehreren, in verschiedenen Zeitpunkten erfolgten Ergüssen bestehen dürfte.

Wie oben erwähnt wurde, erreichen im Rika-Thale die festen Kalkschiefer ihre grösste Mächtigkeit. Sie setzen daselbst auf mehreren Stellen hohe und steile Felsen zusammen und verfläachen nach SW. In ihrem Bereiche treten wiederholt Porphyritlagen auf, deren Schutt sich oft mit jenem der Kreidesandsteine, welche hier in Lappen und Schollen eingreifen, mengt. An der Grenze mit Porphyriten gehen die Kalkschiefer in die bekannten bunten Kalkschiefer und sonstige schalsteinartige Gebilde, ähnlich wie dies am Mihailecu beobachtet wurde, über.

<sup>1)</sup> Jedes Vorkommen von Kalken wurde auf der Karte eingezeichnet. Umgekehrt wurden Porphyrite im Bereiche der Kalkablagerungen, wie z. B. am Mihailecu, unberücksichtigt gelassen.

Trotz der ziemlich bedeutenden Mächtigkeit der Kalkablagerungen des Rika-Thales erreichen diese auch hier nur eine ganz locale Entwicklung, indem sie einerseits von den krystallinischen Schieferen des Kosznya-Pecialu-Rückens überall durch eine Zone von Porphyriten getrennt werden und dieselben andererseits im Streichen das Sokołow-Thal gar nicht erreichen.

Flussabwärts verlieren die Kalkablagerungen des Rika-Thales immer mehr an Mächtigkeit und in wie geringer Mächtigkeit, ja mitunter nur in Spuren, die Kalkschiefer und schalsteinartigen Bildungen in den Porphyriten erscheinen, kann man am besten an den, den Rika-Fluss begleitenden Gehängen (gleich oberhalb der Einmündung des Sokołow-Baches, sowie auf dem zu Pliski führenden Wege) beobachten, indem man daselbst die Kalkbildungen in den Porphyriten förmlich erst aufsuchen muss.

Massiger entwickelte, graue, geaderte Kalke treten im Rika-Thale nur untergeordnet auf. Es wurden solche z. B. am rechten Rika-Ufer, gleich unterhalb der Sokołow-Mündung beobachtet. Man sieht an dieser Stelle eine nur wenige Meter mächtige Kalkbank, die kammförmig aus den in Schutt aufgelösten Porphyritmassen herausragt. —

Nach dem bis nun Dargestellten zu schliessen, scheint die Randzone überhaupt einem Gebiete zu entsprechen, in welchem die Eruptionen der Porphyrite, wenigstens zum grössten Theile, unter dem Meeresspiegel erfolgten und wo Triaskalke nur local zur Ablagerung gelangten, indem man ihr plötzliches Aufgehen in den ersteren sonst nicht anders erklären könnte.

Zur Zeit der Ablagerung von unteren Triaskalken dürften die Eruptionen ihre grösste Intensität erreicht haben, da hier die Kalkablagerungen wiederholt durch Porphyritlagen getrennt erscheinen. Dieselben brachen langsam ein und nach Erreichung eines gewissen Maximums schwächten sie allmählig wieder ab, was in den verschiedenen Schalsteinen — die theils äusserst dünnen Lavaergüssen ihren Ursprung verdanken, theils dagegen wahrscheinlich aus einem feinem Gereißel von Eruptivmassen bestehen dürften — seinen Ausdruck findet. Diese innige Verknüpfung von Porphyriten mit Kalkablagerungen und das Fehlen von allen Contacterscheinungen sprechen eben dafür, dass die Eruptionen unter dem Meeresspiegel erfolgten.

Zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Triaskalke (oberen Mihai-lecu-Kalke) dagegen, dürften schon viel schwächere Eruptionen stattgefunden haben. Für ihre andauernde Thätigkeit jedoch spricht das Vorkommen von Schalsteinen auch noch im oberen Theile des Mihai-lecu, wo zugleich der Mangel von Porphyritlagen auf ein allgemeines Zurücktreten der Eruptionen in dieser späteren Zeit hinzuweisen scheint.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit kann man annehmen, dass die mächtigen Kuppen des Pietrys, Farchen, dann die Kuppe 1310 Meter im Bokuł-Zuge, die Stellen der eigentlichen Herde von vulcanischen Eruptionen bezeichnen. Der jedoch diese Eruptivkuppen umgebende jüngere Kreidemantel macht eine directe Beobachtung, ob sie nämlich in der Wirklichkeit als Durchbrüche zu gelten haben, nicht möglich.

Es wurde früher die Vermuthung aufgestellt, dass den Porphyriten, wenn auch nur in einem geringen Theile, ein oberdyadisches Alter

zukommen dürfte, weil dieselben an gewissen Stellen unmittelbar über unterdyadischen (krystallinischen) Kalkzonen folgen und in diesen Fällen das Verrucano zu vertreten scheinen. Es scheint für diese Annahme auch noch folgender Umstand zu sprechen. Im Thalkessel des oberen Paulik sahen wir nämlich (pag. 449 und 450), dass bereits in den untersten Triaskalken, und zwar in einem Falle unmittelbar über Verrucano, Bruchstücke von Porphyriten vorkommen. Es dürften deshalb letztere schon vor Ablagerung der untersten Triaskalke stellenweise zum Ausbruche gelangt sein und in Felsen bestanden haben.

Was die Contactwirkung der Porphyritströme auf triadische, resp. noch ältere Sedimentschichten anbelangt, so ist eine solche wie dies schon früher erwähnt wurde, nirgends zu beobachten.

In einer anderen Richtung, nämlich im Bereiche der Porphyritlagen, resp. ihrer Tuffe selbst, kann man dagegen wohl an einigen Stellen und vielleicht gerade in der Nähe der ursprünglichen Eruptionsherde Contacterscheinungen annehmen. So trifft man gleich südöstlich vom Farchen, auf dem zum Mihailecu führenden Sattelkamme (wo Kalke mit Porphyriten und Tuffen anstehen), an einer Stelle auf der südlichen Seite des Kammes, rothe schiefrige Porphyrite (Tuffe) mit bis eigrossen abgerundeten Einschlüssen von weissen, feinkrystallinischen Kalken an. Letztere, die in Folge dessen an altkrystallinische Kalke erinnern, machen den Eindruck, als wären sie in eine schmelzende Masse hineingerathen, die sich dann eng an sie anschmiegte. Im Sokolow-Thale dagegen, kurz oberhalb dessen Einmündung, bemerkte ich auf den rechten Ufergehängen einige grosse Gesteinsblöcke, die nach aussen aus einem grünen Eruptivmaterial bestanden, während im Innern beim Anschlagen sich Kalke bemerkbar machten. Letztere erschienen vorwiegend grobkrystallinisch, sonst dicht, grau und den unteren Triaskalken entsprechend und wiesen, chemisch untersucht, eine Spur organischer Substanz, geringe Menge von Quarzkörnern, äusserst geringe Menge von Eisen und eine Spur von Magnesia auf. Im Allgemeinen waren dies ziemlich grosse, in's Eruptivmaterial eingehüllte Kalkblöcke.

Nach dem Obigen ist somit anzunehmen, dass in die sich periodisch ergiessenden Lavaströme hie und da Stücke von bereits anstehenden ältesten (?) Triaskalken hineingerathen sind. Andererseits geriethen wieder umgekehrt Stücke von bereits anstehenden Eruptivgesteinen in die zur Ablagerung gelangenden Triaskalke hinein, indem wir vorher im oberen Thalkessel des Paulik-Baches in den verrucanoartigen Kalkbänken Einschlüsse von Porphyriten angetroffen haben. —

Zum Schlusse der Betrachtungen über den dem Ruszpolyanaer Gebirge angehörenden Theil der Randzone, wäre noch von einem kleineren inselartigen Vorkommen von Tuffgesteinen im Kreidegebiete des unteren Sokolow-Thales, knapp am südwestlichen Rande der Kreidezone, zu erwähnen. Dieselben entsprechen in petrographischer Beziehung den älteren, unterdyadischen Tuffgesteinen (pag. 437) und sind da nur in grossen Blöcken zu finden. Aus dem Umstande, dass diese Tuffgesteine im Streichen jener des Kwasny-Thales (pag. 443) auftreten und dass auch hier thalabwärts Porphyrite folgen, kann man auf analoge Verhältnisse wie im Kwasny-Thale schliessen und somit erstere als unterdyadische Tuffe bezeichnen.

## b) Randzone im Grenzgebirge.

## Czywezyn, Popadia.

Zu dem, dem Grenzgebirge angehörenden Theil der Randzone übergehend, beginne ich zuerst mit einer Beschreibung des auf galizischer Seite gelegenen Czywezyn, dessen ganz imposant sich ausnehmende, einsame, weit vorwiegend glatt begraste Kuppe aus dyadisch-triadischen Bildungen besteht.

Am Südfusse der Czywezyn-Kuppe folgt im Hangenden der krystalinischen Gesteine eine ziemlich schmale Zone von Verrucano (pag. 401), das besonders im Streichen gegen SO., tiefer unten im Walde, typisch auftritt und in grossen Blöcken herumliegt. Auf diese Verrucanozone folgen nordwestlich, im Hangenden, graue bis ziemlich lichte, geaderte, nur Spuren von Magnesia (etwa 1%) aufweisende, „reine“ Triaskalke. Dieselben setzen eine Reihe von Felsen zusammen, von welchen die tiefer im Walde anstehenden eine ziemliche Mächtigkeit erlangen, während nach der anderen Richtung, gegen NW., die Kalkfelsen immer kleiner werden, schliesslich verschwinden und nun Diabasporphyrite mit Verrucano (auf einem begrastem Terrain) unmittelbar grenzen.

Die Porphyrite, zum Theile mandelsteinartig entwickelt und stellenweise auch roth gefärbt, nehmen den mittleren, viel grösseren Theil der Czywezyn-Kuppe bis zum Gipfel ein.

Steigt man von dem breit abgerundeten Gipfel des Czywezyn in nordöstlicher Richtung herunter, so erreicht man bald einige kleinere Felsen eines ziemlich lichtgrauen, dichten und reinen Kalkes, und hierauf etwas tiefer solche von schiefrigen Porphyriten (Tuffen), welche letztere ganz jenen z. B. von der Farchen-Kuppe entsprechen.

Beim weiteren Herabsteigen in der bezeichneten Richtung trifft man wieder Kalke in kleineren Felspartien an. Es erscheinen in denselben zahlreiche Einschlüsse von dichten rothen Porphyriten, bis zur Grösse eines Strausses, ausserdem vereinzelte grössere Stücke von Quarz, wodurch die Kalke ein conglomerat- oder breccienartiges, den vorher, so z. B. am Mihaileu beschriebenen Kalken, sehr ähnliches Aussehen bekommen. Glimmer sieht man in den Kalken nicht, dagegen sehr häufig rothe und grünliche Ueberzüge.

Tiefer unten treten dann dem Anscheine nach reinere, lichtgrau gefärbte Kalke auf, die man in getrennten Felspartien sowohl in nordwestlicher, wie auch südöstlicher Streichfortsetzung am Czywezyn, bis zu den beiderseitigen Waldgrenzen verfolgen kann. Ein Kalkstück aus dieser Zone, von den nordwestlichen Gehängen an der Waldgrenze, erwies sich jedoch im Dünnschliff als der Hauptmasse nach aus Kalk, dann Quarz und Stückchen von Eruptivgesteinen bestehend. Ausserdem wurden in dem Schliffe Ueberreste von nicht näher bestimmbar, mikroskopischen Schalenthieren constatirt.

Es ist dies eben der einzige Fall, wo sich in einem der Schliffe von Triaskalken Fossilien, wenn auch nur in Andeutungen, vorgefunden haben (pag. 437). Möglich ist es daher immerhin, dass bei weiteren Untersuchungen sich aus den hiesigen Kalken wird wenigstens eine mikroskopische Fauna mit der Zeit zusammenstellen lassen. In allen übrigen Schliffen, die im kleineren Theile auch aus den, dem

Ansehen nach „rein“ erscheinenden Kalken gemacht wurden, fanden sich sonst keine Andeutungen von Versteinerungen mehr vor.

Die obigen Kalke gehen dann tiefer unten (auf den nordöstlichen Gehängen des Czywezyn) in mehr schieferig entwickelte über, in denen man wiederholt schalsteinartige Ueberzüge und ab und zu auch Glimmerblättchen beobachtet. Lagen von Porphyriten treten hier jedoch nirgends mehr auf.

In der Nähe des zum Czolakiu führenden Sattels, schon nahe der Kreidegrenze, folgt hierauf schliesslich eine schmale Zone von dünnblättrigen Kalkschiefern, die jenem aus dem Rika-Thale ganz ähnlich sind. Dieselben bieten hier eine Reihe von kleineren Aufschlüssen und zeigen ein undeutliches flaches Einfallen nach N. bis NON.

In Folge der höchst mangelhaften Aufschlüsse, welche die Kuppe des Czywezyn darbietet — indem hier die Gesteine zwar in zahlreichen, jedoch nur kleineren und getrennten Felspartien auftreten, die sich ganz malerisch von dem begrastem, strauchlosen Grunde abheben — ist es schwer zu entscheiden, in welchem Verhältnisse die verschiedenen massigeren Kalke untereinander und zu den Kalkschiefern, und andererseits die Kalkbildungen überhaupt zu den Porphyriten stehen. Nach der Analogie der geologischen Verhältnisse in der Farcheu-Mihailecu-Gruppe (an welche eben die von Czywezyn im Allgemeinen direct und deutlich erinnern) zu schliessen, scheinen jedoch die zu oberst am Czywezyn angetroffenen Kalke den oberen Mihailecu-Kalken, dagegen die tiefer folgenden „unreinen“ Kalke, Schalsteine u. s. w., zusammen mit den hier nur local entwickelten Kalkschiefern, den unteren Kalken des Mihailecu zu entsprechen.

Die massigen Kalke von der Südseite des Czywezyn sind ebenfalls, und zwar sicherer wie die von der Nordseite, als untere Triaskalke zu betrachten.

Annähernd könnte man daher annehmen, dass die Kalkzonen auf der Süd- und Nordseite des Czywezyn zwei entgegengesetzten Flügeln der hier eine Art von Mulde bildenden Triaskalke entsprechen. Die Mulde füllen Porphyrite aus, in welchen in horizontaler Richtung die Kalke, wenigstens auf der einen Seite, aufgehen. Während nämlich diese auf der Nordseite des Czywezyn mit den Porphyriten in jener charakteristischen und deutlichen Verknüpfung stehen, wie dies z. B. auch am Mihailecu der Fall war, scheinen die Porphyrite auf der Südseite des Czywezyn an die Kalk-, resp. Verrucanozone unvermittelt heranzutreten.

Auf diesen Punkt werden wir übrigens noch in Kürze des Näheren zu sprechen kommen.

Zum Schlusse der Betrachtungen über den Czywezyn wäre noch zu erwähnen, dass man hier auch die Stelle eines wirklichen vulkanischen Herdes vermuthen dürfte. Ob sich jedoch derselbe am Czywezyn selbst, oder vielleicht eher westlich von demselben, in dem eigenthümlich geformten Thalkessel zwischen Czywezyn und Budyowska, den Kreidebildungen ausfüllen, befand, darüber kann nichts Bestimmtes gesagt werden.

Aehnliches wie der Czywezyn bietet in geologischer Beziehung auch die im SO. vom ersteren gelegene Popadia, deren Kuppe eine

auf Verrucano rubende Kalkscholle darstellt (Taf. VII, Fig. 4). Der nordöstliche, grössere Theil der letzteren besteht aus grauen bis ziemlich lichten und weisslichen, stellenweise grob krystallinischen Kalken die eine Spur von Magnesia und ziemlich bedeutende Menge von Quarzkörnern enthalten. An die Kalke schliessen sich gegen SW. schalsteinartige Schiefer und an letztere eine Lage von Diabasporphyriten an. Auf die Porphyrite folgen weiter Kalkschiefer, vom Aussehen jener des Rika-Thales, die jedoch hier eine sehr geringe Entwicklung erreichen; hierauf am Sattel, der zur Kreidekuppe des Suligul hinüberführt, Verrucanobildungen.

#### Budyowska wielka und mała; Schlussbemerkungen.

Der westlich vom Czyweczyn gelegene Theil der Randzone gibt in manchen Beziehungen ein ganz eigenthümliches Bild.

Die Triaskalke treten in demselben an vielen Stellen auf, meist jedoch in ganz kleinen Felsen, ja mitunter nur in Schollen, die aus einem Haufwerk von Blöcken bestehen. Dieselben zeigen hier ausserdem eine sehr wechselnde Entwicklung.

So erscheinen auf dem, von Czyweczyn zur Budyowska wielka führenden Grenzkamme, vorwiegend unreine Kalke, die häufig conglomerat- oder breccienartig entwickelt sind, meist rothe Ueberzüge zeigen, und auch stellenweise mit Schalsteinen, Tuffen, hier und da auch Porphyritlagen in Verbindung stehen. (Vergl. auch Karte Taf. VI.) Die Kalke von der Sattelhöhe (1510 Meter), in einem Dünnschliff betrachtet, erweisen sich als Breccien, die vorwiegend aus Kalk, dann Quarz und kleinen Partikelchen von Eruptivgesteinen zusammengesetzt sind und ausserdem eine Reihe von Umbildungen, die hauptsächlich aus Chlorit bestehen, umfassen. Eine ähnliche Zusammensetzung zeigten im Dünnschliff auch die gleich im NW. der erwähnten Höhengcote von 1510 Meter befindlichen Kalke, die somit im Allgemeinen, auch mikroskopisch betrachtet, eine den betreffenden Kalken vom Mihaileu und Czyweczyn ganz ähnliche Zusammensetzung aufweisen.

Seltener sind hier die Kalke „rein“ entwickelt. Chemisch untersucht, zeigten letztere nur eine Spur oder sehr geringe Menge von Magnesia (ähnlich so auch die vorher erwähnten unreinen), z. Th. aber erwiesen sie sich als echt dolomitische Kalke. Ein kleines Vorkommen von solchen dolomitischen Kalken beobachtete ich z. B. gleich im S. O. S. von der vorher bezeichneten Höhe (1510 Meter), am Grenzkamme, und bestehen auch die kleinen Trümmerschollen am Verrucano-rücken der Pelesata aus echt dolomitischen Kalken.

Die genannten reinen Kalke erreichen eine ziemliche Mächtigkeit auf den nördlichen Abhängen der Budyowska mała. Sie sind dort vorwiegend licht gefärbt, stellenweise etwas grobkrystallinisch und setzen steile Felsen zusammen, an deren nordöstlichem Fusse sich unmittelbar Diabasporphyrite lagern, welche durch den kleinen Seitenbach des Budyowskabaches durchschnitten werden. Oberhalb von diesen Kalkfelsen, und von diesen durch eine aufschlusslose Zone getrennt, in der man nur Verrucanoblöcke bemerkt (die Gegend ist stark bewaldet) treten Banke von vorwiegend ganz dunkelgrau gefärbten Kalken auf, in deren Liegendem, gegen die Kuppe der Budyowska mała zu, wieder



Verrucano zum Vorschein kommt, das hier im Allgemeinen eine verhältnissmässig bedeutende Mächtigkeit erreicht.

Die letzterwähnten dunklen Kalke sind stark geadert, theilweise schiefrig plattig entwickelt und dann meist mit Glimmerschuppen und kleinen eckigen Quarzstückchen auf den Verwitterungsflächen versehen. Sie erinnern an ähnliche triadische Kalkvarietäten vom Mihailecu und Farcetu (pag. 449) und wurden deshalb vorläufig noch bei der Trias belassen, sowie auch anderseits die schmale aufschlussbare Verrucanozone auf der Karte nicht eingezeichnet wurde. Möglich ist es aber immerhin, dass diese dunklen Kalke bereits dem Liegend des Verrucano, d. i. den unterdyadischen Schichten (krystallinischen Kalkzonen) entsprechen, unsomehr, als auch im Streichen, auf der Ostseite der Budyowska mala, eine unterdyadische Zone (darunter auch schwärzliche Kalke, vgl. pag. 444) zum Vorschein kommt. Die Verhältnisse sind hier eben schwer zu deuten.

Den triadischen Kamm auf der nordwestlichen Abzweigung der Budyowska mala setzen graue und geaderte, meist unreine Kalke mit Glimmer und Quarzpartikelchen, zusammen. Die Kalkbänke verflachen daselbst deutlich nach SW. (gegen das krystallinische Gebirge) und stehen am westlichen Ende des Kammes mit schalsteinartigen Schiefern und kleineren Porphyritlagen in directer Verbindung.

Nebst den Triaskalken tritt in dem in Rede stehenden Theile der Randzone das Verrucano, und zwar stellenweise in einer, wie schon vorher erwähnt, ziemlich bedeutenden Mächtigkeit (so auf der Pelesata) auf. In demselben wurden hie und da, meist jedoch nur in Spuren, auch die rothen glimmerreichen Sandsteine beobachtet.

In Folge des höchst störenden Eingreifens von unteren Kreidesandsteinen erscheint das Verrucano am Grenzkamme, im Liegenden des in viele kleine Kuppen aufgelösten Kalkzuges (NW. und W. von der Sattelhöhe 1510 Meter), in den meisten Fällen verdeckt. An einigen Stellen liess sich dasselbe jedoch auch hier, an der Basis der Triaskalke, sicher constatiren (vergl. Karte Taf. VI).

Wir stehen hier somit vor der merkwürdigen Erscheinung, dass über dem Verrucano einmal unreine Kalke mit Einschlüssen von Eruptivgesteinen und in Verbindung mit Schalsteinen u. s. w., das andere Mal dagegen reine dolomitische, oder nur wenig Magnesia enthaltende Kalke folgen — und dass andererseits die Porphyrite einmal in directer Verbindung mit den Triaskalken stehen, das andere Mal dagegen ohne welche sichtbare Verknüpfung und unvermittelt an die reinen Triaskalke, resp. an das Verrucano, herantreten (wie dies auch an der Südseite des Czywezyn der Fall war), wobei Alles dies hier auf einem relativ so eng begrenzten Raume zu Stande kommt.

Was nun den ersten Punkt anbelangt, so ist anzunehmen, dass eben sowohl die reinen wie auch die unreinen Kalke die Basis der Trias bezeichnen können. Man müsste sonst folgern, dass nicht Alles, was unmittelbar über dem Verrucano lagert, gleichalterig sei, d. i. dass man es hier mit verschiedenen Triashorizonten zu thun habe, was indess nicht wahrscheinlich erscheint.

Einem ähnlichen Falle haben wir auch schon im Ruszpolyanaer Gebirge, und zwar im Thalkessel des Paulik-Baches begegnet (pag. 450).

Was den zweiten Punkt, d. i. das Verhalten der Porphyrite zu den Triaskalken anbelangt — und was insoferne an die Verhältnisse in den unterdyadischen (krystallinischen) Kalkzonen des Ruszpolyanaer Gebirges erinnert, als auch dort den letzteren sich Porphyritmassen unmittelbar und ohne welche Verknüpfung anlagerten (pag. 450) — so wäre anzunehmen, dass ähnlich wie eben an die unterdyadischen Zonen, so auch an bereits anstehende Triaskalke (resp. Verrucano) Porphyritströme stellenweise unvermittelt und erst nachträglich herangetreten sind, während wir sie wieder in anderen Fällen mit den Triaskalken in directer Verknüpfung sehen, wovon letzteres nun in den unterdyadischen Zonen niemals eintritt.

Die Annahme, dass wir hier nur mit analogen Verhältnissen und nicht etwa in den betreffenden Fällen auch mit unterdyadischen (krystallinischen) Kalkbildungen selbst zu thun haben, gewinnt umso mehr an Wahrscheinlichkeit, als es allen Anschein hat, dass in der in Rede stehenden Randzone des Grenzgebirges die Porphyrite ausschliesslich triadischen Alters sind und hier ältere (oberdyadische) Porphyrite fehlen, indem da auch nirgends Diabase und die bekannten unterdyadischen Tuffe, wie im Ruszpolyanaer Gebirge, beobachtet wurden.

Diese und ähnliche Fragen zu lösen ist übrigens eine umso schwierigere Aufgabe, als immerhin Anhaltspunkte fehlen die triadischen von den dyadischen (krystallinischen) Kalkbildungen stets mit Sicherheit zu trennen, diese Trennung auch lediglich auf petrographischen Unterschieden, die jedoch nicht durchgreifend sind und auf allgemeinen Lagerungsverhältnissen, die häufig ganz mangelhaft aufgeschlossen sind, basirt. Ich selbst sehe manches Zweifelhafte in einer Arbeit ein, die sich, wie bis jetzt, nur mit fossilereichen Schichten beschäftigte. Es ist daher wahrscheinlich, dass bei einer genaueren und auch mit grösserer Mühe durchgeführten Aufnahme des Gebietes hier und da eine Verschiebung, insbesondere in den paläozoischen und altmesozoischen Formationen, eintreten dürfte. Dann scheint mir aber, dass eher z. B. ein Theil der paläozoischen Kalke den Triaskalken zufallen dürfte, als umgekehrt. Auch ist es andererseits möglich, dass sich mit der Zeit die „obere“ krystallinische Kalkzone (die vorläufig als untere Dyas bezeichnet wurde), sowie auch die angrenzenden Schieferabtheilungen (obere und mittlere Schieferabtheilung) noch in weitere und näher bestimmte Formationen zergliedern lassen werden.

Triasinseln am Preluczny- und Preluki-Rücken; Nachträgliches über Eruptivvorkommen in den krystallinischen Kalkzonen des Riu Vaser-Thales.

Es wäre noch von einigen getrennten Kalkvorkommen, die bereits im nördlichen Flyschgebiete auftreten und mit Wahrscheinlichkeit der Trias angehören, zu erwähnen.

Es gehört hierher die Kalkpartie im N. von der Budyowska wielka, am westlichen Zweigrücken des Preluczny, die mitten im unteren Kreidegebiete auftritt (siehe Karte Taf. VI). Die Kalke daselbst sind „rein“ entwickelt, vorwiegend licht gefärbt und setzen eine zierliche Gruppe von haushohen Felsen zusammen.

Eine zweite triadische Kalkpartie kommt im oberen Czeremosz-Gebiete am Preluki-Rücken vor, auf deren Süd-Ost-Seite, gegen das Hangende sich auch hornsteinartige, graue bis schwärzliche und auch röthliche Gesteine in geringer Menge bemerkbar machen. Ob diese den rothen Quarziten vom Mihaileu entsprechen, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, da sie von jenen petrographisch abweichen und auch das triadische Alter dieser Kalkpartie immerhin fraglich bleibt. Verrucano fehlt hier auch gänzlich.

Es erübrigt noch Einiges über das Vorkommen von Eruptivgesteinen im Riu Vaser-Thale, nämlich in den krystallinischen Kalkzonen von Suliguli und Sniapenu nachzutragen (pag. 406).

Die Proben sind sehr zersetzt, von den ursprünglichen Mineralen sind in Präparaten (von der erst erwähnten Localität) nur Apatit und Erz erhalten. Das letztere ist nach seinen Umwandlungsproducten, Titaneisen; es kommt in ziemlicher Menge vor. Das Gestein dürfte ein zersetzter Diabasporphyrit sein.

Diesen Gesteinen dürfte eine ähnliche Stellung zukommen, wie den älteren Porphyriten im Ruszpolyanaer Gebirge, die wir daselbst im unmittelbaren Hangenden von krystallinischen Kalkzonen angetroffen haben. Während jedoch das Eruptivvorkommen von Suliguli vielleicht einem wirklichen Durchbruche entspricht, scheint jenes von Sniapenu, (gleich der Mehrzahl der Fälle) einem, hier nur noch in einem kleinen Reste erhaltenen, lavaartigen Ergusse gleichzukommen.

#### **D. Juraformation.**

Tritt nur in kleinen Klippen in der nördlichen Sandsteinzone auf und wird gelegentlich später beschrieben werden.

#### **E. Kreideformation.**

#### **F. Eocenformation.**

#### **G. Oligocenformation.**

Alle diese drei Formationen, die, mit Ausnahme der nur eine geringe Verbreitung aufweisenden untereocenen Nummulitenkalk, sonst durchwegs aus Sandsteinbildungen bestehen, sollen in der Folge zusammen behandelt werden. Sie nehmen den weit grösseren Theil des aufgenommenen Gebietes ein und zerfallen räumlich in drei grosse Zonen, resp. Mulden, und zwar: I. die südliche Sandsteinmulde, II. die Zone der Kreidetransgressionen und III. die nördliche Sandsteinzone. Der südlichen und der Zone der Kreidetransgressionen gehört auch noch der mächtige Andesitzug der Trojaga an.

An mehreren Stellen konnte ich in der Kreide-, sowie auch in der Eocenformation Petrefacten sammeln, nachdem bereits vorher am Rande des Gebietes untereocene Fossilien bei Rona polyana nachgewiesen (vergl. Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 204 u. f.) und von v. Hauer (Bericht 1859, pag. 434) und v. Alth (l. c. pag. 7) aus der Umgebung von Borsabánya Nummuliten angeführt wurden.

Wenn sich auch im Gebiete Petrefacten nur an zerstreuten Stellen vorfinden, dieselben auch z. B. der ganzen nördlichen Sandsteinzone durchaus fehlen und sie andererseits wieder nur in der Minderzahl der Fälle eine directe Parallelsirung mit geologisch festgestellten Horizonten zulassen, so vermochten dieselben dennoch in die ausgedehnten und schwer zu trennenden Sandsteineomplexe einiges Licht zu werfen.

Die Trennung der Flyschbildungen in die einzelnen Formationen geschah auch vorwiegend auf Grund der den Karpathen-Geologen so wohl bekannten Unterscheidungsmethode nach petrographischen Eigenthümlichkeiten bei Berücksichtigung allgemeiner Lagerungsverhältnisse, nachdem andererseits durch das Vorfinden von Petrefacten hie und da eine allgemeine und sichere Basis gewonnen wurde. Vorwiegend auf Grund obiger Unterscheidungsmethode wurde auch noch eine jede der erwähnten Formationen in eine ältere und jüngere Abtheilung getrennt; so die Kreide in eine untere und obere, die Eocen- und Oligoocen-formation in je eine untere und obere Stufe. Mit wenigen Ausnahmen bedeutet jedoch diese Trennung, wie wir es in der Folge sehen werden, keine strenge Altersbestimmung.

### I. Südliche Sandsteinmulde.

Dieselbe füllt den Raum zwischen den beiden krystallinischen Hauptzonen — den Rodnaer Alpen und dem nördlichen krystallinischen Gebirge — aus und verschmälert sich keilförmig in der Richtung von NW. gegen SO. Räumlich wird sie durch den grossen krystallinischen Lappen am unteren Riu Vaser-Flusse in zwei Becken getrennt, u. zw. jenes von Borsa und in das Becken von Ruszpolyana.

Es soll zuerst mit dem Borsa-Becken begonnen werden, um dann, dem Laufe des Vissó-Flusses sammt dessen Zuflüssen nach NW. folgend, bis zu dessen Einmündung in die Theiss bei Rona polyana zu gelangen.

#### a) Borsa-Becken.

##### Thalgebiet des Borsia-Flusses.<sup>1)</sup>

Wie erwähnt, verschmälert sich die Sandsteinmulde keilförmig gegen SO. Ihre Breite beträgt im obersten Quellgebiete des Borsia-Flusses, am Prislopului-Passe, in Luftlinie fast genau nur 4 Kilometer.

Im genannten obersten Borsia-Thale füllt den Raum zwischen den beiden krystallinischen Hauptzonen ein mächtiger Complex von Sandsteinen und Conglomeraten aus, welcher, da in dessen Hangenden auf mehreren Stellen Nummulitenkalke sich lagern, vorläufig der Kreide zuzählen ist.

Die Nummulitenkalke, welche meist dickbankig und weisslich bis lichtgrau gefärbt sind, treten in kleineren und grösseren Felspartien inselartig und in einer zonenförmigen Anordnung über dem Sandsteineomplexe auf, greifen jedoch im Norden allmähig auf das krystallinische Gebirge über. Es ist dies z. B. am Podu Ciarcanu (westlich von Ciarcanu) der Fall, wo die Nummulitenkalke die grösste Mächtigkeit erreichen und eine plateauartige Scholle zusammensetzen, die mit ihrem südlichen

<sup>1)</sup> Der Oberlauf des Vissó-Flusses wird Riu Borsia genannt.

Theile den Sandsteinen, mit dem nördlichen dagegen den krystallinischen Gesteinen unmittelbar aufrubt. Die noch nördlicher gelegenen Nummulitenkalk-Zonen lagern dann schon ausschliesslich auf dem krystallinischen Grundgebirge. Häufig, so insbesondere auf der Südseite des Ciarcanu, heben sich die Nummulitenkalkfelsen wie nasenförmige Vorsprünge von den krystallinischen Grundgehängen ab, denen sie sich auch wohl stets discordant anlagern dürften.

Wo die Nummulitenkalke dem Sandsteincomplexe aufliegen, werden dieselben häufig gegen ihr Liegendes durch Aufnahme feiner Geschiebe von Urgesteinen conglomeratartig und gehen selbst auch in feinere Conglomerate über. In Fällen dagegen, wo sie dem krystallinischen Gebirge unmittelbar aufruben, wurden in deren Liegendem, so z. B. auf der Südseite des Ciarcanu, schmale Zonen von grauen, zum Theil auch roth gefärbten, festen Mergelschiefern oder plattigen Mergelkalken beobachtet.

Mit Ausnahme von Nummuliten führen die in Rede stehenden Eocenkalke nur selten andere Versteinerungen. So fanden sich in der kleinen Kalkinsel auf der Prislopului-Wasserscheide, bei der Höhe 1413 Meter, sowie auch in der nordwestlicher bei 1227 Meter gelegenen Kalkinsel, ausser Nummuliten noch mehrere Peeten-Exemplare vor, die jedoch nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn V a c e k nicht näher bestimmt werden konnten.

Im Allgemeinen erwiesen sich gerade die massiger entwickelten und eine grössere Mächtigkeit erreichenden Kalkinseln als fossilärer; sie führen mitunter auch Nummuliten nur in spärlicher Anzahl.

Da wir später, in anderen Gebietstheilen, in den Nummulitenführenden Kalken bei ganz gleichen Lagerungsverhältnissen auch noch anderen, und zwar für das unterste Eocen charakteristischen Fossilien begegnen werden, so kann man wohl auch hier die Nummulitenbildungen dahin stellen und als die Basis des Eocens betrachten. Es folgt dann daraus, dass man ihr Liegendes, den Sandsteincomplex, mit vielem Rechte als cretacisch bezeichnen kann, was sich auch später in anderen Gebiets-theilen auf Grund von Fossilienfunden direct bestätigen wird.

Der erwähnte Kreidecomplex des obersten Borsia-Thales besteht dagegen vorwiegend aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen und aus Conglomeraten von mitunter sehr grobem Korne. Letztere bestehen insbesondere aus Geschieben von weissem Quarz, krystallinischen Schiefergesteinen und schwärzlichen Kieselschiefern, die mit einer meist wenig kalkhältigen sandigen Bindemasse zu einem ziemlich festen Conglomerate verkittet werden. Die Geschiebe sind stellenweise von Kopfgrösse und darüber.

Ein solch grobes Conglomerat beobachtet man z. B. in dem sich nordöstlich von der Strassenhöhe 1015 Meter hinaufziehenden Seitenthale der Borsia, bald beim Eingange in dasselbe. In den mächtigen Conglomeratbänken gewahrt man hier auch Einschlüsse von Gneissen mit tobackbraunem Biotit, von krystallinischen Kalken, ferner von lichtchocoladebräunlichen, weissröthlichen und auch dunkel gefärbten Kalken, die vorwiegend dem Jura angehören dürften und auch petrographisch mit den später zu beschreibenden Jura-Klippenkalken am meisten übereinstimmen.

Von letzteren Kalkeinschlüssen traf ich in dem von hier gleich westlich gelegenen, nächstfolgenden Seitenthale förmliche Blöcke an, in welchen sich auch einzelne, ziemlich gut erhaltene Korallen bemerkbar machten. Im letztgenannten Thale sieht man auch gleich beim Eingange in dasselbe, auf der linken Thalseite, einen kleinen Kalkfelsen, der wahrscheinlich einem mächtigen Jurablock entsprechen dürfte. Die Möglichkeit ist aber nicht ausgeschlossen, dass dieser Felsen eine untereocäne Kalkscholle darstellt; doch konnte ich in demselben, trotz einigen Suchens, keine Versteinerungen und speciell auch keine Nummuliten vorfinden.

Die oben angeführten Gesteinsgeschiebe wurden auch noch auf anderen Stellen, wo ähnliche grobe Conglomerate auftreten, beobachtet.

Die relativ ziemlich festen, licht bräunlich bis grau gefärbten Sandsteine, führen meist ziemlich zahlreichen Glimmer und weisen im Allgemeinen einen geringen Gehalt an Kalkbindemittel auf. Sie stehen durch Uebergänge in deutlicher Verknüpfung mit den erwähnten Conglomeraten.

Grobe Sandsteine und Conglomerate wiegen insbesondere in hangenden Lagen des Kreidecomplexes vor. Dieselben neigen zur Bildung von grösseren Felspartien, die bei der Verwitterung eine lichte Färbung annehmen und, von Weitem gesehen, sehr leicht mit den Nummulitenkalkfelsen verwechselt werden könnten.

Im äussersten Hangenden des Kreidecomplexes machen sich noch hie und da, stets jedoch nur in einer ganz untergeordneten Mächtigkeit, stark kalkhaltige Sandsteine und kalkreiche Conglomerate, und zwar auch an Stellen bemerkbar, wo kein Eocän vorkommt. Diese, immerhin etwas zweifelhaften Bildungen, sind aller Wahrscheinlichkeit nach, wie dies bei einer späteren Gelegenheit näher begründet werden soll, noch dem Kreidecomplex zuzuzählen, von dem sie auch an Ort und Stelle betrachtet kaum auszuseiden wären.

In liegenderen Horizonten des Kreidecomplexes treten dagegen, vorwiegend nur in den Thaleinrissen aufgeschlossen, dünnbankigere Sandsteine auf, die auf den Schichtflächen stellenweise grobe hieroglyphenartige Protuberanzen führen (so z. B. im Borsia-Thale, nördlich von der Strassenhöhe 1227 Meter), den oberen sonst ähnlich und kalkarm sind und mit Zwischenlagen von grauen, plattigen Sandsteinen — die nicht selten eine schwache Andeutung von Krummschaligkeit zeigen — und grauen, feinglimmerigen, manchmal etwas mergeligen Schiefeln wechseln.

Die plattigen Sandsteine, die durch allmälige Uebergänge meist in einer innigen Verknüpfung einerseits mit den Schiefeln, andererseits mit den eigentlichen Sandsteinbänken stehen und zwischen beiden eine Mittelbildung darstellen, lassen nicht selten auf ihren Schichtflächen feinere, knopfförmige, seltener geschlängelte, hier jedoch fast stets im Allgemeinen mehr oder weniger verwischte Hieroglyphen erkennen. Ausserdem enthalten sie ziemlich häufig feinere verkohlte Pflanzenreste. Ausscheidungen von Calcit wurden in denselben niemals beobachtet, wie sich überhaupt gerade die Kreidebildungen der südlichen Sandsteinmulde durch ihren im Allgemeinen geringen Kalkgehalt auszeichnen.

In diesen Schichten, die ich vorläufig als eine tiefere Stufe des Kreidecomplexes und der Kürze halber direct als Hieroglyphenschichten bezeichne, machen sich stellenweise auch kleinere Einlagerungen von Sphärosideriten bemerkbar.

Es treten zwar auch in dem oberen Kreidecomplexe stellenweise dünnbankigere Sandsteine, denen sich dann ganz untergeordnet auch Zwischenlagen von schiefrigen Gebilden einschalten, auf, doch überwiegen eben im oberen Kreidecomplexe massige Sandsteine und Conglomerate, im unteren dagegen dünnbankige Sandsteine und Schiefer, was bei Berücksichtigung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse die Trennung des gesammten Kreidecomplexes in eine obere und untere Stufe als begründet erscheinen lässt.

Wir werden auch von nun an stets bei der obigen Zweitheilung der Kreideformation verbleiben und kurzweg den Hangendecomplex derselben als „obere Stufe“, „obere Kreidestufe“ u. s. w., den Liegendecomplex aber als „untere Stufe“, „untere Kreidestufe“ bezeichnen, womit jedoch keine nähere Horizontirung gemeint werden soll. Diese Eintheilung basirt eben nur auf einer Trennung der Hieroglyphen-, resp. noch liegenderen Schichten von dem hangenden Sandstein-Conglomeratcomplex, somit lediglich auf petrographischen Momenten bei Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse. Dieselbe ist aber die zweckmässigste, weil sie von selbst in die Augen fällt und weil sie andererseits, was noch viel wichtiger erscheint, sowohl in der Kreideformation der südlichen Sandsteinmulde und der Zone der Transgressionen, als auch in der fossilereen Kreideformation der nördlichen Sandsteinzone überall mit gleicher Consequenz durchgeführt werden kann. Eine nähere Horizontirung dieser Stufen werden wir aber erst später bei Gelegenheit, wo sich nämlich Petrefacten vorfinden werden, versuchen.

Folgt man nun der Strasse längs dem Borsia-Flusse thalabwärts, so erreicht man kurz oberhalb von Gura Funtini, im Hangenden der nach SW. einfallenden Sandstein-Conglomeratbänke der oberen Kreidestufe, eine ziemlich schmale Zone von untereocenen Bildungen, die sich den ersteren concordant anlagern. Dieselben bestehen zu unterst aus dunklen sandigen Kalksteinen mit weissen Calcitausscheidungen, auf welche dann lichter gefärbte Nummulitenkalkbänke, hierauf wieder sandige Kalksteine folgen.

Auf die untereocene Kalkzone folgen thalabwärts gleich wieder Bildungen von ausgesprochen karpatischem Typus, und zwar znerst eine mehrere Zehntelmeter an Mächtigkeit betragende Zone von relativ weichen, grauen, mergligthonigen Schiefen, die in zum Theil verbogener Schichtstellung steil nach SW. einfallen. Den Schiefen behalten sich untergeordneter dünne Bänken von plattigen und etwas krummschaligen, graubläulichen, kalkhältigen Sandsteinen, mit weissen Calcitausscheidungen in Klüfthen und vielem feinen Glimmer auf den Trennungsfächen, auf denen man auch nicht selten verkohlte Pflanzenreste beobachtet, ein.

Die letzterwähnte Sandsteinvarietät, die wir in einer mehr oder weniger ähnlichen Ausbildung in mehreren geologischen Horizonten — nämlich von der unteren Kreide (Neocom?) in der nördlichen Sandsteinzone, bis in das Oligocen hinauf — antreffen werden, erinnert an

die Strzolka der Teschner Kreide. Es sollen auch schlechtweg die in Rede stehenden Schichten, trotz der hier sehr in den Vordergrund tretenden Entwicklung von Schieferbildungen (was sich übrigens im Streichen, wie wir alsbald sehen werden, ändert) als strzolkaartige Schichten benannt und bereits dem oberen Eocen zugerechnet werden.

Im Hangenden der strzolkaartigen Schichten erscheinen hierauf massige Sandsteine, die hier eine grosse Mächtigkeit erreichen.

Die Sandsteine sind vorwiegend mittelkörnig entwickelt, ziemlich kalkhaltig und lichtgrau bis etwas schmutzig bläulich gefärbt. Kleine grünliche Körnehen, die in dem Sandsteine vorkommen, dürften von kristallinen, ähnlich gefärbten Schiefeln herrühren.

Von den cretacischen Sandsteinen unterscheiden sich diese, welche ich der Kürze halber als Birtiu-Sandsteine nach dem am rechten Borsia-Ufer gelegenen Birtiu-Berge benenne, durch eine mindere Festigkeit und grösseren Kalkgehalt. Letzteres findet auch seinen Ausdruck in den ziemlich häufigen Calcitausscheidungen in Klüften dieses Sandsteines.

Diese Sandsteine werden häufig grobkörnig, gehen auch nicht selten in feinere und minder feste Conglomerate über, doch fehlen hier grobe Conglomeratbildungen überall. Untergeordnet machen sich zwischen den Sandsteinbänken auch dünne Lagen von sandigen Schiefeln und etwas strzolkaartigen Sandsteinen, mit verkohlten Pflanzenresten, bemerkbar.

Die Birtiu-Sandsteine reichen thalabwärts bis in die Gegend der Einmündung des Birtiu-Baches in Arsitia poeni.

Von dort flussabwärts bietet dann leider das Borsia-Thal längere Zeit keine Aufschlüsse. Im Streichen jedoch, und zwar in den Seitenthälern am rechten Borsia-Ufer und noch weiter gegen NW. im Cislathale — weleh' letzterem wir uns in Kürze zuwenden wollen — wurden im Hangenden der Birtiu-Sandsteine wieder strzolkaartige Schichten beobachtet, auf welche dann thalabwärts eine ziemlich mächtige und charakteristische Zone von dunklen Schieferbildungen folgt, die ich vorläufig mit den Smilno-Schiefeln parallelisire und bereits dem unteren Oligocen zurechne. Ueber letzteren treten hierauf, weiter gegen W., massige Sandsteine auf, welche die Umgebung von Borsia einnehmen, eine bedeutende Mächtigkeit erreichen und den oberoligocenen Magóra-Sandsteinen gleichzustellen sind.

Aus der vermittelnden Stellung zwischen der untereocenen Nummulitenkalkformation von Gura Funtini und den unteroligocenen Smilno-Schiefeln andererseits, folgt, dass die Birtiu-Sandsteine mit den strzolkaartigen Schichten im Liegenden und Hangenden als oberes Eocen zu betrachten wären, womit jedoch keine strenge Horizontirung gemeint werden soll. Demselben kommt hier somit zwar eine viel grössere Mächtigkeit als dem unteren Eocen zu, doch werden wir später sehen, dass ersteres im Streichen an seiner Mächtigkeit bedeutend verliert und dass dies auf Kosten der Birtiu-Sandsteine geschieht. Die Birtiu-Sandsteine sind eben als eine mehr locale Ablagerung, rechte Facies des oberen Eocens zu betrachten, welches dann stets auch die grösste Mächtigkeit erreicht. Andererseits erscheint die Nummulitenformation den Bildungen des oberen Eocens, wie überhaupt der ganzen Sandsteinzone



gegenüber, von so abweichender und fremdartiger Entwicklung und nimmt dieselbe meistens eine so selbstständige Stellung ein (wie dies noch später näher besagt werden soll), dass die erwähnte Trennung des Eocens in ein unteres und oberes als in der Natur selbst begründet angesehen werden kann.

#### Umgebung von Borsabánya.

Die vorher erwähnten Kreidegebilde des obersten Borsia-Thales keilen gegen NW. bald aus und treten erst nordwestlich von Borsabánya in einem schmalen, die krystallinische Unrandung des Trojagaer Eruptivgebirges begleitenden Streifen auf. In diesem Kreidestreifen wurden im obersten Thaleinrisse des Ursului-Baches (NW. von Borsabánya), auf den linken Baelgehängen, im NO. von der Sattelhöhe 1049 Meter des Intre Maguri-Gebirges, Sandsteinstücke mit ziemlich gut erhaltenen Exemplaren von *Exogyra columba* Lam. vorgefunden. In dem sonst feinkörnigen, festen und sehr kalkarmen Exogyra-Sandstein erschienen hier einzelne abgerollte Quarzstücke, beiläufig von der Grösse der *Exogyra*, fest eingebacken, wie dies auch sonst noch in allen den Fällen, wo sich in demselben das erwähnte Fossil vorfand, zu beobachten war.

In der Bukowina wurden die im Cibo-Thale, im Liegenden von Nummulitenkalken auftretenden und nebst *Exogyra columba* auch noch *Ostrea vesicularis?* Lam. und *Ostrea carinata* Lam. führenden Sandsteine von Paul (l. c. pag. 323) „wohl ohne Zweifel als cenoman und als ein Aequivalent des exogyrenreichen Orlower Sandsteines“ bezeichnet — was auch für die Exogyra-Sandsteine des Ursului-Thales und annähernd auch für die ganze „obere Kreidestufe“ dieses Gebietes anzunehmen wäre.

In dem in Rede stehenden Kreidestreifen treten gröbere Sandsteine und mittelkörnige Conglomerate sehr in den Hintergrund. Letztere erreichen eine grössere Verbreitung erst am Fagetu, dessen abgerundeter und mehr flacher Rücken theils begrast, theils aber, und zwar mit Buchen, bewaldet ist, während die gegen den Riu Vaser-Fluss abfallenden Gehänge desselben dichte Fichtbestände bekleiden.

Die ziemlich glimmerreichen Sandsteine vom Fagetu sind mehr oder weniger graugrünlich gefärbt und erweisen sich auch etwas kalkhaltiger, wie die bis jetzt in der Kreideformation angetroffenen.

In der nächsten Umgebung von Borsabánya selbst lehnen sich dagegen an das krystallinische Gebirge unmittelbar untereocene Bildungen an, wie man dies deutlich auf der südwestlichen Seite des in vielen Beziehungen ein lehrreiches Profil bietenden Piatra baici-Felsens sieht (vergl. Bemerkungen auf pag. 414, ausserdem v. Hauer's Bericht, l. c. pag. 434). Es folgen daselbst flussabwärts im Hangenden der ziemlich steil nach SW. einfallenden krystallinischen Schiefergesteine und allem Anscheine nach concordant über den letzteren dichte Nummulitenkalke, die zum Theil in dunkle, etwas sandige Kalksteine übergehen und im Ganzen nur eine schmale Zone zusammensetzen.

Ausser Nummuliten lieferten die Kalke noch spärliche Exemplare einer Brachiopode, die nach Herrn Vaeck's freundlicher Bestimmung der *Rhynchonella aff. polymorpha* Mass. entspricht.

Es sind daher wohl ohne Zweifel diese Kalke, wie überhaupt auch die ganze Nummulitenformation (deren Mächtigkeit im Allgemeinen nur selten 10 Meter übersteigt) mit dem Brachiopodenkalke aus der nächsten Umgebung von Rona polyana zu parallelisieren, welche letzterer erwiesenermassen dem untersten Eocen angehört. (Vergl. Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 204 u. f.)

Im südöstlichen Streichen von der Piatra baici treten dann noch an mehreren Stellen weisslich verwitternde Nummulitenkalke zu Tage, die z. B. am Dosu Magura (1280 Meter) eine grössere Mächtigkeit erreichen und flach nach SW. einfallen, während anderswo, so z. B. auf dem das rechte Ufer des Chindri-Baches begleitenden Rücken, nur einzelne Stücke von hierhergehörigen Eocenkalken beobachtet wurden. Im Liegenden der Eocenkalke tritt in einiger Entfernung von der Piatra baici wieder ein ganz schmaler Streifen von cretaceischen Sandsteinen zu Tage.

Im nordwestlichen Streichen von der Piatra baici dagegen sind in dem kleinen Seitenthälchen, das von NW. kommend, den Secului-Bach gleich oberhalb dessen Vereinigung mit der Cisla erreicht, kleine Felsen von dunklen, breccienartig zerfallenden und vorwiegend sandigen Eocenkalken zu beobachten, in denen sich Spuren von nicht näher bestimmbareren Versteinerungen, spärliche Nummuliten und ausserdem hier und da kleine Fischzähne vorfinden.

Noch weiter in diesem Streichen gegen NW. geht dann die eigentliche Facies der Nummulitenkalkformation insofern immer mehr verloren, als dieselbe schliesslich durch feste, plattige und fossilere Mergelschiefer (Mergelkalkschiefer) vertreten wird, während sich daselbst gleichzeitig ihr Liegendes, die cretaceischen Sandsteine, wie wir es kurz vorher im Ursului-Thale sahen, als fossilführend erweisen.

So folgt z. B. in dem nordwestlich gelegenen Novetiu-Thale, gleich oberhalb der Klause in Rosiu, unmittelbar auf den Complex von Kreidesandsteinen, nachabwärts, eine mehrere Zehntelmeter mächtige Zone von plattigen Mergeln, die hier in einer sehr steilen, zum Theile auch etwas überkippten Schichtstellung nach SW. einfallen; ebenso auch in dem nördlicher gelegenen Novicioru-Thale, wo die Mergelschiefer, hier zum Theile auch roth gefärbt, flach nach WSW. einfallen und sich deutlich concordant an die Kreidesandsteine anlehnen.

Sowohl hier, wie auch an anderen Stellen sind in den Mergelschiefern nicht selten weisse Calcitadern zu beobachten.

Da im Hangenden dieser Mergelschiefer in den erwähnten Thälern nachabwärts überall echt karpathische (obereocene) Bildungen, nachaufwärts im Liegenden dagegen cretaceische Sandsteine folgen, so kann man wohl mit Recht annehmen, dass erstere als ein Aequivalent der untereocenen Nummulitenformation zu betrachten sind. Es wird sich auch diese Annahme in der Folge und insbesondere bei der Betrachtung der Kreide-Eocenscholle von Ghilu in sehr augenscheinlicher Weise bestätigen. Auch wurden bereits vorher aus dem Liegenden der Nummulitenkalke, z. B. am Ciarcanu (pag. 461), schmal entwickelte Zonen von ganz ähnlichen Mergelschiefern angeführt.

Vorläufig sei hier noch erwähnt, dass die Kalkbänke der typisch entwickelten Nummulitenformation meist eine auffallende Tendenz,

eine ganz schwebende Lage einzunehmen, zeigen, und sich sozusagen dem allgemeinen Schichtverbaude der Sandsteincomplexe zu entziehen trachten, und dass umgekehrt dort, wo letzteres eintritt, das Untereocen in den meisten Fällen eine von der typischen Nummulitenformation mehr oder weniger abweichende Facies, wie zum Beispiel in den oben genannten Thälern, annimmt.

Wir kehren noch nach Borsabánya zurück, um den Durchschnitt im Cisla-Thale, von dem Piatra baici-Felsen flussabwärts, fortzusetzen.

Cisla-Thal flussabwärts bis Borsa.

Auf die Rhynehonella führenden Nummulitenkalke der Piatra baici folgt unmittelbar weiter thalabwärts eine nur wenige Decimeter mächtige Zone von massigen, ziemlich kalkhaltigen grauen Sandsteinen mit nicht seltenen feineren Calcitausfüllungen in Sprüngen und Klüften. Dieselben sind nur in Blöcken zu finden, zwischen welchen man auch Stücke von plattigen bis schiefrigen Sandsteinen, mit feineren verkohlten Pflanzenresten, antrifft.

Diese Sandsteine unterscheiden sich von den cretacischen durch ihren grösseren Kalkgehalt, von den Birtiu-Sandsteinen aber vor Allem durch ihre grössere Festigkeit. Ihrer Lagerung nach entsprechen sie den strzolkaartigen Schichten von Gura Funtini im Borsia-Thale.

Auf letztere Sandsteine lehnen sich dann flussabwärts ziemlich mürbe, lichtgrau bis schwach grünlichgelb gefärbte Mergelschiefer, mit spärlichen Glimmerblättchen, an. Die Schiefer sind hier nur schmal entwickelt, erreichen jedoch im Streichen am rechten Cisla-Ufer eine grössere Mächtigkeit, woselbst sie den niedrigen und zungenförmig in den Zusammenflusswinkel des Secului mit der Cisla hineinragenden, terrassenartig abrasirten Rücken fast ausschliesslich zusammensetzen.

Im Hangenden der Mergelschiefer, die mit den untereocenen plattigeren und festeren Mergelkalken (Mergelschiefer) nicht verwechselt werden dürfen, folgen, überall nur im Schutte zu finden, vorwiegend feinkörnige bis fast dichte kalkreiche und häufig plattig entwickelte Sandsteine, die vielen feinen Glimmer führen und meist von zahlreichen, mitunter groben und unregelmässigen, weiss gefärbten Calcitadern durchzogen werden. Diese Sandsteine zeigen auch eine Neigung zur Krummshaligkeit, sind auf den Verwitterungsflächen oft wie unregelmässig zersprungen und hie und da mit Protuberanzen versehen, welche letztere jedoch noch keinen Anspruch auf eigentliche Hieroglyphen haben können. Sie stehen in Verbindung mit sandigen, hauptsächlich jedoch mit thonigen oder mergeligen, im letzteren Falle dann häufig roth gefärbten Schiefern, andererseits auch mit massigen Sandsteinen, welche letztere jedoch, nach vielen Einzelbeobachtungen zu schliessen, hier überall nur mehr eine untergeordnete Rolle spielen.

Diese Bildungen nehmen im Streichen fast den ganzen Gruiu Rotunda-Rücken ein und beherrschen andererseits den unteren Lauf des gleich westlich vom Vrf Prislopu am rechten Cisla-Ufer einmündenden Baches. Im letzteren Thale erscheinen die dickschichtigeren, glimmerreichen Sandsteine dieses Complexes zum Theil auch licht grünlich, die Mergelschiefer aber fast stets roth gefärbt.

Im letztgenannten Seitenthale werden die Eocenschichten vielfach von Hornblende-Andesiten durchbrochen, wobei man jedoch bei den höchst mangelhaften Aufschlüssen die Durchbruchstellen nirgends direct beobachten kann.

Während daher im Borsia-Thale, wie wir dies vorher sahen, in dieser Zone die massigen Birtiu-Sandsteine sehr in den Vordergrund treten, gewinnen bereits hier, im Cisla-Thale, die strzolkaartigen Schichten entschieden schon die Oberhand, was in der nordwestlich von hier gelegenen Gegend und besonders im Novicioru-Thale noch mehr der Fall sein wird.

Flussabwärts folgt hierauf eine ziemlich mächtige Zone von unteroligoenen Schieferbildungen, die von dem südöstlichsten Zuge der Andesite durchbrochen werden (Taf. VII, Fig. 1).

Die Schiefer sind dunkelbraun gefärbt und zeigen häufig weisslichgelbe bis gelbbraunliche Verwitterungsbeschläge. Sie erscheinen in hangenderen Lagen dünner geschichtet, mitunter auch ganz dünnblättrig, gehen jedoch theilweise auch in gröber schiefernde, dunkel- bis lichtgraue Mergel mit meist muscheligen Bruchflächen über.

Diese Schiefer, welche eine Reihe von kleineren Aufschlüssen, insbesondere in den zu beiden Seiten des Cisla-Thales sich hinaufziehenden Seitenthälern, bieten und im Allgemeinen nach SW. verflachen, wechseln mit Bänken von grauen, festen und meist fast dichten, kalkreichen Sandsteinen, die vielen Glimmer auf den Schichtflächen führen, ab. Durch ein allmähliges Verkieseln gehen jedoch letztere nicht selten in dichte Kiesel sandsteine mit glasigen Bruchflächen über, die, ähnlich wie auch die ersterwähnten Kalksandsteine, in kantige Stücke zerfallen. Eine Mittelbildung zwischen diesen beiden Extremen stellen kieselig-sandige, in prismatische Stücke zerfallende und wie gebänderte Sandsteine vor. Nur untergeordnet wurden in dem Schiefercomplexe auch Lagen von massigeren glimmerhältigen Sandsteinen beobachtet.

Zu erwähnen wäre noch, dass die kalkhaltigen Sandsteine dieses Schiefercomplexes meist von geraden weissen Calcitadern durchzogen werden und auf den Verwitterungsflächen nicht selten feinere, gerade Sprünge und ausserdem gröbere hieroglyphenartige Protuberanzen zeigen, so dass dieselben ebenfalls als strzolkaartig in dem vorher angegebenen Sinne zu bezeichnen wären.

Constant, wenn auch nur in einer geringeren Mächtigkeit, lagern sich noch dem Schiefercomplexe in hangenderen Horizonten harte, breccienartige und gelblich verwitternde Kieselkalke in bis mehrere Fuss dicken Linsen und ausserdem häufig Hornsteine ein. Die Kieselkalke wittern in den Thaleinrissen häufig in grossen und abgerundeten Blöcken heraus, was wohl der zerstörenden Thätigkeit der Bachgewässer, respective der grösseren Widerstandsfähigkeit der Kieselkalke zuzuschreiben ist. Diese gelblichen Kieselkalkblöcke verleihen auch den Bacheinrissen des Schieferterrains ein charakteristisches Aussehen und gestaltet sich in dieser Beziehung insbesondere interessant ein Besuch des von In Dealu (O. von Borsa) nach SO. abfliessenden Nebenbaches des Borsia-Flusses.

Dunkelbraun gefärbte Hornsteine wurden an vielen Stellen in den erwähnten Nebenthälern des Cisla- und Borsia-Flusses, stets jedoch nur

in lose herumliegenden Stücken, beobachtet. Dieselben scheinen in nächster Verbindung mit den gelben Kieselkalken zu stehen. Selten nur erscheinen die Hornsteine auch licht bis weissgelblich gefärbt. Letztere Varietät beobachtete ich z. B. auf dem Rücken zwischen In Dealu und D. între Riure.

Der beschriebene Schiefercomplex, den man leider nirgends in einem grösseren und übersichtlichen Aufschlusse beobachten kann, um das gegenseitige Verhältniss und die Uebereinanderfolge der einzelnen Gesteinsglieder näher kennen zu lernen, nimmt, wie erwähnt, im Streichen die Seitenthäler der Cisla, und zwar jenes des Intre Maguri-Baches und andererseits des Rei-Baches ein.

In seiner Gesamtausbildung entspricht derselbe den bekannten unteroligocenen Smilno- oder Menilitschiefer-Ablagerungen, mit welchen ich denselben auch ohne weiters parallelisire.

Die Zurechnung dieses Schiefercomplexes zum unteren Oligocen gewinnt auch noch aus dem Grunde umsomehr an Wahrscheinlichkeit, als in dessen Hangenden flussabwärts im Cisla-Thale wieder massige Sandsteine folgen, die als ein Aequivalent der oberoligocenen Magóra-Sandsteine zu betrachten sind.

#### Umgebung von Borsa.

Die oberoligocenen Sandsteine setzen im Cisla-Thale die südöstlichen Ausläufer des Obcina-Zuges und den westlichen Theil des am linken Cisla-Ufer gelegenen D. între Riure-Rückens zusammen und fallen flach nach SW. ein. Weiter gegen SW., im Dorfe Borsa, treten die Sandsteine auch auf das linke Borsia-Ufer hinüber, wo sie eine entgegengesetzte Neigung annehmen, so dass hier das Borsia-Thal einer wirklichen Synklinale entspricht (vergl. Taf. VII, Fig. 1). Vom Dorfe Borsa flussabwärts gegen W. nehmen jedoch die Sandsteinbänke allmählig ein anormales Einfallen, nämlich nach NW., dann nach SO. an. Sie begleiten das rechte Ufer des Borsia-Vissó-Flusses bis in die Nähe von Felső-Vissó.

Diese Sandsteine, welche der leichteren Uebersicht halber Borsa-Sandsteine, nach dem Dorfe Borsa, genannt werden sollen, sind vorwiegend dickbankig und erreichen ihre Bänke stellenweise 1 Meter und darüber an Mächtigkeit. Frisch sind sie stets licht graubläulich gefärbt, verwittern aber gewöhnlich licht gelbbraunlich. Sie sind fein- bis mittelkörnig, ziemlich mürbe und führen zerstreute Glimmerblättchen. Ihren nicht unbedeutenden Gehalt an Kalkbindemittel beweisen die ziemlich häufig anzutreffenden Ausfüllungen von Klüften mit Kalkspath, der sich hie und da auch in schönen Krystallaggregaten ausscheidet.

Die Sandsteinbänke werden meistens durch ganz schmale Zwischenlagen von sonst ganz ähnlich entwickelten sandigen Schiefem getrennt, die sich besonders durch den bei ihnen häufig zu beobachtenden Reichthum an meist gröberen verkohlten Pflanzenresten auszeichnen, welche letztere eben in den massigeren Sandsteinen nur ganz untergeordnet vorkommen. Die sandigen Schiefer sind ziemlich häufig von krummen Flächen begrenzt und erinnern dann der Form nach etwa an Stücke zerschlagener grosser, d. i. schwach gewölbter Töpfe. Aber auch auf den Begrenzungsflächen der massigen Sandsteinblöcke beobachtet man hie und da ähnliche Concavitäten, respective Convexitäten.

In dem mächtigen Complexe der Borsa-Sandsteine wurden nirgends gröbere Sandsteine oder Conglomerate bemerkt. Dieser Umstand lässt bei Berücksichtigung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse leicht die Borsa-Sandsteine von den ähnlichen obereocenen Birtiu-Sandsteinen unterscheiden.

Den ganzen Complex der Borsa-Sandsteine scheint constant eine nur wenige Meter mächtige Zone von lichtgrauen und flachmuschlig bis grüfflig zerfallenden, weichen thonigen Schieferen, in denen sich auch ganz dünne Bänke von Thoneisensteinen bemerkbar machen, in zwei Unterabtheilungen zu trennen, von welchen die obere eine grössere Mächtigkeit erreicht als die untere. Diese Schieferzone wurde z. B. am südlichen Fusse des D. Fagu, am nordöstlichen Fusse des Sihorca-Rückens (beide Stellen in der nächsten Umgebung von Borsa) und ausserdem noch an einigen anderen Stellen beobachtet. Da dieselbe jedoch nur eine geringe Mächtigkeit erreicht und im Ganzen genommen doch nur auf wenigen Stellen im Gebiete aufgeschlossen erscheint, so konnte eine noch weitere Trennung der oberoligocenen Sandsteine nicht leicht durchgeführt werden, weshalb auch von einer solchen Trennung bei der Einzeichnung auf der Karte Abstand genommen wurde.

Wie nebenbei erwähnt werden soll, wurden weder in dieser Zone, noch in jener der unteroligocenen Schiefer, wie auch überhaupt in allen Ablagerungen vom Obereocen hinauf, irgendwo Versteinerungen vorgefunden. Die Schichten erwiesen sich stets als ganz fossilieer.

#### Thäler der Bäche Pietrosu, Hotarului und Dragusiu.

Wendet man sich von Borsa nach S. und folgt man dem Pietrosu-Bache thalaufwärts, so erreicht man im genannten Thale nach einiger Zeit im Liegenden der Borsa-Sandsteine, welche am D. Brustur deutlich nach NO. einfallen, wieder die unteroligocene Schieferzone, die dann das Hauptthal des Pietrosu-Baches hinauf, bis fast an den krystalinischen Rand der Rodnaer Alpen, beherrscht (Taf. VII, Fig. 1).

Die Schiefer sind anfangs im Thale mit den kalkreichen, strzolkartigen, hier z. Th. auch ausgesprochen plattig entwickelten Sandsteinen vergesellschaftet. Bald hierauf machen sich auch einzelne Blöcke der gelblichen, breccienartigen Kieselkalke bemerkbar, während man dann höher bachaufwärts in der Schieferzone überall Stücke von kieseligen Sandsteinen und Kieselsandsteinen beobachtet. Hornsteine wurden dagegen weder hier, noch sonst wo im Bereiche der Schieferzone am Nordfusse des Pietrosu angetroffen.

Aus dem Pietrosu-Thale streicht die unteroligocene Schieferzone über Secatura nach NW. auf den Sihorca-Rücken hinüber. Auf diesem (bei 874 Meter) bemerkte ich auch Stücke von den charakteristischen gelblichen Kieselkalken.

Noch weiter in diesem Streichen gegen NW. verliert die Schieferzone allmählig ihre charakteristische Ausbildung und bemerkt man schliesslich im V. Hotarului in dieser Zone nur einen Wechsel von Schieferen mit strzolkartigen Sandsteinen, wie man ähnliche Bildungen sonst nur im oberen Eocen, und zwar unso eher vermuthen würde, als hier die dunklen Schiefer, Kieselsandsteine, Hornsteine u. s. w. gänzlich fehlen.

Wie wir jedoch später noch wiederholt sehen werden, unterliegt die unteroligocene Schieferzone nicht nur quer auf das Streichen, sondern auch im Streichen selbst, — ähnlich wie eben auch in diesem Falle — mitunter wesentlichen Faciesänderungen. Nachdem nun hier andererseits im Hangenden dieser Schieferzone thalabwärts typische Borsa-Sandsteine, thalaufwärts im Liegenden dagegen obereocene Birtiu-Sandsteine folgen, so spricht Alles dafür, dass dieselbe als eine directe Fortsetzung der im Pietrosu-Thale typisch entwickelten unteroligocenen Schieferzone zu betrachten ist.

Wir haben übrigens auch schon vorher im Bereiche von typischen Smilno-Schiefern strzolkartige Sandsteine angetroffen, die in vielen Beziehungen an die betreffenden Bildungen aus den strzolkartigen Schichten des Eocens, und zwar sowohl aus dessen liegenderen, wie auch dessen hangenderen und unmittelbar die Smilno-Schieferzone unterteufenden Lagen erinnern.<sup>1)</sup> Ob jedoch hier, wie auch in anderen ähnlichen Fällen, blos nur eine ausgesprochene Faciesänderung der Smilno-Schieferzone, oder nicht auch eine Verschmelzung derselben mit den hangendsten Schichten des Eocens anzunehmen ist, ist schwer zu entscheiden. Immerhin wäre eine Unterscheidung der unteroligocenen Schieferzone, wo sie nämlich die obenerwähnte Facies annimmt, von den Eocenschichten, an und für sich betrachtet (falls die allgemeinen Lagerungsverhältnisse keine Behelfe an die Hand geben würden) kaum sicher zu treffen.

Für eine Annahme dagegen, dass in dem in Rede stehenden Falle, im V. Hotarului, die erwähnten Schichten noch dem Eocen angehören und die Smilno-Schieferzone hier gar nicht entwickelt sei, resp. nicht zum Vorschein komme, liegen keine Anhaltspunkte vor.

Im Liegenden der unteroligocenen Schichten treten bachaufwärts im V. Hotarului, wie schon bemerkt, massige Birtiu-Sandsteine auf, die hier, wie gewöhnlich, eine bedeutende Mächtigkeit erreichen und häufig in grobkörnige Sandsteine und feinere Conglomerate übergehen.

Dieselben verflächen anfangs nach NO., dann, gegen die krystalinische Masse des Pietrosu zu, nach SW., stossen somit von letzterer gänzlich discordant ab, wie man dies annähernd deutlich in dem westlicher gelegenen V. Dragusiu sehen kann.

Im letztgenannten Thale bemerkt man in der Nähe der krystalinischen Masse, am linken Ufer des Dragusiu-Baches und beiläufig im Liegenden der Antiklinalenaxe der Sandsteinschichten am rechten Ufergehänge, schwach aufgeschlossene Mergelschiefer, die dem Horizonte jener von Piatra baii (pag. 467) entsprechen dürften. Es ist jedoch auch möglich, dass dieselben bereits dem Horizonte der untereocenen Mergel (Novetiu-Thal u. s. w.) angehören.

<sup>1)</sup> Es werden hier die kalkreichen Sandsteine gemeint, die sich von den ähnlichen des Obereocens höchstens nur durch ihre Neigung, in grössere und mehr kantige Stücke zu zerfallen, dann durch ihre meist geraden Calcitadern unterscheiden, während letztere in den strzolkartigen Eocensandsteinen meist dicker sind und unregelmässig verlaufen. Es zerfallen jedoch die kalkreichen Sandsteine der Smilno-Schieferzone stellenweise z. Th. auch in ausgesprochen plattige Stücke, wie wir dies z. B. kurz vorher im Pietrosu-Thale gesehen haben (pag. 470).

Es kommen hier somit wieder tiefere Eocenschichten zum Vorschein. Diese Annahme halte ich für umso wahrscheinlicher, als ich in der westlich von hier gelegenen Umgebung von Manastirea, von der Strasse bei Moisciu aus gesehen, eine ganze Reihe von charakteristischen Nummulitenkalkfelsen beobachtete, die, wenn man sie einmal in ihrer typischen Entwicklung kennen gelernt hat (insbesondere nach den Erfahrungen am Ciarcann), sofort auch von Weitem wiedererkannt werden können. Auf dieselben dürfte sich auch das Citat in v. Hauer's Geologie von Siebenbürgen (pag. 330) beziehen, dass nämlich in der Umgebung von Moisciu Nummulitenkalke vorkommen, indem in der Gegend nördlich von Moisciu (am rechten Vissó-Ufer) diese Bildungen gewiss nicht auftreten.

Nach v. Hauer finden auch bei Romuli in Siebenbürgen, somit nicht weit von hier südwestlich, Nummulitenkalke ihre Verbreitung. Auch wird das gleich im W. von hier gelegene Iza-Thal, nach älteren Aufnahmen Hoffmann's, von eocenen Ablagerungen eingenommen. Wenigstens fand ich diese Bemerkung in A. Gessell's Aufsatz: Geologie der Marmaros (l. c.), konnte jedoch nirgends eine sich darauf beziehende Arbeit oder Karte auffinden.

Es unterliegt jedoch kaum einem Zweifel, dass gegen die Grenze von Siebenbürgen zu wieder ältere, d. i. eocene und wohl auch cretacische Ablagerungen zum Vorschein kommen. So erwähnt auch v. Alth (l. c. pag. 8) bei Gelegenheit seiner Besteigung des Pietrosu von Seite des Dragusiu-Thales Folgendes:

„Nahe den Quellen des Styrpi hört erst der Glimmerschiefer auf, über ihn sieht man meist ausgezeichneten korallenführenden Jurakalk, auf demselben grauen Nummulitenkalk und erst höher auf der Lehne tritt Sandstein auf, welcher die ganze Batrina und einen grossen Theil des Rückens, welcher dieselbe mit Pietrosu verbindet, zusammensetzt, worauf man wieder in Glimmerschiefer kommt.“

Im weiteren Verfolge des Dragusiu-Baches thalabwärts bieten dann die tieferen Thalgehänge, welche von Schotterterrassen eingenommen werden, keine Aufschlüsse — ähnlich wie auch das auf der entgegengesetzten Seite gelegene, den östlichen Flügel des Pietrosu berührende Vale Repede (dessen Thalbett grosse Massen von krystalinischen Geschieben verlegen und dessen Gehänge im Bereiche der jüngeren Ablagerungen ganz flach und mit Vegetation bedeckt sind) so gut wie gar keine Schichtentblössungen zeigt. Erst im Hauptthale des Vissó, von der Dragusiu-Mündung flussabwärts, bilden Borsa-Sandsteine stellenweise, so bei Moisciu und tiefer unten, Aufschlüsse. Sie verflachen auf dieser ganzen Strecke, wie schon früher erwähnt, anormal.

Bevor wir dem Vissó weiter flussabwärts folgen, um uns dann dem Ruszpolyanaer Becken zuzuwenden, sollen noch früher einige allgemeine Bemerkungen über den landschaftlichen Charakter der Borsa-Gegend angeführt und hierauf die nördlich vom Borsa-Dorfe gelegenen Thäler der Novetiu- und Novicioru-Bäche beschrieben und damit die Beschreibung des Borsa-Beckens geschlossen werden.

Während in der Gegend von Borsa Smilno-Schiefer hauptsächlich die Thaleinrisse (Seitenthäler der Borsa- und Cisla-Flüsse) beherrschen



und einen fruchtbaren Boden liefern, was in den üppigen und blumenreichen Wiesen, welche diese Thäler bekleiden, seinen Ausdruck findet, nimmt der Borsa-Sandstein eine orographisch dominirende Lage ein, indem er alle die Höhenrücken, welche sich im S., N. und NW. von Borsa erheben, zusammensetzt. Auf exponirteren Stellen verwittert der Borsa-Sandstein sehr schnell und erscheinen hier überall die stark gelichteten Gehänge mit einem gelblichen, unfruchtbaren Lehme bedeckt. In höheren Lagen bildet er nirgends felsige Gehänge, auch nicht einmal gröbere Schuttmassen und weicht der Borsa-Sandstein in dieser Beziehung von dem typischen zur Felsbildung neigenden Magóra-Sandsteine nicht unwesentlich ab.

#### Thäler des Novetiu und des Novicioru.

In dem vorher erwähnten Novetiu-Thale folgen auf die untereocenen Mergelkalk (pag. 466), gleich unterhalb der Klause in Rosiu, zuerst rothe und grüne Mergel, hierauf längere Zeit vorwiegend plattige, graubläuliche und grünliche Sandsteine mit vielen, z. Th. dicken Calcitadern und hie und da mit unregelmässigen Sprüngen auf den Verwitterungsflächen; untergeordneter auch massiger geschichtete Sandsteine — mit einem Worte typische obereocene Bildungen, die hier jedoch fast nirgends im Schichtverbaude anstehen. Es bieten nämlich von der Rosiu-Klause bis zur Ursului-Mündung die flachen, zur Regenzeit entsetzlich aufgeweichten Ufergehänge fast keine Aufschlüsse.

Im Hangenden dieser Bildungen treten an der Mündung des Ursului-Baches Smilno-Schiefer im Schichtverbaude auf. Die Schichten sind schwach wellenförmig verbogen, z. Th. geknickt und fallen im Allgemeinen nach W. ein. Die dunkelbraunen, mergeligen, mit weissgelblichen bis gelblichbraunen Verwitterungsbeschlägen versehenen Schiefer erscheinen hier meist etwas gröber geschichtet und zeigen z. Th. muschlige Bruchflächen. Sie wechseln mit bis zwei Fuss dicken Bänken von harten, etwas kieseligen, dunkelbraunen Mergelkalken ab, die etwas breccienartig zerfallen. Kieselige Sandsteine und Hornsteine treten hier aber nirgends mehr auf, obwohl wir uns da genau im Streichen der im lutre Maguri-Thale typisch entwickelten unteroligoenen Schieferzone befinden.

Auf die Schieferzone folgen thalabwärts die massigen lichtbläulichen Borsa-Sandsteine, die auf vielen Stellen im Bachbette aufgeschlossen sind und flach, vorwiegend nach SW., einfallen. Sie engen stellenweise das Bachbett ein und verursachen Stromschnellen. Unterhalb der Einmündung des Plesinu-Baches beobachtet man in dem Sandsteincomplexe auch eine schmale Trennungszone von lichtgrauen Schiefen, die wohl mit jenen von D. Fagu u. s. w. (Borsa) zu identificiren sind.

Eine kurze Strecke oberhalb der Einmündung des Grebinului-Baches tritt wieder das Liegende der Borsa-Sandsteine, nämlich die Smilno-Schieferzone, auf. Man bemerkt hier stellenweise kleine Aufschlüsse von dunklen, dünnblättrigen Schiefen und ausserdem anfangs in dem dichtbewaldeten Terrain hie und da auch lose herumliegende Stückchen von typischen Hornsteinen.

An der Grebinului-Mündung kommen dann strzolkaartige Schichten zum Vorschein, die ich bereits dem oberen Eocen zurechne und die

bis zum krystallinischen Rande das Thal beherrschen. Diese Schichten sind ziemlich stark verbogen, verflächen jedoch im Allgemeinen nach SOS. bis O.

In dem nördlicher gelegenen Novicioru-Thale nehmen den mittleren Theil desselben, mit Ausnahme des früher beschriebenen schmalen Kreide- und Untereocenstreifens, sonst ausschliesslich die obereocenen Bildungen ein, die sich daselbst überall nur in einem sehr geringen Gesteinsmateriale verrathen, was eben für das typisch entwickelte Obereocen charakteristisch ist, indem dasselbe zur Bildung eines flach undulirten und beinahe aufschlusslosen Terrains hinneigt. Smilno-Schiefer wurden hier nirgends mehr, auch nicht in Spuren beobachtet.

Manches Interessante bietet das Novicioru-Thal in landschaftlicher Beziehung. Das flachhügelige, nasse Eocen-Terrain wird hier von steilen Gehängen hoch ansteigender Gebirgsmassen umsäumt. Beim Verlassen der Eocen-Landschaft wendet sich der in ihrem Bereiche langsam fliessende und von Erlenbeständen beschattete Novicioru-Bach plötzlich unter einem fast rechten Winkel nach Norden und durchbricht in einer felsigen, alpinen Schlucht die harten Gneissmassen des Greben-Novicioru-Zuges. Man kann sich kaum einen grösseren Terrain-Contrast denken als den, welchen die Gegend am mittleren Novicioru mit jener im W. und O. gelegenen darstellt.

Wie schon erwähnt, erreichen Smilno-Schiefer nicht das Novicioru-Thal. Ihrer Spur folgend sieht man, dass dieselben aus dem Novetiu-Thale, bei der Einmündung des Grebinulni-Baches, nach SO. streichen und das Vissó-Thal, kurz oberhalb von Felsó-Vissó, erreichen. Von da ziehen sie auf das linke Vissó-Ufer (südlich von Felsó-Vissó) hinüber, um dann, einen grossen Bogen beschreibend, zwischen Kőzep- und Alsó-Vissó wieder auf das rechte Ufer des Vissó-Flusses zu treten.

Wir sehen somit, dass sich die Schieferzone in ihrem Verlaufe hier überall — ähnlich so auch im Ruzspolyanaer Becken — auf eine auffallend regelmässige Art dem Rande des krystallinischen Gebirges anpasst, wie dies auch für die Borsa-Sandsteine und zum grossen Theile auch für die obereocenen Schichten zutrifft. Aeltere, d. i. untereocene und cretacische Ablagerungen dagegen erscheinen mehr einseitig längs dem Rande der beiden grossen krystallinischen Buchten vertheilt. (Siehe auch Karte, Taf. VI.)

Umgebung von Felsó-Vissó: Westgehänge des Prihodiel, unterster Lauf des Riu Vaser, von F. Vissó thalabwärts.

Im Liegenden der Smilno-Schiefer folgen an der vorher erwähnten Stelle, auf der rechten Thalseite des Vissó-Flusses — am Wege zu dem freundlichen Städtchen Felsó-Vissó — in einem höchst mangelhaft aufgeschlossenen Terrain zuerst mürbe, stark verwitterte, massige Sandsteine, die ich mit den Birtiu-Sandsteinen parallelisire und welche wir bald in der nordwestlichen Streichfortsetzung, in dem Scerisiora-Zuge, in viel mächtigerer Entwicklung antreffen werden.

Weiter gegen Felsó-Vissó machen sich auf der genannten Thalseite Schieferbildungen mit Bänkchen von festen, z. Th. kiesligen Sandsteinen bemerkbar, hierauf treten wieder die früheren massigeren Sandsteine auf, in deren Liegendem in einem kleinen, vom Prihodiel

kommenden Thaleinrisse aufgeschlossen, strzolkaartige Schichten, wie sie für das obere Eocen typisch sind, folgen.

Das Auftreten der erwähnten Schiefer mit kieseligen Sandsteinen ist für das Eocen jedenfalls befremdend und dürften dieselben auch wahrscheinlich einer kleinen Mulde von unteroligocenen Schieferbildungen entsprechen, wie wir auch solche Mulden in Kürze, in der Gegend nördlich von Felső-Vissó, im Hangenden von Eocensandsteinen beobachten werden. Es wurden hier jedoch diese, immerhin zweifelhaften Bildungen vorläufig noch beim Eocen belassen.

Im Liegenden der obereocenen strzolkaartigen Schichten treten hierauf auf dem weiteren Wege nach N. grau bis gelbbräunlich gefärbte, dichte und feste Mergelkalkschiefer, die z. Th. massiger entwickelt sind und an Ruinenmarmor erinnern, dann ähnliche graue feinglimmerige, mehr weniger plattige Mergelschiefer und hierauf im Liegendsten grobe Sandsteine und Conglomerate auf. Letztere lehnen sich im Riu-Thale schon an das krystallinische Gebirge an.

Die Mergelschiefer (und Mergelkalkschiefer), welche im Streichen gegen NW. an einigen Stellen, so im Flussbette des Riu Vaser, kurz oberhalb dessen Einmündung in den Vissó-Fluss, dann weiter im Vale Vinului u. s. w. aufgeschlossen sind und überall ganz flach nach SW. einfallen, sind als Vertreter der Nunmulitenformation und als den untereocenen Mergeln aus dem Novetiu-, Novicioru-Thale u. s. w. entsprechend zu betrachten. Sie scheinen hie und da auch Reste von nicht näher bestimmbar Versteinerungen zu enthalten. Stellenweise erscheinen sie auch etwas sandiger und mürber entwickelt, weshalb sie dann an die obereocenen Mergel, z. B. von der Piatra baici, erinnern, mit diesen indess nicht zu verwechseln sind. Die bräunlichen, z. Th. an Ruinenmarmor erinnernden Mergelkalke sind ebenfalls nur als eine locale Faciesbildung der untereocenen Schiefer zu betrachten und werden wir dieselben bald noch an anderen Stellen, in Verbindung mit den gewöhnlichen Mergelvarietäten, antreffen.

Der Umstand, dass im Liegenden der in Rede stehenden Mergelbildungen, im Riu Vaser-Thale flussaufwärts grobe Sandsteine und Conglomerate folgen, die petrographisch ganz den oberen Kreideablagerungen (wie wir dies gleich sehen werden) entsprechen, sowie, dass in der Gegend östlich von Ruszpolyana, in dem schmalen unmittelbar an das krystallinische Gebirge sich anlehenden Sandstreifen (in dessen unmittelbarem Hangend auch ähnliche Mergelbildungen auftreten), an einer Stelle obercretacische Fossilien vorgefunden wurden — spricht ebenfalls für das untereocene Alter dieser Mergel.

Es treten somit in der Umgebung von Felső-Vissó wieder ältere, u. z. untereocene und cretacische Ablagerungen auf, die von hier in einem schmalen Streifen den Rand des krystallinischen Gebirges bis in das Ruszpolyanaer Becken hinein begleiten.

Die erwähnten Liegend-Sandsteine und Conglomerate des Riu-Thales bieten eine kurze Strecke oberhalb von Felső-Vissó, insbesondere auf der rechten Thalseite, einige grössere Aufschlüsse. Sie erscheinen daselbst in mächtigen, felsige Abhänge bildenden Bänken und verflachen ziemlich sanft nach SW. Man sieht hier stellenweise sehr grobe Conglomeratlagen, die aus denselben Bestandtheilen zusammengesetzt sind,

wie jene im obersten Borsia-Thale (pag. 461). Unter den Conglomeratgeschieben, die hie und da eine Länge von 2 Fuss und darüber erreichen, beobachtete ich auch Rollstücke von Gneissen, die direct den höher im Riu-Thale anstehenden und in einem früheren Abschnitte beschriebenen Greben-Gneissen entsprechen — sowie auch die Einschlüsse von weissen, schön krystallinischen Kalken, die man in diesen Conglomeraten antrifft, von der gleich höher thalaufwärts anstehenden V. Pesti-Kalkzone herrühren dürften. Da ausserdem die groben Conglomeratlagen mit solchen von grobkörnigen Sandsteinen und feinkörnigeren Conglomeraten, und zwar mitunter mehrere Male in einer und derselben Bank abwechseln, wobei die Lagen parallel mit einander verlaufen (was ganz den Eindruck macht, als wären dieselben in einem bewegten, fliessenden Wasser zur Ablagerung gelangt), so drängt sich unwillkürlich die Vorstellung auf, dass dieselben den Flussgeschieben des Riu-Vaser ihren Ursprung verdanken und dass bereits zur Zeit ihrer Ablagerung das Riu-Thal annähernd in seiner heutigen Form bestand und beiläufig hier in ein jüngerer Kreidemeer mündete.

Es erinnert dies an ähnliche Verhältnisse, z. B. in den Eocen-schichten am Fusse des Himalaja in Ost-Indien.

Zu betonen wäre hier noch die Thatsache, dass sich sonst nur in wenigen Fällen die krystallinischen Geschiebe der Kreideconglomerate auf die im Gebiete anstehenden krystallinischen Gesteinsarten zurückführen liessen und dass sich ein ähnlicher Zusammenhang, wie der oben angegebene, nur seltener (speciell so auch bei den mitunter groben Conglomeraten der nordöstlicher gelegenen Kreidezonen) feststellen liess. Dasselbe dürfte auch mit Bezug auf die jüngeren, eocenen Conglomerate, die jedoch nirgends in einem zur genaueren Unterscheidung entsprechend groben Korne erscheinen, seine Geltung haben. Es ist daher wahrscheinlich, dass sich die Conglomeratbildungen vorwiegend aus entfernteren Gegenden ihr Material holten oder dasselbe vielleicht eher Gesteinsmassen entnahmen, die heute nicht mehr im Gebiete ausstehend zu finden sind.

Auffallenderweise wurden auch weder in den Conglomeraten des Riu-Thales, noch überhaupt irgendwo in den Conglomeraten der Kreide- und Eocenzeit Einschlüsse von Eruptivgesteinen und speciell auch nicht solche der jüngeren Andesite des Trojaga-Zuges vorgefunden, während letztere (Andesite) gleich tiefer unten bei Felső-Vissó an dem Aufbaue von mächtigen Diluvialterrassen einen wichtigen Antheil nehmen. Auf diesen Punkt werden wir übrigens später noch einmal zu sprechen kommen.

Die erwähnten groben Conglomeratbildungen des Riu-Thales treten jedoch im nordwestlichen Streichen von hier immer mehr zurück und herrschen bereits im V. Vinului in dieser Zone nur noch mehr oder minder grobe Sandsteine vor. Nach der entgegengesetzten Richtung dagegen reichen gröbere Conglomerate bis auf den Rücken des Dosu Lazuriloru hinauf.

Die mit den Conglomeraten vergesellschafteten groben Sandsteine sind meist licht graubräunlich gefärbt; sie führen gröberen Glimmer und weisen in der Regel einen sehr geringen Gehalt an Kalkbindemitteln auf. Sie erinnern überhaupt direct an die in der oberen Kreide

des Borsia-Quellgebietes verbreitete Sandsteinvarietät. Speciell habe ich daselbst ganz ähnliche Sandsteine, und zwar in Verbindung mit ähnlich entwickelten Conglomeraten, z. B. auf der Südseite des Ciarcanu (gleich anfangs auf dem Seitenrücken, der über 1492 Meter in das Borsia-Thal hinunterführt) beobachtet.

Aehnlich wie im Borsia-Gebiete, machen sich ferner auch hier, im Hangenden der Kreidegebilde, hie und da Blöcke und Gesteinsstücke von grauen Kalken der Nummulitenformation bemerkbar, so z. B. auf den südwestlichen Gehängen des D. Lucaciu (die fast gar keine Aufschlüsse bieten, von einem spärlichen verwitterten Gesteinsmaterial und ausserdem von grösseren Geröllmassen aufgelöset, ältester Diluvialterrassen bedeckt sind). Dieselben erscheinen hier überall durch Aufnahme kleiner Partikelchen von Quarz und grünen Schiefergesteinen in grösserer Menge, fein conglomeratartig entwickelt, wie auch dort ganz ähnliche Vorkommen in liegenden Lagen der Nummulitenkalke angetroffen wurden (pag. 461). Durch Herauswittern verursachen die kleinen Quarzpartikelchen höckerig-rauhe Oberflächen auf den Kalken, eine Erscheinung, die man auch anderswo und überhaupt fast immer bei dieser Varietät der Nummulitenkalke beobachtet und was an die betreffenden Varietäten der triadischen und selbst paläozoischen Kalke erinnert (pag. 449).

Diese Kalkbildungen, welche man wegen ihrer geringen Mächtigkeit sehr leicht übersehen kann, dürften Ueberresten von Schollen der Nummulitenformation entsprechen, die, wo sie typisch entwickelt ist, fast stets eine ganz schwebende Lage einzunehmen pflegt. Die tiefer im Thale bei Felső-Vissó im allgemeinen Schichtverbande stehenden untereoenen Ablagerungen zeigen dagegen, wie wir es früher sahen, eine von der Nummulitenformation nicht unwesentlich abweichende Faciesentwicklung, auf welche Erscheinung schon bereits vorher Nachdruck gelegt wurde.

Im Riu-Thale flussaufwärts herrschen gegen das Liegende des Kreidecomplexes ziemlich dickbankige, minder grobe, zum Theil auch feinkörnige und sehr feste, mitunter fast gar nicht brausende Sandsteine, die hie und da ganz kleine Aufschlüsse mit flach südwestlicher Neigung bieten und jedenfalls einem tieferen Kreidehorizonte — ob bereits der „unteren Kreidestufe“ bleibt fraglich — angehören.

Noch höher im Thale erreicht man schliesslich den Stirnrand des krystallinischen Lappens, an welchen die Kreideschichten gänzlich discordant anstossen dürften. Es spricht dafür vor Allem der Umstand, dass man knapp an der Grenze mit dem krystallinischen Gebirge grobe Hangend-Conglomerate oben auf dem Doss Lazuriloru und auf dem gegenüber am rechten Riu-Ufer gelegenen Rücken (bei 818 Meter), nicht aber auch im Thale selbst beobachtet.

Bezüglich der in Rede stehenden Kreidebildungen des Riu-Thales sagt v. Alth (l. c. pag. 11), dass die „mächtigen Felsen des groben Conglomerates“, welches „steil nach NW. fällt“, „den Neocombildungen entsprechen dürfte“, womit ich mich jedoch nach dem Dargestellten nicht einverstanden erklären kann, indem die groben hangenden Conglomerate (obere Kreidestufe), welche nach SW. verflachen, wohl dem Cenoman angehören.

Wir kehren jetzt noch nach Felső-Vissó zurück.

Gleich unterhalb der vorerwähnten groben Hangend-Kreideconglomerate treten am rechten Riu Vaser-Ufer diluviale Schotterablagerungen auf, die dann in grossen Terrassen das rechte Ufer des Vissó-Flusses bis unterhalb von Közep-Vissó begleiten und nur wenigen Punkten, und zwar nur anfangs, das Grundgebirge durchblicken lassen.

Erst an der Mündung des Porcului-Baches, vor Alsó-Vissó, wird das Grundgebirge von den Schotterterrassen befreit. Es treten dort, wie bereits früher erwähnt, unteroligocene Schieferbildungen zu Tage, die nach NW. verflächen. In ihrem Hangenden folgen flussabwärts massige Borsa-Sandsteine, auf deren Grunde, in dem gegen Westen nächstfolgenden Seitenthale des Morii-Baches, anfangs noch an wenigen Stellen die unteroligocenen Schiefer schmal aufgeschlossen zu sehen sind. Weiter flussabwärts beherrschen Borsa-Sandsteine, welche anfangs ebenfalls anormal nach NW. verflächen, auf der ganzen langen Strecke bis zu dem Dorfe Bisztra das Vissó-Thal.

Im Liegenden der Schieferzone von V. Porcului dagegen dürften flussaufwärts, am Podu Ciganului, die obereocenen massigen Sandsteine folgen, wie dies wenigstens nach den Verhältnissen zu schliessen ist, die wir bald in der nordöstlichen Streichfortsetzung beobachten werden.

Die an der Mündung des Porcului-Baches anstehende Schieferzone besteht vorzüglich aus dunklen bis fast schwärzlichen, mehr dünnplattigen und etwas flachmuschelartig brechenden Schiefen, die mit Bänken von ähnlich gefärbten, jedoch festeren und wohl kieselhaltigen Mergelkalken (ähnlich wie an der Ursului-Mündung im Novetiu-Thale) wechseln. Aus letzteren dürften sich eben die in anderen Gebietstheilen in der Schieferzone angetroffenen gelblichen, breccienartigen Kieselkalke entwickeln.

Dem Schiefercomplexe schalten sich ausserdem fast dichte, kalkhaltige Sandsteine in bis 1 Fuss dicken Bänken ein, die von geraden mit Calcit ausgefüllten Sprüngen durchzogen werden und die in kantige mehr weniger prismatische oder parallelepipedische Stücke zerfallen.

#### b) Ruszpolyanaer Becken.

Scerisiora-Zug, D. Prihodu und Lucaciu.

Die vorher an der Porcului-Mündung angetroffene Schieferzone zieht in nordöstlicher Richtung über D. Romanu auf die Scerisiora hinüber. Auf der Südseite der letzteren verquert man beim Herabsteigen über den von der Scerisiora direct sich nach S. abzweigenden Nebenrücken (gleich westlich von dem auf der Karte eingezeichneten Fusssteige) folgende Schichtcomplexe (Taf. VII, Fig. 3).

Im Liegend der die Kammhöhe einnehmenden Borsa-Sandsteine erreicht man auf dem genannten Zweigrücken bald die erwähnte, aus dem V. Porcului herüberstreichende unteroligocene Schieferzone. Man sieht hier typische, wie gewöhnlich zum Theil etwas mergelige Smilno-Schiefer, denen sich untergeordnet auch echte Hornsteine zugesellen. Die Smilno-Schiefer trifft man etwas tiefer am genannten Zweigrücken auch im Schichtverbande an, wo sie unter einem Winkel von 40 bis 50° nach NW., somit anormal, verflächen und in ihren liegenden Partien eine schmale Bank von Hornsteinen aufnehmen. Gleich darauf folgen im Liegenden massige Sandsteine, die nach unten einen steilen Abhang zusammensetzen und concordant unter die Schieferzone nach NW. einfallen.

Der Scerisiora-Sandstein — und als solcher soll letzterer der leichteren Uebersicht halber bezeichnet werden — ist lichtgrau gefärbt, fast glimmerarm, vorwiegend mittelfeinkörnig und von einem wenig festen Gefüge. Es erscheinen jedoch in demselben stets auch etwas grössere Körnchen von Quarz und grünlich gefärbten krystallinischen Gesteinen eingestreut. Im Streichen gegen NO. geht dieser Sandstein auch in mittelkörnige Conglomerate über, denen wir später, so z. B. im Kwasnica-Thale, begegnen werden.

Der Scerisiora-Sandstein (der, nach einem Handstück zu urtheilen, das ich in der k. k. geol. Reichsanstalt sah, an die Nummulitensandsteine von Pasiczna in Galizien erinnert) besitzt einen ziemlichen Gehalt an Kalkbindemittel, worauf schon die stellenweise auf den Verwitterungsflächen desselben zu beobachtenden weisslichen Kalktuffbeschläge hindenten. Calcitausscheidungen wurden jedoch nirgends in diesem Sandstein beobachtet, der im Allgemeinen dickbankig ist und dessen Bänke hie und da mit ganz schmalen Zwischenlagen von plattigen Sandsteinen und sandigen Schiefeln, mit verkohlten Pflanzenresten, wechseln.

Petrographisch steht der Scerisiora-Sandstein zunächst den Birtiu-Sandsteinen, mit welchen er auch seiner Lage nach demselben Horizonte, d. i. dem Obereocen angehört. Er ist auch nur als eine untergeordnete Varietät der Birtiu-Sandsteine zu betrachten.

Vom Fusse des erwähnten steilen, aus den Scerisiora-Sandsteinbänken bestehenden Rückens zieht sich dann direct nach S. ein niedriger und flacher Gebirgskamm hin, der über D. Prihodu und Lucaciu ununterbrochen bis in die Gegend von Felső-Vissó reicht und im O. vom V. Pesti, im W. vom V. Vinului begrenzt wird. Derselbe wird zum Theil von Wiesen und Feldern, zum Theil von ausgedehnten Haselnussbeständen eingenommen, welch' letztere in dieser Gegend überhaupt eine grosse Verbreitung erreichen. Auf diesem ganzen langen Kamme hat man überall nur mit einem spärlichen und stark verwitterten Gesteinsmateriale zu thun, was in Anbetracht des Umstandes, dass man gerade hier einem complicirteren Gebirgsbaue begegnet, schwer in die Waage fällt. Auch das parallel mit dem Gebirgskamme verlaufende V. Vinului bietet nur stellenweise und sehr mangelhafte Aufschlüsse.

Wir wollen nun jetzt, so weit es geht, versuchen, die geologischen Verhältnisse dieses Gebirgskammes kennen zu lernen.

Gleich südlich vom Fusse des erwähnten steilen Zweigrückens der Scerisiora (der sich, ähnlich wie auch der ganze Scerisiora-, D. Romannuzug — welcher auf dieser Seite einem grossen Schlichtkopfe entspricht, — plötzlich und steil über die viel niedrigeren südlichen Gebirgszüge erhebt) beobachtet man feine Schuttbildungen von Smilno-Schieferu, in deren Liegendem gegen S. zu wieder Scerisiora-Sandsteine zum Vorschein kommen (Taf. VII, Fig. 3). Gegen S. fortschreitend, verquert man weiter am Kamme abermals eine Zone von in Schutt aufgelösten Smilno-Schieferu mit lose herumliegenden Hornsteinen und Kieselsandsteinen.

Letztere sind auch im Streichen, im V. Vinului, in Menge anzutreffen, woselbst man an der Thalsohle Smilno-Schiefer hie und da auch anstehend, in ganz kleinen Aufschlüssen beobachtet.

Nach Verquerung dieser Schieferzone, die im südöstlichen Streichen mit der vorher an der Porcului-Mündung angetroffenen sich vereinigen dürfte, gelangt man wieder zu den liegenden Scerisiora-Sandsteinen, über denen sich weiter südlich am Kamme noch einmal Smilno-Schieferbildungen bemerkbar machen, bis man wieder zu Scerisiora-Sandsteinen kommt.

Im weiteren Verfolg des Kammes in südlicher Richtung erreicht man hierauf im Liegenden von Scerisiora-Sandsteinen eine Zone der bekannten untereocenen Mergel, die hier zum Theil auch massiger entwickelt sind und an Ruinenmarmor erinnern. Im Liegenden dieser Mergel folgen schliesslich wieder Sandsteine, die sich im S. schon unmittelbar an das krystallinische Gebirge anlehnen und die ich bereits der oberen Kreidestufe zuzähle. Es treten auch über den letzteren Sandsteinen, und zwar dem krystallinischen Gebirge näher, hie und da Blöcke und Gesteinsstücke von feinen Nummulitenkalk-Conglomeraten auf, wie solche eben an der Basis der Nummulitenkalke vorzukommen pflegen und die hier kleinen Ueberresten von Nummulitenkalk-Schollen entsprechen dürften. (Vergl. auch pag. 477.)

Die erwähnten Kreidesandsteine sind vorwiegend massig entwickelt. Man beobachtet hier jedoch auch kalkhaltige, geaderte und plattige, mit einem Worte strzolkaartige Sandsteine, wie man solche im ganzen Kreidecomplexe der südlichen Sandsteinmulde (die sich im Allgemeinen durch ihren geringen Kalkgehalt auszeichnet) in der Regel vermisst. Andeutungen von ähnlichen Schichten im äussersten Hangenden des Kreidecomplexes haben wir bereits vorher im oberen Borsia-Thale beobachtet (vergl. pag. 462) und sind ähnliche Bildungen auch noch hier anderswo, so z. B. auf den südwestlichen Gehängen des D. Lucaciu, in dem vorher beschriebenen Kreidestreifen, stellenweise anzutreffen. Da man nun diesen Bildungen in den letztgenannten Fällen auch an solchen Stellen begegnet, wo sonst keine Eocenschichten vorkommen, so sind sie umso wahrscheinlicher als noch der Kreidè angehörig zu betrachten als dieselben auch in einem engeren Zusammenhange mit der letzteren, als irgendwo mit dem Eocen stehen. Folgendes Beispiel aus dem bereits ausserhalb des Aufnahmegebietes gelegenen Thale der Goldenen Bistritz (am Wege in die Bukowina) dürfte auch diese Ansicht direct bestätigen.

Im genannten Thale herrschen auf der Strecke von der Bistritz-Klaue (bei 1159 Meter) bis kurz unterhalb der Einmündung des Lali-Baches (oberhalb von 1005 Meter) ununterbrochen Sandsteine und Conglomerate der Kreideformation. Ueber denselben tritt an einer Stelle, und zwar oberhalb der Einmündung des Mesimului-Baches, auf der linken Thalseite, eine Scholle von Nummulitenkalken auf, welche nach unten in ein feineres Conglomerat übergehen. Im Liegenden dieser Eocenscholle, d. i. im äussersten Hangenden des Kreidecomplexes, gehen nun die Kreidegebilde in kalkhaltige strzolkaartige Schichten von einer ganz geringen Mächtigkeit über.

Im Allgemeinen erreichen die fraglichen Schichten, die jedoch möglicherweise auch einen Uebergang von der Kreide zum Eocen darstellen, stets eine sehr geringe Mächtigkeit und scheinen nur ganz local im äussersten Hangenden des Kreidecomplexes vorzukommen. Aehn-



lichen und noch typischer entwickelten Bildungen werden wir in grosser Verbreitung erst in der unteren Kreideformation der nördlichen Sandsteinzone begegnen. Hier, in der südlichen Sandsteinmulde aber, in welcher sich die Kreideschichten, wie schon erwähnt, durch ihren allgemein geringen Kalkgehalt auszeichnen, würde man ähnliche Bildungen am ehesten im Obereocen oder in noch jüngeren Formationen vermuthen. (Vergl. auch pag. 463 u. f.)

Setzt man den früheren Weg auf dem kystallinischen Rücken des D. Lucaciú gegen Felső-Vissó fort, so erreicht man bald wieder eine schmale Kreidescholle, über der hie und da auch Blöcke von feinen Nummulitenkalk-Conglomeraten lagern.

Was nun den Bau der eben beschriebenen Gegend anbelangt, so ist nach dem Gesagten mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass der lange Gebirgskamm des D. Prihodu einigen sanften, aus Scerisiora-Sandsteinen gebildeten Wellen entspricht, deren Synkinalen von Smilno-Schiefern leicht-muldenförmig ausgefüllt werden, wie dies auch im Prof. Fig. 3 zum Ausdruck gebracht wurde. Der Umstand, dass die Scerisiora-Sandsteine weiter nördlich, nämlich an der Scerisiora selbst, eine viel grössere Mächtigkeit wie am D. Prihodu erreichen, kann nicht befremden, da man sich im letzteren Falle, wo auch die untereocenen und cretacischen Schichten verhältnissmässig nur ganz schmal entwickelt erscheinen, dem alten Strande näher befindet, während der Scerisiora-Zug, als mehr gegen die Mitte des Ruszpolyanaer Beckens vorgerückt, Ablagerungen grösserer Meerestiefen entspricht. Ausserdem ist es auch sehr wahrscheinlich, dass der langgedehnte Scerisiora-D. Romanu-Gebirgszug, der, von SO. gesehen, etwa als ein dachförmiges Gebirge (in einigem Gegensatze zu der flacheren Gebirgsform der oberoligocenen Borsa-Sandsteine) zu bezeichnen wäre, und welcher, der Schichtneigung entsprechend, anormal von NO. nach SW. streicht — als ein Aufbruch zu betrachten ist. Die vermuthete Aufbruchlinie dürfte mit dem südöstlichen Steilrande dieses Gebirgszuges correspondiren (vergl. Taf. VII, Fig. 3). Es weist darauf, abgesehen schon von den allgemeinen und eigenthümlichen Terrainverhältnissen, vor Allem auch der Umstand hin, dass fast unmittelbar am Fusse des südlichen Zweigrückens der Scerisiora — dessen steilen Abhang, wie schon früher gesagt wurde, Schichtköpfe von widersinnig, d. i. nach NW. verflächenden eocenen Sandsteinen zusammensetzen — eine schmale Mulde von Smilno-Schiefern auftritt. Diese Aufbruchlinie dürfte von dem Kwasnica-Thale (SO. von Ruszpolyana) bis in das obere Thal des Vinului-Baches reichen, um sich dann weiter gegen SW. zu verlieren, nach welcher Richtung hin sich auch schliesslich die beiden Smilno-Schieferzonen, wie dies schon vorher vermuthet wurde, vereinigen dürften.

Wir setzen jetzt das Profil von der Scerisiora auf die andere Seite nach N., in das Rika-Thal hinüber fort.

Umgebung von Ruszpolyana: Myzika- und Pentaja-Thal, Bucht von Menciul, Kwasnica-Thal.

Auf der Sattelhöhe im W. von dem Scerisiora-Gipfel (1125 Meter) herrschen Borsa-Sandsteine, die westlich von hier, im Maximów-Zuge, eine grosse Mächtigkeit erlangen. In ihrem Liegenden erreicht man

beim Herabsteigen längs dem Myzika-Bache, an der obersten Bachtheilung, typische Smilno-Schiefer mit Hornsteinlagen, die im nordöstlichen Streichen am Kaminec eine grössere Verbreitung finden, hier dagegen nur wenig aufgeschlossen sind. Es folgen nämlich über denselben thalabwärts gleich wieder typische Borsa-Sandsteine, die nach NW. unter die Alluvialbildungen des Rika-Thales (auf welchen Ruszpolyana steht) einfallen, um dann am rechten Rika-Ufer ein entgegengesetztes Verfläichen, so am Usni-Rücken nach S. mit einer schwachen Ablenkung nach W., anzunehmen (Taf. VII, Fig. 3).

Es entspricht somit das Thal von Ruszpolyana, ähnlich wie jenes von Borsa, einer wirklichen Synklinale.

In dem hinter dem schmalen Usni-Rücken sich hinaufziehenden Pentaja-Thale (O. von Ruszkirwa, recte Krywe) erscheinen eine kurze Strecke bachaufwärts die Borsa-Sandsteine auffallend dünnbankig und in einer sehr steilen, zum Theil etwas verworfenen Schichtstellung. Es macht dies anfangs einen befremdenden Eindruck, doch sieht man bald, wie sich aus den besagten Schichten gleich höher thalwärts allmählig wieder typische, dickbankigere Borsa-Sandsteine entwickeln.

Dieser Fall steht übrigens nicht allein da. Es wurden nämlich auch an anderen Stellen, so z. B. auf dem Wege von Borsa nach Felső-Vissó, im Vissó-Thale u. s. w., hie und da ähnliche dünnbankigere Sandsteinschichten im Complexe der Borsa-Sandsteine selbst beobachtet, die daher nur als locale und nicht näher zu berücksichtigende Faciesänderungen der in der Regel massig entwickelten oberoligocenen Sandsteine zu betrachten sind.

Im Liegenden der Borsa-Sandsteine tritt hierauf im Pentaja-Thale bachaufwärts eine, nur im Bachbette selbst aufgeschlossene Zone von festen kalkreichen, dunkelgrauen Sandsteinen, die mit Schieferen wechseln, auf. Die Sandsteine sind von geraden, meist mit Calcit ausgefüllten Sprüngen durchsetzt und zeigen auf den Verwitterungsflächen hie und da hieroglyphenartige Protuberanzen bis gröbere Hieroglyphen. Sie zerfallen in plattige, vorwiegend jedoch kistchenförmige und bis über 1 Fuss grosse Gesteinsstücke. Hie und da fanden sich in dieser Zone auch einzelne Gesteinsstücke von echten Kieselsandsteinen mit glasigen Bruchflächen vor.

Obwohl dieser Gesteinszone typische Smilno-Schiefer, Hornsteine u. s. d. gänzlich fehlen, so betrachte ich dieselbe dennoch, mit Rücksicht auf ihre Lage nämlich, als das Liegende von Borsa-Sandsteinen, sowie auf Grund der früher, so z. B. im V. Hotarului gemachten Erfahrungen, als ein Aequivalent der unteroligocenen Schieferbildungen. Es folgen da auch andererseits im Liegenden dieser Zone thalwärts typische Scerisiora-Sandsteine, hierauf untereocene Mergelschiefer, resp. plattige Mergelkalke — so dass hier die Reihenfolge der Gesteine vom Oberoligocen bis hinab in das Untereocen als eine vollständige erscheint (Taf. VII, Fig. 3).

Die letztgenannten Mergelschiefer lehnen sich ihrerseits bereits unmittelbar an das krystallinische Gebirge an. Sie erscheinen im Pentaja-Thale nur in einer geringen Mächtigkeit, indem sie hier nur das Ausgehende einer Zone darstellen, welche nach der anderen Richtung, nämlich gegen SO., immer mehr an Mächtigkeit gewinnt.

So erreichen die Mergel insbesondere am unteren Laufe des Bargyi-Baches eine grosse Verbreitung und setzen daselbst ziemlich hohe und steile Felsgehänge zusammen. Wie dies gewöhnlich der Fall ist, sind sie grau, mit einem Stich in's Grünliche oder Bläuliche, stellenweise aber auch roth gefärbt (pag. 466). Sie nehmen hie und da in liegenderen Partien feinere Geschiebe von krystallinischen Gesteinen auf und übergehen so in Conglomerate, wie man dies z. B. am Südfusse des Archeza-Rückens (NO. von Ruszpolyana) beobachtet.

Noch weiter gegen SO. verschmälert sich jedoch die in Rede stehende Mergelzone auch nach dieser Richtung allmählig immer mehr. In ihrem Liegenden kommt dann auf der Westseite des Menciul ein schmaler Streifen von Sandsteinen und Conglomeraten der oberen Kreidestufe zum Vorschein. In demselben fanden sich nun, gleich nordöstlich von der Sattelhöhe 1059 Meter in einem vorwiegend feinkörnigen Sandstein auch einige Exemplare der *Exogyra columba* Lam. und ausserdem ein nicht näher bestimmbarer Seeigel vor (vergl. pag. 465).

Im Hangend der untereoenen Mergelzone auf der Westseite des Menciul treten dagegen thonige, sich weich anfühlende, z. Th. auch dunkler gefärbte Schiefer auf, die mit Bänkchen von plattigen, strzolkaartigen Sandsteinen wechseln.

Diese Schichten, welche mit Bezug auf ihre Faciesentwicklung wie auch Lage mit den obereocenen strzolkaartigen Schichten von Gura Funtini im Borsia-Thale zu parallelisiren sind und die beim ersten Anblick, wie dies ähnlich auch dort der Fall war, eher an eine unteroligocene Schieferzone erinnern, erreichen da eine ziemlich bedeutende Mächtigkeit, indem sie zum grössten Theile die zungenförmige Tertiärbucht an der Westseite des Menciul — gegen den Menciulinski-Berg zu — ausfüllen. Massigere Sandsteinbildungen erlangen hier nur eine untergeordnete Verbreitung und es dominiren in der Streichfortsetzung dieser Zone auch noch am rechten Ufer des Rika-Flusses strzolkaartige Schichten. Erst weiter im Streichen, so im Pentaja-Thale und andererseits am D. Prihodu erscheint das Obereocen, und zwar, wie wir dies vorher gesehen haben, dann schon ausschliesslich durch massige Sandsteine (Scerisiora-Sandsteine) repräsentirt.

Vom Menciul in südwestlicher Richtung dem Rande des krystallinischen Gebirges folgend, trifft man im Kwasnica-Thale, im Hangenden der krystallinischen Schichten dickbankige Conglomerate und Sandsteine der oberen Kreidestufe an. Letztere sind z. Th. auch feinkörniger entwickelt und erinnern an den Typus der *Exogyra*-Sandsteine.

Von hier ziehen die Kreidebildungen in einem allmählig sich verengenden Streifen weiter nach SW. durch das Vale Pesti hinüber auf den D. Prihodu. Auf dieser ganzen Strecke werden sie im Hangenden von untereoenen Mergeln begleitet.

Im erwähnten Kwasnica-Thale beobachtete ich in der untereoenen Mergelzone auch noch einige frei herumliegende Blöcke der bekannten feinen Nummulitenkalk-Conglomerate mit Verwitterungsflächen, die von herausgewitterten Quarzstückchen höckerig rauh sind. In denselben fanden sich hie und da auch einzelne Nummuliten und noch andere nicht näher bestimmbare Fossilreste vor. Da diese Kalkbildungen nirgends im Schichtverbande anzutreffen waren, so ist es schwer zu

entscheiden, ob dieselben hier einst mit den Mergeln zusammenhängten (pag. 461), oder aber höher gelegenen, schwebenden Nummulitenkalkschollen entstammen und nur hierher herabgerollt sind (pag. 466 u. 477). Weiter im südwestlichen Streichen wurden ähnliche Kalkbildungen erst am D. Prihodu beobachtet.

Wir setzen jetzt den Durchschnitt im Kwasnica-Thale von der Mergelzone bachabwärts fort. Leider bieten die Thalgehänge längere Zeit keine Aufschlüsse. Erst unterhalb der im ersten Abschnitte erwähnten Geröllinsel von krystallinischen Gesteinen tritt eine schmale Zone von unteroligoenen Bildungen zu Tage, die eine ganz analoge Entwicklung zeigt wie jene im Pentaja-Thale und die hier eine muldenförmige Lage — ähnlich den im Streichen am D. Prihodu gelegenen Schiefermulden — einnehmen dürfte.

Einer ähnlichen, und zwar typischer entwickelten Schiefermulde begegnet man auch noch vorher am Südgehänge des Menciulinski. Es wurden nämlich in dem daselbst in die Kwasnica einmündenden kleinen Seitenbache Stücke von Smilno-Schiefern, Kieselsandsteinen und auch solche von ziemlich typischen Hornsteinen angetroffen.

Bachabwärts sind im Kwasnica-Thale erst wieder unterhalb der starken Krümmung des Baches nach N. anstehende Schichten zu sehen. Es sind dies massige Scerisiora-Sandsteine, die nach NW. verflachen und die hier häufig in feinere Conglomerate übergehen.

Wir sehen somit, dass auch quer auf das Streichen — was übrigens häufiger zutrifft — die Schichten ihre Facies wechseln, indem im äussersten Ende der Bucht von Menciul das obere Eocen aus strzolkartigen Schichten, am unteren Ende des Kwasnica-Thales aus Scerisiora-Sandsteinen besteht.

Krywe-Thal, Vezi-Tomnatecu-Zug, Krasna-(Frumsieva)-Thal und das Thal des Bystry potok.

Aus der Umgebung von Ruszpolyana wenden wir uns jetzt nach NW., um über Berg und Thal bis nach Rona polyana, an der Vereinigung des Vissó mit dem Theiss-Flusse, zu gelangen und so die Beschreibung des nordwestlichen Theiles des Ruszpolyanaer Kreidetertiärbeckens zu beschliessen.

Wie es im Vorhinein erwähnt werden soll, werden wir in diesem Theile des Beckens einer z. Th. wesentlich anderen Formationsvertheilung, bei wohl häufig discordanter Lage der einzelnen Formationen gegen einander begegnen. Die oberoligoenen Sandsteine, welche, ähnlich wie in dem Borsa-Becken, auch hier eine grosse Mächtigkeit erreichen, lehnen sich meistens unvermittelt an cretacische, resp. untereocene Bildungen an. In Fällen aber, wo in ihrem Liegenden die unteroligoene Schieferzone zu Tage tritt (welche hier fast überall in der bekannten abweichenden Facies, als strzolkartige Schichten nämlich, entwickelt erscheint) lehnt sich auch diese dann stets unvermittelt an cretacische, resp. untereocene Bildungen an. Von der Kreide treten nur tiefere Horizonte auf und fehlt hier auch das Obereocen gänzlich.

In dem gleich westlich vom Pentaja gelegenen Krywe-Thale herrschen bachaufwärts bis an den krystallinischen Rand ausschliesslich Borsa-Sandsteine. Dieselben erscheinen gegen das Liegende,

schon in der Nähe des krystallinischen Gebirges, ganz dünnbankig und fallen sehr steil nach SW. ein. Dieser dünnschichtigen Facies des Oberoligocens, die überhaupt an liegendere Horizonte der Borsa-Sandsteine gebunden zu sein scheint, haben wir schon vorher, so z. B. am Eingange in das Pentaja-Thal, begegnet.

Nordwestlich vom Krywe-Thale tritt im Liegenden der Borsa-Sandsteine bald eine schmale Kreidezone auf, die hierauf in ihrem weiteren Verlaufe gegen NW. wieder allmählig auskeilt. Letztere verquert man in ihrer grössten Breite auf dem, vom Tomnatecu (1621 Meter) nach S. zum Vezi-Berge führenden Sattel.

Auf diesem Sattel treten zu unterst, über dem Krystallinischen, sehr feste quarzreiche, hie und da röthlich gefärbte Conglomerate auf, die wir später im Vissó-Thale in grosser Mächtigkeit antreffen werden. Auf dieselben folgen südlich ziemlich dünnbankige, z. Th. plattige Sandsteine mit schiefrigen Zwischenlagen, die gegen das Hangende mit Bänken von massigeren, festen Sandsteinen, welche auch in feinere Conglomerate übergehen, wechseln.

Letztere Bildungen parallelisire ich mit den Hieroglyphenschichten des Borsia-Thales. Dieselben wären somit der unteren Kreidestufe zuzuzählen, wohin ich auch noch ihr Liegendes, die festen Conglomerate, die als der bis jetzt tiefste Kreidehorizont zu betrachten sind, hinstelle.

Ueber den letztgenannten Kreideschichten lagern hierauf unmittelbar oberoligocene Borsa-Sandsteine, welche an dem gleich südlich gelegenen Gipfel von Vezi (1324 Meter) nach SW., weiter südwestlich aber, am Vrf Tomnatecu (1158 Meter) entgegengesetzt, nämlich nach NO. verfläichen.

An den beiden genannten Bergen, insbesondere aber am Vrf Tomnatecu, erscheinen die Sandsteine von einem vorwiegend festeren Gefüge, als wie dies sonst bei den Borsa-Sandsteinen der Fall zu sein pflegt und was hier, in diesem Gebietstheile, auch noch auf anderen Stellen zu beobachten sein wird.

Diese an und für sich so geringfügige Modification des Sandsteins bedingt dennoch schon eine, von dem allgemeinen landschaftlichen Charakter des oberoligocenen Terrains abweichende Gebirgsform, nämlich etwas kühner emporstrebende steilere Gipfelkämme von z. Th. felsiger Beschaffenheit.

In dem westlich von hier gelegenen Krasna-(Frumsieva-) Thale dagegen, bis wohin auch noch die frühere Kreidezone streicht, tritt im Hangenden der letzteren, an der oberen Hauptgabelung des Thales, zum ersten Male nach dieser Richtung hin eine schmale Zone von unteroligocenen Bildungen zu Tage. Es sind dies dunkle Schiefer, die mit Bänken von grauen bis ziemlich dunklen, festen und sehr kalkhaltigen, meist strzolkaartigen Sandsteinen wechseln. Ueber ihnen folgen bachabwärts Borsa-Sandsteine, die dann das genannte Thal auf der ganzen Strecke bis zu dessen Vereinigung mit dem Vissó-Thale beherrschen, stellenweise sehr massig entwickelt sind und flach nach SW. einfallen.

Tiefer unten in diesem Thale, kurz oberhalb der Thalsohllhöhe 469 Meter, erscheint noch an einer Stelle im Liegenden der Borsa-Sandsteine eine ganz schmal aufgeschlossene Zone von vorwiegend dunkel gefärbten Schiefen. Dieselben sind um so wahrscheinlicher als unter-

oligocen zu bezeichnen, als in ihrem Streichen, in dem gleich westlich gelegenen, vom Dosu Checiurtii kommenden Seitenthale, unteroligocene Bildungen (darunter auch feste, in eubische oder prismatische Stücke zerfallende Sandsteine) eine grössere Verbreitung finden.

Aus dem letzteren Seitenthale ziehen die genannten unteroligocenen Bildungen in einer schmalen Zone über Dosu Checiurtii nach NO. in das Thal des Bystry potok hinüber, um hierauf in ihrem weiteren, halbkreisförmigen Verlaufe das obere Krasna-Thal an der vorher angegebenen Hauptgabelung dieses Thales zu erreichen.

Bevor wir das Bystry-Thal begehen, sei noch früher erwähnt, dass sich im Complexe der Borsa-Sandsteine, an mehreren Stellen in der Gegend, lichte, etwas mergelige Schiefer vorfanden, die jedoch niemals im Schichtverbande und stets nur sozusagen in Spuren anzutreffen waren; so z. B. auf der Nordseite des Krulliak im SO. vom Vezi-Berge, dann auf der Westseite des Vrf Tomnatecu, ferner auf dem vom Dosu Checiurtii zum Paltinu mare führenden Sattelkamme u. s. w. Dieselben dürften wohl der oberoligocenen Schiefer-Zwischenzone von D. Fagu (pag. 470) entsprechen.

Wir folgen jetzt über Dosu Checiurtii der unteroligocenen Schieferzone gegen NO. in das Bystry-Thal hinüber.

In diesem Thale treten bachabwärts im Liegenden der genannten Schieferzone plattige und lichtgraue, zum Theil aber auch roth gefärbte Mergel auf, die nur eine geringe Mächtigkeit erreichen und der bekannten Facies des unteren Eocens entsprechen. Im Liegenden der letzteren kommen hierauf graue, feinglimmerige und vorwiegend plattig entwickelte Sandsteine mit untergeordneten Schieferzwischenlagen zum Vorschein, die unten, thalabwärts, mit feineren Conglomeratbildungen in Zusammenhang treten. Auf den Verwitterungsflächen der plattigen Sandsteine erkennt man hie und da auch wie verwischte Hieroglyphen. Es sind dies mit einem Worte die Hieroglyphenschichten der unteren Kreidestufe, in deren Liegendem hierauf bachabwärts krystallinische Gesteine, die hier lappenförmig nach S. vorgreifen, folgen.

Nach Verquerung dieses krystallinischen Lappens erreicht man bachabwärts wieder Kreidebildungen. Es sind dies mittel- bis sehr grobkörnige und meist sehr feste Conglomerate, die in mächtigen, felsige Gehänge bildenden Bänken erscheinen.

Diese Bildungen, die zum Theil auch breccienartig entwickelt sind, zeigen stellenweise eine röthliche Färbung und erinnern einigermaßen an die paläozoischen Verrucanogebilde. Sie dürften, ähnlich wie jene an der Südseite des Tomnatecu (1621 Meter) der tiefsten Stufe des Kreidecomplexes entsprechen. Wir werden sie in Kürze wieder im Vissó-Thale antreffen und dort noch näher beschreiben.

Thalabwärts gehen dieselben gegen das Hangende in mittelgrobkörnige, theilweise grünlich gefärbte Conglomerate über, welche letztere mit groben, glimmerhältigen und grünlich gefärbten Sandsteinen in Verbindung stehen. Hierauf folgen die bekannten, das Hangende der untern Kreidestufe bezeichnenden Hieroglyphenschichten und über letzteren thalabwärts dunkelgraue, etwas sandige Kalksteine.

Ueber den dunklen Kalksteinen, die nur eine relativ geringe Mächtigkeit erreichen, treten, nur schmal entwickelt, plattige Mergel

auf, die ich zusammen mit den ersteren dem unteren Eocen zurechne. Im Hangenden der Mergel aber, die im östlichen Streichen von hier bis fast auf den Kamm des Dosu Checiurtii reichen, folgen auf der linken Thalseite unvermittelt die massigen oberoligocenen Sandsteine.

Die erwähnten dunklen Kalksteine, die wir bereits in ganz ähnlicher Ausbildung im unteren Eocen des Borsa-Beckens an mehreren Stellen angetroffen und bezüglich welcher wir dort gesehen haben, dass sie im Streichen direct in typische Nummulitenkalke übergehen (pag. 465 u. f.), führen hier zerstreute und ganz kleine, mitunter fast nur punktförmige Einschlüsse von krystallinischen Schiefern, die fast immer grün gefärbt sind (Chloritschiefer?) — und was ebenfalls als für das Eocen charakteristisch zu betrachten ist. Gleich westlich im Streichen werden nun auch hier die dunklen Kalksteine sehr vorwiegend von typischen Nummulitenkalkbänken ersetzt, welche letztere auf der rechten Thalseite des Bystry-Baches felsenbildend auftreten und daselbst auch zum Theil in feinere Conglomerate übergehen.

In den genannten Nummulitenkalkbänken fanden sich im westlichen Streichen von hier, und zwar in dem Nebenthale, das in Bisztra, gleich unterhalb der Bystry-Mündung (370 Meter), das Vissó-Thal erreicht, stellenweise ziemlich zahlreiche Versteinerungen vor, die nach einer Bestimmung von Seite des Herrn Vacek folgende Formen umfassen:

*Operculina complanata* Defr.

? *Orbitoides nummulitica* Gümb.

*Textilaria* sp.

*Nummulites* sp., kleine dicke Form aus der Gruppe der *striata*.

Geht man von der Stelle, wo der Bystry potok in den Vissó-Fluss mündet (370 Meter), über den direct von dort nach N. zum Menezul führenden Seitenrücken, so verquert man folgende Schichtcomplexe.

Das südliche Ende dieses Rückens nehmen ziemlich steil nach S. verflächende, oberoligocene Sandsteine ein, die hier in der bekantesten festeren Gesteinsvarietät erscheinen (pag. 485). In ihrem Liegenden folgen nördlich, auf der sattelförmigen Vertiefung des Rückenkamms, unteroligocene Schieferbildungen, die sich nur in einem geringen Schuttmateriale bemerkbar machen.

In dieser Schieferzone, die sowohl nach O. wie W. auskeilt, wurden nun auf dem gleich westlich gelegenen Rücken (nördlich von der kleinen oberoligocenen Sandsteinkuppe 562 Meter) auch Stücke von kieseligen Sandsteinen und typischen Hornsteinen beobachtet.

Im Liegenden der unteroligocenen Schieferzone sieht man hierauf, am ersterwähnten Rücken gegen N. fortschreitend, plattige Mergelkalke und gleich darunter felsenbildende dichte Nummulitenkalkbänke. Auch diese Zone der Nummulitenformation, die wir bereits kurz vorher im östlichen Streichen, im Bystry-Thale, angetroffen haben, keilt gegen W. rasch aus.

Das Liegende der Nummulitenformation aber nehmen die mehrfach erwähnten Hieroglyphenschichten der unteren Kreidestufe (in denen man, ähnlich wie in früheren Fällen, auch hier nirgends Calcitabscheidungen bemerkt) ein, wie man dies deutlich in dem gleich östlich, auf der rechten Seite des Bystry potok gelegenen Thaleinrisse sehen kann. Im

letzteren Thaleinrisse folgen hierauf bachaufwärts die Conglomerate des liegendsten Kreidehorizontes.

Für die nähere Beurtheilung der Art und Weise, wie hier die erwähnten Formationen über einander lagern, liefern die mangelhaften Aufschlüsse keine sicheren Anhaltspunkte. Es scheinen dieselben jedoch bei einer allgemein südlichen Einfallsrichtung, von der Kreide bis zum Unteroligocen hinauf, discordant über einander zu folgen, indem sich unmittelbar an die untere Kreidestufe die Nummulitenformation (welche, wie dies die Regel, auch hier eine wenigstens z. Th. schwebende Lage einzunehmen scheint, vergl. pag. 464, 477 u. s. w.), an letztere die unteroligocene Schieferzone anlagert und andererseits gleich im Streichen gegen W. sogar das Oligocen unvermittelt, wie schon oben erwähnt, an die untere Kreidestufe, und zwar an den tiefsten Horizont derselben, anstosst. (Vergl. auch Karte Taf. VI.)

In ähnlicher Weise dürften sich auch überhaupt auf der ganzen bis jetzt beschriebenen Strecke von Ruszpolyana bis Bisztra, die tertiären Bildungen im N. discordant dem älteren Gebirge anlagern und dürfte andererseits auch in deren Bereiche selbst eine z. Th. discordante Schichtstellung platzgreifen. Es ist anzunehmen, dass bereits zu Beginn der untereocenen Zeit die cretacischen Ablagerungen gehoben waren und die Hebung auch noch nach der Ablagerung der Nummulitenformation fort dauerte. Während der darauf folgenden ober-eocenen Zeit dürfte eine Pause eingetreten sein, da hier überall ober-eocene Bildungen fehlen und trat erst wieder in der Oligocenzeit das Meer bis hier heran.

#### Vissó-Fluss von Bisztra thalabwärts bis Rona polyana.

Am unteren Ende des kleinen Dorfes Bisztra wird das Grundgebirge auf der rechten Thalseite durch ziemlich mächtige Terrassenbildungen verdeckt. Erst wo dieselben thalabwärts aufhören, treten auf der rechten Thalseite (der wir bis Rona polyana folgen werden), in einem ganz kleinen Aufschlusse an der Strasse blosgelegt, graugrünlich und roth gefärbte plattige Mergel auf, die ein südwestliches Verflächen zeigen und als typische Faciesbildungen des unteren Eocens zu bezeichnen sind. Hierauf bieten die Thalgehänge eine kurze Strecke flussabwärts wieder keine Aufschlüsse. Wo hierauf ein kleiner Bach von NO. kommend einmündet, kommen grobe, roth gefärbte Conglomerate der untersten Kreidestufe im Schichtverbande zum Vorschein.

Diese Conglomerate umfassen stellenweise Geschiebe von Kopfgrösse und darüber. Letztere bestehen aus krystallinischen Schiefen, die hie und da im Bereiche des Conglomeratecomplexes kleine Schuttbildungen veranlassen, welche man leicht beim ersten Anblick für ein Aufbrechen des krystallinischen Grundgebirges nehmen könnte — wie letzteres auch thatsächlich thalabwärts der Fall sein wird — während sie hier gewiss nur grossen blockförmigen Einschlüssen von krystallinischen Schiefen entsprechen. In den Conglomeraten beobachtet man ausserdem Einschlüsse von feinkrystallinischen, weissen und graubläulichen; dann solche von festen, röhlichen, dichten (jurassischen?) Kalken; ferner schwärzliche Kieselschiefer u. s. w.



Als Hauptbestandtheil dieser Conglomerate erscheinen jedoch Geschiebe von röthlichen, grobkörnigen Gneissen und grünen Schiefern.

Nach einem Schriff bestehen erstere aus Quarz, zersetztem Feldspath und Glimmer (Biotit); im Quarz erscheint als Seltenheit Turmalin. Dieser Gneiss erinnert nun direct an den turmalinführenden aus der oberen Schieferabtheilung im Pesti-Bachgebiete (pag. 391).

Die grünlichen Gesteine aber erweisen sich in Schliffen als sehr quarzreiche, Feldspath und rhomboedrische Carbonate führende Gneisse, die grünen Biotit enthalten, sehr reich an kleinen farblosen Epidot sind und sonst den Albitgneissen entsprechen, wie wir solchen vorher in der mittleren krystallinischen Schieferabtheilung, so z. B. im Riu Vaser-Gebiete, häufig begegnet haben. (Vergl. auch pag. 476.)

Am Grunde der mächtigen Conglomeratmassen, die im Allgemeinen nach SW. einzufallen scheinen, tritt dann thalabwärts an zwei Stellen das krystallinische Grundgebirge in schmalen Aufbrüchen zu Tage. (Siehe Karte VI.)

An der Einmündung des ersten grösseren, von Menezul kommenden Baches (unterhalb der Thalsohlhöhe 361 Meter), erscheinen die stets sehr festen Conglomerate mehr mittelkörnig entwickelt und sehr vorwiegend aus Quarzgeschieben zusammengesetzt, weshalb sie auch eine weissliche Färbung zeigen. Dieselben dürften einem höheren Horizonte, d. i. dem Hangenden der rothen Conglomerate angehören. Sie zerfallen in grosse Blöcke, wie dies auch den früheren und überhaupt allen cretacischen Conglomeraten und groben Sandsteinen, im kleineren oder grösseren Masse zukommt.

Gleich von der Einmündung des genannten Baches flussabwärts erscheinen wieder röthliche Conglomerate, auf welche jedoch bald flussabwärts vorwiegend mittelkörnige, feste und meist graugrünlich gefärbte Conglomerate folgen. Letztere unterscheiden sich von den zuerst beschriebenen rothen, abgesehen von der Färbung, hauptsächlich auch durch das Fehlen von Einschlüssen der grobkörnigen turmalinführenden Gneisse. Sie bestehen vorwiegend aus Geschieben von Quarz, krystallinischen Schiefern, untergeordneter auch aus Kalk- und Kieselschieferfragmenten, sind jedoch durch allmälige Uebergänge mit den rothen Liegendconglomeraten verknüpft.

Diese Conglomerate, welche flussabwärts steile, felsige und das Thalbett einengende Gehänge bilden, gehen auch vielfach in gröbere, mehr weniger glimmerreiche Sandsteine, die stets eine ausgesprochen grünliche Färbung zeigen, über. Die Conglomerat-Sandsteinbildungen erscheinen überhaupt sehr massig entwickelt und auch ganz undeutlich geschichtet. Im Allgemeinen verflachen sie nach Norden.<sup>1)</sup>

Gegen das Hangende flussabwärts treten in dem Kreidecomplexe grünliche Sandsteine immer mehr in den Vordergrund. Gleich unterhalb der Thalsohlhöhe 354 Meter, sieht man auch einen Aufschluss von ziemlich dick- bis dünnbankigen grünlichen Sandsteinen, die sanft nach N. mit einer Ablenkung nach W. verflachen. Die dünnbankigen Sandsteine spalten sich in ausgezeichnet tafelförmige, beiläufig 1·5 Centimeter dicke Platten und führen reichlichen Glimmer

<sup>1)</sup> Vergl. Paul und Tietze. Neue Studien, pag. 205.

auf den Trennungsf lächen. Der Kalkgehalt der Sandsteine, die zum Theil auch hier in feinere Conglomerate übergehen, ist ein ziemlich geringer.

Auf diese Sandsteine folgt gleich thalabwärts eine Zone von hieroglyphenartigen Schichten, rechte Hieroglyphenschichten, die wir bereits wiederholt vorher, so im Bystry-Thale, angetroffen und insbesondere im Borsia-Thale als das unmittelbare Liegende von Conglomeraten und Sandsteinen der oberen Stufe erkannt haben (pag. 462 u. f.). Aehnlich wie dort, bestehen dieselben auch hier aus einem Wechsel von plattigen feinglimmerigen, grauen Sandsteinen und zum Theil stark mergligen Schiefen. Die Sandsteine, in welchen sich nirgends Calcit-ausscheidungen bemerkbar machen, zeigen hier und da feinere verwischte Hieroglyphen. Den Hieroglyphenschichten schalten sich untergeordneter auch dünnere Bänke von gröberem, grünen Sandsteinen ein, auf deren Schichtflächen man hier und da gröbere hieroglyphenartige Protuberanzen beobachtet.

Im Vergleiche zu der unteren Kreidestufe des Borsia-Thales macht sich da insoferne ein petrographischer Unterschied geltend, als hier die massigeren Sandsteine der Hieroglyphenschichten eine ausgesprochen grünliche, dort eine mehr bräunliche Färbung aufweisen. Die mächtigen Liegend-Conglomeratmassen der Hieroglyphenschichten dagegen, denen wir im Vissó- und Bystry-Thale begegnen, gelangen im Kreidegebiete des Borsia-Thales gar nicht, oder nur in einer geringen Masse zum Aufbruch. Auf die allgemeine Gliederung der bis jetzt beschriebenen Kreidegebilde werden wir übrigens noch zu sprechen kommen.

Im Hangenden der Hieroglyphenschichten im Vissó-Thale, folgen weiter flussabwärts diekbankige mittelkörnige Conglomerate und grünlich gefärbte Sandsteine. Letztere sehen zwar den früher erwähnten Bildungen im Liegenden der Hieroglyphenschichten petrographisch sehr ähnlich, sind aber, nach ihrer Lage zu schliessen, bereits der oberen Kreidestufe zuzuzählen, die hier jedoch eine relativ nur geringe Mächtigkeit erreicht. Es treten auch über den letzteren thalabwärts, in Rona polyana, Bänke von dunkelgrauen, etwas sandigen Kalksteinen auf, die nach oben in zum Theil typischere, graue dichte Nummulitenkalke, die stellenweise auch thatsächlich Nummuliten enthalten, übergehen.

Die genannten untereocenen Kalkbänke setzen wie gewöhnlich nur eine schmale Zone zusammen, welche von da direct nach N. bis an das linke Theiss-Ufer streicht. Besonders an der letzteren Stelle, an der Theiss nämlich, sind in der dunklen Kalksteinvarietät häufig kleine Einschlüsse von grün gefärbten krystallinischen Schiefen zu sehen.

Im Hangenden dieser Kalkzone beobachtete ich dann an mehreren Stellen plattige Mergel in geringer Mächtigkeit, ganz so, wie dies z. B. im Bystry-Thale der Fall war (pag. 486 u. s. w.).

In den gegenüber auf der linken Thalseite des Vissó-Flusses bei Lubi vorkommenden und hierher gehörigen dunklen Kalksteinen wurden nun die für das unterste Eocen (vicentinische Spilecco-Schichten) bezeichnenden Fossilien, und zwar vor Allem:

*Terebratula Fumanensis* Menegh. und  
*Rhynchonella polymorpha* Massalongo

vorgefunden. <sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Vergl. Paul und Tietze. Neue Studien, pag. 204 u. f.

Nachträglich wäre hier noch zu erwähnen, dass auch noch vorher, auf der begangenen Strecke im Vissó-Thale, und zwar auf dem an der linken Thalseite gelegenen Gebirgskamme Tets tri 895 Meter, Nummulitenkalkbänke in bedeutender Verbreitung und anscheinend in ganz schwebender Lage beobachtet wurden. Es werden daselbst die Kalkfelsen gesprengt, die Sprengstücke herabgerollt und hierauf für die Beschotterung der Strasse verwendet. In dem Strassenschotter fanden sich nun häufig Kalkstücke mit Nummuliten vor.

An die Nummulitenkalkzone bei Rona polyana im Vissó-Thale, schliesst sich unmittelbar flussabwärts eine mächtige Schotterterrasse an, die leider gänzlich das Grundgebirge verdeckt. Erst eine Strecke tiefer unten kommen dunkle Schiefer mit strzolkaartigen, kalkreichen, zum Theil aber auch etwas kieseligen Sandsteinen zum Vorschein, die dem Unteroligocen zuzurechnen sind, und auf welche auch thalabwärts typische Borsa-Sandsteine folgen.

Im Liegenden der unteroligocenen Schieferzone wurden jedoch noch vorher am rechten Vissó-Ufer massigere Sandsteine, in ganz kleinen Aufschlüssen blossgelegt, beobachtet, zwischen welche sich, gegen die Schieferzone zu, dünne Lagen von Schiefen mit plattigen, zum Theil strzolkaartigen Sandsteinen einschoben. Dieselben dürften vielleicht schon dem Hangenden des oberen Eocens angehören; doch sind diese Bildungen hier viel zu wenig, im Streichen dagegen (auch im Theiss-Thale) überhaupt gar nicht aufgeschlossen, als dass man über deren Alter etwas Sicheres sagen könnte.

Theiss-Thal, das Menezul-Zóltý-Kreidegebirge, allgemeine Gliederung der Kreide in der südl. Sandsteinmulde, Kreidescholle bei Trebusa im Theiss-Thale.

Im Theiss-Thale selbst erreicht man im Liegenden der früher erwähnten Nummulitenkalkzone zuerst gröbere Sandsteine und Conglomerate der oberen Kreidestufe, in deren Liegendem höher im Thale, am linken Theiss-Ufer, hieroglyphenartige Schichten (Hieroglyphenschichten) mit flachem südwestlichen Einfallen zum Vorschein kommen. Letztere treten thalaufwärts gegen das Liegende mit massigeren Sandsteinbänken in Verbindung, in denen man bereits Calcitausscheidungen bemerkt. Die untere Kreidestufe nimmt hier eben zum ersten Mal eine sich der später zu beschreibenden unteren Kreidestufe der nördlichen Sandsteinzone nähernde Facies an.

Wendet man sich aus dem Theiss-Thale gegen O., so findet man auf dem Wege zum Zóltý-Berg überall Conglomerate und Sandsteine vor, die aller Wahrscheinlichkeit nach ausschliesslich der unteren Kreidestufe angehören. An einigen Stellen wurden hier auch die rothen Conglomerate der untersten Stufe, so am Zóltý selbst, beobachtet.

Im Hangenden dieser Sandstein-Conglomerate traf ich auf der Nordseite des südlicher gelegenen Menezul, oberhalb der Rückenhöhe 1038 Meter, Hieroglyphenschichten in ganz schwachen Aufschlüssen an. Denselben schalten sich hier auch Bänken der bekannten grünlichen, tafelförmigen Sandsteine ein. Ueber den Hieroglyphenschichten folgen hierauf ziemlich grobe und minder feste Conglomerate der oberen Kreidestufe, die den höchsten Theil des Menezul zusammensetzen und am

Gipfel des Berges selbst ein nordwestliches, somit anormales Verflächen zeigen (vergl. auch pag. 430). Die Mächtigkeit der oberen Kreidestufe ist hier im Allgemeinen wieder als eine normale zu bezeichnen.

Im Liegenden des oberen Kreidecomplexes treten auf der anderen, d. i. auf der östlichen Seite des Mencil, auf dem Wege zum Prislop, wieder die früheren Hieroglyphenschichten und hierauf die Conglomerate der tiefsten Stufe zu Tage. —

Nach dem bis jetzt Gesagten gliedert sich somit der Kreidecomplex der südlichen Sandsteinmulde des Gebietes im Allgemeinen in zwei aus Sandstein-Conglomeratbildungen bestehende Etagen, die durch eine Zone von Hieroglyphenschichten getrennt werden. Letztere haben wir mit den liegenden Conglomeraten als untere, die über den Hieroglyphenschichten folgenden Sandstein-Conglomerate aber als obere Kreidestufe bezeichnet. Bis jetzt fanden sich nur in der oberen Kreidestufe an einigen Stellen Versteinerungen, und zwar die charakteristische *Exogyra columba* vor und wurde diese Stufe dem Cenoman zugerechnet. Von einer näheren Horizontirung der unteren Kreidestufe muss jedoch vorläufig noch Abstand genommen werden.

In der Entwicklung der oberen Kreidestufe tritt auf der Strecke von SO. im Borsia-Thale, nach NW. bis zum Thale des Vissó insoferne ein Unterschied ein, als die bräunliche Färbung der Sandsteine in der angegebenen Richtung gegen NW. allmählig einer grünlichen Platzmacht.

So wurde bereits vorher in dem schmalen Kreidestreifen der oberen Stufe im Trojaga-Gebirge, d. i. am Fagetu, eine grünliche Färbung der Gesteine constatirt. Sowohl an dieser Stelle, wie auch im Gebiete am unteren Vissó-Flusse kommt jedoch diesen Kreidebildungen eine nördlichere Lage zu, als z. B. jenen des Borsia-Thales. Wie wir nun später sehen werden, zeigen in der noch nördlicher gelegenen Zone der Kreidetransgressionen die oberen Kreidebildungen eine fast durchwegs graugrünliche Färbung. Es sind daher diese geringen Unterschiede lediglich nur auf eine quer auf das Streichen eintretende Faciesveränderung der oberen Kreidestufe zurückzuführen.

Eine ähnliche Faciesänderung gelangt in der angegebenen Richtung auch noch in den liegenderen Hieroglyphenschichten zur Geltung. Es nehmen nämlich die massigeren Sandsteinlagen dieser Schichten in der Richtung gegen NW. allmählig eine grünliche Färbung an.

Was schliesslich den Liegendecomplex der Hieroglyphenschichten anbelangt, so nimmt derselbe in der angeführten Richtung von SO. gegen NW. immer mehr an Entwicklung zu. Während derselbe nämlich im Borsia-Thale gar nicht oder nur in einer geringen Masse zum Aufbruche gelangt, erreicht er im Vissó-Thale eine bedeutende Mächtigkeit. Wie schon früher angeführt, dürften speciell die rothen Conglomerate des Vissó-Thales dem tiefsten Kreidehorizonte in der südlichen Sandsteinmulde entsprechen.

Für sich betrachtet, besteht die obere Kreidestufe im ganzen bis jetzt erwähnten Flyschgebiete vorwiegend aus groben Sandsteinen und Conglomeraten. Stellenweise geht dieselbe jedoch in die Exogyra-Sandsteinfacies über, welcher dann gröbere Bildungen gänzlich fehlen. Man könnte daher im ersten Falle von einer karpathischen und fossil-leeren, im zweiten von einer Exogyra-Facies der oberen Kreidestufe

sprechen. Dass jedoch diese beiden Kreidefacies direct in einander übergehen, davon liefern den besten Beweis die Verhältnisse in dem vorher erwähnten Kreidestreifen des Trojaga-Gebirges — in welchem im nordwestlichen Streichen die Exogyrasandsteine allmählig von gröbereren fossilereen Karpathensandsteinen abgelöst werden, welche letztere eben am Fagetu vorherrschen.

In eben nur dieser karpathischen Facies trat uns bis jetzt überall auch die untere Kreidestufe entgegen und sind speciell auch die Hieroglyphenschichten dieser Facies beizuzählen. Wir werden jedoch in der Zone der Kreidetraggressionen bald Schichten begegnen, die mit voller Wahrscheinlichkeit dem Horizonte der Hieroglyphenschichten angehören, denen jedoch Hieroglyphenlagen u. s. w. fehlen, die sich aber andererseits als fossilführend erweisen — so dass annähernd auch die untere Kreidestufe, in diesem Horizonte, zwei verschiedene Facies in dem oben angegebenen Sinne aufweist.

Auffallenderweise — was jedoch gewiss kein Zufall ist — tritt die typische, meist eine schwebende Lage einnehmende Nummulitenformation gerade über Kreidegebilden von der karpathischen Facies auf, während andererseits über den Exogyrasandsteinen ausschliesslich nur die fossilereen Mergel des Untereocens beobachtet wurden. —

Gleich nördlich von der Kreidemasse des Zóltý-Menzul-Gebirges erscheint im Theiss-Thale bei Trebusa eine seichte Sandsteinscholle, die den unteren Lauf des Bieli potok einnimmt und auf der Karte als untere Kreidestufe bezeichnet wurde.

Man sieht hier plattige bis schiefrige, feinglimmerige, graue Sandsteine, die mit mergligen Schiefen in inniger Verknüpfung stehen. Nur ganz untergeordnet machen sich da, so im Bieli potok-Thale selbst, auch festere, kalkhaltige strzolkaartige Sandsteine bemerkbar. Am Ostende der Scholle wurden ausserdem im Liegendsten, auf dem zum Mundasz führenden Gebirgsrücken, feste, feine und theilweise sehr kalkreiche Conglomerate bemerkt.

Diese Gebilde, unter denen die plattigschiefrigen Sandsteine und Schiefer (die vielleicht Petrefacten enthalten dürften) vorherrschen, entsprechen petrographisch den Hieroglyphenschichten, insbesondere aber der fossilführenden Schichtfacies desselben Horizontes in der Sojmul-Kreidescholle, welche gleich näher beschrieben werden soll.

Es kann hier anfangs befremden, dass die mergligen Schiefer zum Theile auch in kleinen schollenartigen Partien über dem gesammten Schichtcomplexe (der nebenbei erwähnt fast nirgends eigentliche Aufschlüsse bietet) erscheinen, weshalb man unwillkürlich an die untereocenen Mergel zurückdenkt. Abgesehen jedoch von den oben angeführten Gründen und vor allem der innigen Verknüpfung der Mergel mit den übrigen Sandsteinbildungen, spricht gegen die Möglichkeit, dass man es hier etwa mit Schichten der oberen Kreidestufe und mit kleinen Eocenschollen zu thun hat, auch noch der Umstand, dass wir uns hier mehr gegen die Mitte des krystallinischen Gebirges versetzt sehen, über dem Krystallinischen gegen S., am Zóltý, wie auch im N., am Sojmul, unmittelbar nur die Bildungen der unteren Kreidestufe lagern und dass im Allgemeinen von S. nach N., quer über die krystallinische Zone, immer ältere Kreideschichten auftreten, resp. die untere Kreidestufe

immer mehr an Mächtigkeit gewinnt, wie sich dies noch in der Folge deutlicher herausstellen wird.

Eine ganz kleine Scholle von ähnlichen Bildungen kommt dann noch im NO. von Trebusa, am Mundasz-Gebirgskamme vor.

Wie erwähnt, entsprechen die Gebilde der Kreidescholle von Trebusa petrographisch am meisten den unteren Kreideschichten der Sojmul-Scholle, die höher oben im Theiss-Thale, unterhalb von Boeskó-Rabó, auf der linken Thalseite auftritt. Wir wollen uns jetzt der letzteren zuwenden, um so mit der Beschreibung der

## II. Zone der Kreidetraggressionen

zu beginnen. Wir werden derselben in der entgegengesetzten Richtung, nämlich von NW., von dem Theiss-Thale, nach SO. bis zum Triplex confinium von Ungarn, Galizien und Bukowina und zu der Hauptwasserscheide zwischen dem Borsia-Vissó und dem Bistritz-Flussgebiete (d. i. der östlichen Grenze des aufgenommenen Terrains) folgen.

Die Kreidescholle von Sojmul, Plänerschichten daselbst, Versuch einer näheren Altersbestimmung der Kreidegebilde.

Etwa eine Stunde Weges unterhalb von Boeskó-Rabó erreicht am linken Theiss-Ufer, im Orte Wilchowaty, eine Zone von mittelkörnigen Conglomeraten und meist gröberem Sandsteinen der oberen Kreidestufe, die thalaufwärts dem Verrucano aufrucht. Erstere bestehen aus Geschieben von vorwiegend Quarz, dann krystallinischen Schiefergesteinen, worunter man auch ziemlich häufig Fragmente von schwärzlichen Kieselchiefern bemerkt. Die Sandsteine sind massig entwickelt und grau bis grau-grünlich gefärbt. (Vergl. pag. 492.)

In ihrem Liegenden folgen flussabwärts dünn-schichtige Lagen von grauen, plattigen, bis schiefrigen Sandsteinen, die viel feinen Glimmer führen und meist aus einem so feinkörnig mehligem Sedimentgemenge bestehen, dass sie wohl in den meisten Fällen richtiger schon direct als Schieferbildungen zu betrachten wären.

Diese Schichtzone, in der sich auch einige schlecht erhaltene Exemplare von Versteinerungen vorfinden, denen wir jedoch bald im Streichen (am Sojmul selbst) in grösserer Anzahl und besserer Erhaltung begegnen werden, erinnert in ihrer Gesamtentwicklung am meisten an die vorher vielfach erwähnten Hieroglyphenschichten, die wir stets als das Hangende der unteren Kreidestufe bezeichnen. Es sind hier eben nur die festeren Hieroglyphensandsteine durch mehr schiefrige Bildungen vertreten, nachdem bereits früher auf die innige Verknüpfung von Schiefer und plattigen Sandsteinen in den Hieroglyphenschichten selbst, hingewiesen wurde (pag. 462).

Im Liegenden dieser Schichtzone treten hierauf flussabwärts immer dickschichtiger Lagen auf. Es sind dies graue bis etwas graubläuliche, feste und kalkhaltige Sandsteine, die stellenweise auch etwas grobkörniger entwickelt sind und die mit einzelnen Lagen von festen, sandigen Kalksteinen und von feinen, festen Kalk-Quarzc conglomeraten (in denen man nur selten etwas grössere Fragmente von krystallinischen

Schiefern bemerkt) abwechseln. Die Sandsteinbildungen zeigen auch nicht selten Kalkspathadern und erinnern dieselben überhaupt an den bekannten Sandsteintypus des karpathischen Neocoms, wie derselbe z. B. unter der Bezeichnung der Tesczner Strzolka bekannt ist und wie wir ihn später auch in unserem Gebiete, u. z. in der nördlichen Sandsteinzone in grosser Verbreitung antreffen werden.

Der grosse Kalkgehalt der in Rede stehenden Bildungen veranlasst hier stellenweise, im Thale selbst, Kalktuffablagerungen. Letztere führen zahlreiche Pflanzenreste von Laubbäumen der Gegenwart. Es fanden sich da förmliche Schichten von versteinerten Blättern, insbesondere der *Alnus incana* u. s. w. vor, die noch ganz deutlich ihre ursprüngliche Structur erkennen lassen. Es erinnern diese Vorkommen an die künstlichen Versteinerungen im Karlsbader Sprudelstein.

Die erwähnten tieferen Kreideschichten, in deren Liegenden flussabwärts wieder Verrucano in einer schmalen Zone erscheint, treten auch in der östlichen Streichfortsetzung und auf der Südseite der Sojmul-Kuppe zu Tage, woselbst man von oben nach unten folgenden Schichtwechsel beobachtet.

Die Kuppe selbst nehmen die bekannten Sandstein-Conglomerate der oberen Kreidestufe ein. Unter diesen folgt auf der genannten Südseite in einem bewaldeten Terrain, ähnlich wie vorher im Theiss-Thale, eine Zone von schiefrig-sandigen Gebilden, die auch hier nach unten, gegen das Liegende, mit den vorher erwähnten massigeren Sandstein- und Kalkbildungen, sowie feineren Conglomeraten in Verbindung treten.

In der Zone der schiefrig-sandigen Bildungen, welche nur in einem reichlichen Schutte vorliegen, fanden sich nun ziemlich zahlreiche Exemplare von cenomanen Versteinerungen vor, die von Herrn Vaček freundlichst näher untersucht wurden und folgende Species umfassen:

*Exogyra plicatula* Lamk.,  
*Exogyra columba* Lamk.,  
*Turritella multistriata* Reuss.,  
*Inoceramus striatus* Maut.,

*Vola* sp. aff. *quinquecostata* Sow. — und ausserdem noch einige andere, nicht näher bestimmbar Formen.

In diesen Schichten (Inoceramenschichten), die ihrer Fauna nach dem Pläner von Strehlen entsprechen, kommt somit auch die *Exogyra columba* vor, welche wir bis jetzt stets nur in einem höheren Horizonte, d. i. in der „oberen Kreidestufe“ (Exogyrasandsteine) angetroffen haben. Während sie jedoch in der letzteren eine viel grössere Verbreitung und überhaupt ihre eigentliche Heimat findet, tritt sie hier im Vergleiche zu den anderen Species nur sporadisch auf. Wir werden sie auch bald in der, der oberen Kreidestufe zugezählten Sandsteinscholle von D. Ghilu, und zwar, wie dies stets der Fall zu sein scheint, in tieferen Lagen derselben in grosser Menge und nur für sich allein, wie auch letzteres in dieser Stufe meist Regel ist, vorfinden.

Umgekehrt greift von den übrigen Species der Inoceramenschichten keine einzige in die Exogyrasandsteine hinauf. Letztere sind somit ihrer Fauna und Lage nach als die obere Etage des Pläners zu betrachten und wurden dieselben bereits früher mit dem Orlower Sandstein der Cenomanstufe parallelisirt.

Im Liegenden der Inoceramenschichten, resp. der tieferen kalkhaltigen Sandsteinbildungen, welche das Liegende von ersteren einnehmen, treten aber auf der Südseite des Sojmul noch feste Breccienconglomerate auf, die meist roth gefärbt sind. Dieselben sind auch in dem oberen Thaleinrisse des Sojmul nach SW. abfließenden Baches, der gleich oberhalb der mit 409 Meter markirten Thalsohlhöhe der Theiss in die letztere einmündet, in mächtigen Blöcken zu beobachten. Sie entsprechen den bekannten rothen Conglomeratbildungen des untersten Kreidhorizontes in den Vissó- und Bystry-Thälern.

Nach dem Gesagten gliedert sich somit die Kreidescholle von Sojmul in die nämlichen Schichtetagen, wie der Kreidcomplex in der südlichen Sandsteinmulde, und nehmen hier z. B. die Inoceramenschichten dieselbe Lage ein, wie dort die Hieroglyphenschichten. Nachdem sich nun auch in petrographischer Beziehung die einzelnen Etagen, so die oberen und unteren Sandstein-Conglomeratbildungen von hier und dort direct mit einander vergleichen lassen und bekanntlich auch die fossilführenden Schichten von Sojmul mehrfache Anklänge an die Hieroglyphenschichten (karpathische Facies) der südlichen Sandsteinmulde bieten — so kann jetzt auf Grund des Vorkommens der obenerwähnten Petrefacten am Sojmul, auch eine nähere Altersbestimmung der Kreidegebilde, die wir überhaupt bis jetzt im Gebiete angetroffen haben, versucht werden.

Die hangenden Sandstein-Conglomerate, welche vorher im Allgemeinen als die „obere Kreidestufe“ bezeichnet wurden, sind nun dem oberen Pläner zuzuzählen, da dieselben in dem einen Falle, am Sojmul, unmittelbar auf den Inoceramenschichten lagern, in anderen Fällen dagegen direct durch die Exogyrasandsteine vertreten werden.

Der unteren Etage des Pläners gehören dann, nach den Verhältnissen am Sojmul zu schliessen, die Hieroglyphenschichten an, welche wir früher bereits in die „untere Kreidestufe“ verlegten.

Wie wir nun sehen, scheint die in dieser Abhandlung in Anwendung gebrachte Trennung der Kreideformation einigermassen unnatürlich, indem die Exogyrasandsteine, resp. ihre fossilereen Aequivalente als „obere Stufe“ — von den Inoceramenschichten, resp. ihren Vertretern, den fossilereen Hieroglyphenschichten geschieden und letztere noch ausserdem mit den älteren Kreidegebilden vereinigt werden. Wie dies jedoch auf pag. 463 dargelegt wurde, ist dieser Vorgang durch die petrographische Entwicklung der Kreidegebilde geboten, da letztere im Ganzen genommen doch schliesslich den wichtigsten Ausschlag gibt und auch allein nur als Basis für eine karthographische Eintheilung der Kreideformation im Gebiete benützt werden kann. Es sind hier eben in der Natur wohl überall die oberen Sandstein-Conglomerate von den Hieroglyphenschichten, nicht aber auch umgekehrt letztere von den noch liegenderen Kreidegebilden petrographisch abzugrenzen. Dass diese petrographische Wendung im Bereiche des Pläners selbst und nicht etwa in dessen Liegenden, wo allem Anseheine nach (wie wir dies bald näher motiviren wollen), eine viel ältere Kreidestufe zu vermuthen ist — eintritt, ist immerhin auffallend. Würde man übrigens die angewendete Trennung aufgeben, dann müsste man auch überhaupt von jedweder Eintheilung der Kreideformation in kartho-



graphischer Beziehung absehen. Wir wollen daher auch fortan bei der allgemeinen Trennung des Kreidecomplexes in eine „obere“ und „untere Stufe“ verbleiben.

In den bis jetzt beschriebenen Kreidecomplexen des Gebietes ist somit mit Bestimmtheit die obere Kreideformation und zwar die obere Cenomanstufe derselben (Pläner) vertreten. Mit einiger Sicherheit kann man ferners annehmen, dass die jüngeren Stufen der oberen Kreideformation fehlen, indem die „oberen“ Sandstein-Conglomerate überall einen einheitlichen und auch keinen allzu mächtigen Complex bilden und andererseits häufig von untereocenen Kalkbildungen, und zwar stets in analoger Weise, überlagert werden.

Dagegen liegen keine sicheren Anhaltspunkte vor, wohin die liegenderen Schichten der Kreidecomplexe zu stellen sind, ob dieselben nämlich noch ausschliesslich dem Cenoman, und zwar der unteren Stufe desselben, oder zum Theile dieser, zum Theile schon älteren Kreidestufen, oder aber ausschliesslich nur letzteren angehören. So haben wir vorher am Sojmul gleich im Liegenden der Inoceramenschichten kalkhältige Sandsteinbildungen angetroffen, die petrographisch am meisten dem bekannten neocomen Sandsteintypus der Karpathen entsprechen. In der nördlichen Sandsteinzone werden wir nun im Liegenden der Hieroglyphenschichten, welche dem Horizonte der Inoceramenschichten entsprechen, einen einheitlichen Schichtcomplex beobachten, der zum grossen Theile durch ähnliche, sehr typische und allem Anscheine nach sicher neocomen Sandsteine charakterisirt erscheint. Aehnlich wie hier ist auch dort dieser Liegendeomplex nicht weiter auseinander zu halten und hat es daher allen Anschein, als würde derselbe hier wie dort entweder ganz dem unteren Cenoman, oder ganz dem Neocom angehören. Wahrscheinlicher ist jedoch das letztere, somit, dass in den Kreidezonen des Gebietes nur die obere Cenoman- und die Neocomstufe vertreten sind. Aus Mangel an sicheren Anhaltspunkten, sowie aus den vorher angegebenen Gründen, wurden auf der Karte die unteren Plänerschichten (Hieroglyphenschichten) mit den liegenden Kreidecomplexen vereinigt und zusammen als „untere“ Stufe benannt. Eine Bezeichnung der Hieroglyphenschichten mit der für die obere Kreidestufe gewählten Farbe würde übrigens, in Anbetracht der ziemlich geringen Mächtigkeit dieser Schichten, keine grössere und überhaupt keine wesentliche Aenderung in der Verbreitung der beiden Kreidestufen auf der Karte zur Folge haben.

Schliesslich wäre noch zu betonen, dass die am Sojmul das Liegende der Inoceramenschichten einnehmenden kalkhältigen Sandsteinbildungen einen deutlichen Uebergang von der unteren Kreidefacies der südlichen Sandsteinmulde, zu jener der später zu beschreibenden Nordzone darstellen und dass andererseits in den übrigen Schollen der Zone der Transgressionen — in denen man sonst die nämliche Gliederung der Kreidegebilde beobachtet wie am Sojmul (obere Sandstein-Conglomerate, Hieroglyphenschichten, untere Sandstein-Conglomerate) — die unteren Kreideschichten mehr jenen der südlichen Sandsteinmulde entsprechen, indem wir in denselben nirgends Kalkbildungen und in den Sandsteinen keine Calcitausscheidungen antreffen werden.

## Kreidescholle des Bardeu (Pietrosu)-Pecialu.

Durch das ganze Ruzpolyanaer Gebirge getrennt, erscheinen erst weit im SO., im Riu Vaser-Czeremosz-Gebiete, Kreideschollen und zwar in grösserer Anzahl und stellenweise in bedeutender Mächtigkeit. Man begegnet hier zuerst der mächtigen Kreidescholle des Bardeu (Pietrosu)-Pecialu, die man, dem von Ruzpolyana nach O. führenden Ronya-Gebirgsrücken folgend, nach einem mehrstündigen Marsche erreicht.

Auf dem genannten Ronya-Rücken trifft man nach einiger Zeit auf eine Scholle von plattigen, theilweise roth gefärbten, untereocenen Mergelkalken, die mit jenen, welche gleich tiefer unten im Bargyi-Thale ihre Verbreitung finden, identisch sind (pag. 483).

Gegen O. am Ronya-Rücken fortschreitend, verquert man dann noch mehrere schmale Streifen von ähnlichen Mergeln, in deren Liegendem schliesslich auch wenig mächtige Complexe von feinkörnigen festen und gelbbraunlich verwitternden Sandsteinen (die an den Exogyrasandstein erinnern und mit dünnen Zwischenlagen von Schieferbildungen wechseln) und von feineren Conglomeraten der oberen Kreidestufe zum Vorschein kommen.

Alle diese Schollen liegen, ähnlich wie auch die höher folgende mächtige Pecialu-Bardeu-Kreidescholle, unmittelbar dem krystallinischen Grundgebirge auf.

Die letztgenannte mächtige Scholle bietet an ihrem Westrande, wo der Ronya-Rücken endet, folgenden Schichtwechsel:

Zu unterst sieht man feste Conglomerate, die sehr vorwiegend aus Quarzgeschieben bestehen, wie wir bereits ähnliche Conglomerate in der unteren Kreidestufe im Vissó-Thale, unterhalb der Thalsohlhöhle 361 Meter (pag. 489), angetroffen haben und bald am Bardeu in grösserer Mächtigkeit wiederfinden werden. Ueber ihnen folgt höher eine Zone von Hieroglyphenschichten, die nur mangelhafte Aufschlüsse bieten und über letzteren ein Complex von Conglomeraten und gröberem Sandsteinen der oberen Kreidestufe. Im Hangenden des oberen Kreidecomplexes begegnet man hierauf an einer Stelle einem ganz kleinen Vorkommen von untereocenen Mergeln, die jedoch immerhin für eine Orientirung in diesen an und für sich schwer zu deutenden Sandsteinmassen einen wichtigen Fingerzeig abgeben.

Im weiteren Verfolge des Gebirgskammes gegen O., begegnet man wieder dünnschichtigen Lagen, die allem Anscheine nach einem Aufbruche von Hieroglyphenschichten entsprechen und über welchen gleich weiter östlich die früheren Conglomerate und Sandsteine der oberen Kreidestufe folgen. Letztere beherrschen dann ununterbrochen den langen Gebirgskamm, vom Pecialu bis Bardeu (Pietrosu), und erscheinen überall, insbesondere aber die Conglomeratbildungen, in undeutlichen Bänken und sehr massig entwickelt.

Aehnlich wie in früheren Fällen, bestehen auch hier die oberen Conglomerate aus Geschieben von Quarz und krystallinischen Schiefergesteinen, worunter auch Kieselschiefer vorkommen. Kalkeinschlüsse scheinen jedoch in denselben zu fehlen oder nur untergeordnet aufzutreten. Insbesondere in hangenderen Lagen (Pecialu 1729 Meter) bestehen sie stellenweise aus einem ziemlich groben Geröllmateriale. Die mit den Conglomeraten in inniger Verknüpfung stehenden graugrünlich gefärbten,

ziemlich glimmerreichen und vorwiegend grob- bis mittelkörnigen Sandsteine, zeigen nicht selten eine Tendenz zum Zerfallen in grosse pflastersteinförmige Platten.

Auf dem Pecialu-Lutosa-Rücken bilden diese Conglomerate und Sandsteine an vielen Stellen kleinere und grössere Felspartien von theilweise eigenthümlichen, an plumpe Götzenstatuen erinnernden Verwitterungsformen. Von diesen Verwitterungsformen wird noch in Kürze bei der Beschreibung von oberen Kreidebildungen des Inhiatiasa-Zuges, in welchem dieselben ihre grösste Mächtigkeit erreichen, eine nähere Erwähnung gesehen.

Weiter gegen O. macht sich in den Conglomeratbildungen insoferne eine allmähige Aenderung geltend, als dieselben am Bardeu, und zwar sowohl auf dessen Ost- wie auch Südseite sehr vorwiegend aus Quarzgeschieben bestehen und ein festeres Gefüge aufweisen, wodurch sie an die bekannte Varietät der unteren Kreideconglomerate erinnern. Es bedingt dies auch eine abweichende Gebirgsform, indem im Gegensatz zu dem langen Pecialu-Kamme, der Bardeu eine abgerundete und ziemlich steil nach allen Seiten abfallende Kuppe darstellt, die auch trotz ihrer felsigen Beschaffenheit mehr glatt ist und solcher Felsbildungen, die sich über die allgemeinen Umrisslinien der Kuppe erheben würden, entbehrt.

Im Liegenden dieser Conglomeratmassen der Bardeu-Kuppe wurden, ähnlich wie vorher am Pecialu, an mehreren Stellen Hieroglyphenschichten beobachtet. So sieht man dieselben zum Beispiel auf dem südwestlichen Fusse der genannten Kuppe, auf dem Sattel, der nach S. zum Munte Banitia führt, woselbst sie unmittelbar den krystallinischen Gesteinen aufrufen und von wo sie in einer schmalen und allmähig verschwindenden Zone nach O. und andererseits nach W. ziehen. Die plattigen Sandsteine erscheinen hier sehr feinkörnig entwickelt und übergehen auch vielfach in Schieferbildungen, so wie überhaupt die Hieroglyphenschichten von da mehr das Aussehen einer Schieferzone besitzen und an die Inoceramenschichten von Sojmul erinnern. Die plattigen Sandsteine führen hie und da auch kleine Reste von verkohlten Pflanzen, die man überhaupt in den Gebilden der Hieroglyphenschichten nicht selten beobachtet.

Ueber den dünn-schichtigen Lagen, die am Sattel, in kleinen Aufschlüssen blossgelegt, eine rasch wechselnde Einfallrichtung zeigen und schliesslich nach NO. verfläachen, folgen die erwähnten oberen Conglomerate (Taf. VII, Fig. 2), unter denen dann weiter nördlich, auf der Nordseite des Sattels, der den Bardeu mit der Lutosa verbindet, wieder Hieroglyphenschichten und zwar in einer sehr typischen Entwicklung vorkommen.

Letztere zeigen hier vielfach kleinere Verwerfungen und eine unbeständige Richtung des Verflächens, als wären sie bei der Gebirgshebung zusammengepresst worden. Man sieht feinglimmerige Schiefer und plattige Sandsteine, welche letztere ebenfalls reich an feinem Glimmer sind, stets der Calcitausscheidungen entbehren (pag. 462) und nicht selten Hieroglyphen und feinere verkohlte Pflanzenreste führen. Einzelne Gesteinsstücke insbesondere zeigten sehr charakteristische, etwas gekrümmte, wurmförmige, dann gerade stengelehenförmige, z. Th. aber auch verzweigte und ausserdem knopfförmige Hieroglyphen.

Die plattigen Sandsteine und Schiefer sind, wie dies sonst Regel ist, grau bis etwas dunkler gefärbt. Sie wechseln hier nach unten mit dünnbankigen massigeren Sandsteinen ab, die grünlich gefärbt sind und meist in schön tafelförmige Platten zerfallen — ganz so wie dies vorher in den Hieroglyphenschichten des Vissó-Thales der Fall war (pag. 489). Noch mehr gegen das Liegende prävalieren dann immer dickbankigere Sandsteine, bis sich schliesslich ein sehr massiger Sandstein entwickelt, der grau bis etwas grünlich gefärbt ist, in mächtige Blöcke zerfällt und allmählig in feste Conglomerate übergeht, welche letztere dann das ganze Bukowinka-Thal bis zur nördlichen Kreidegrenze einnehmen. Die letzteren Conglomerate sind von mittlerem Korne und bestehen vorwiegend aus Quarzgeschieben.

Hieroglyphenschichten wurden noch ausserdem auf der Nord-Ostseite des Bardeu, auf dem zum Kristina-Berge führenden Rücken beobachtet. Dieselben scheinen überhaupt auch in den Schollen der Kreidetransgressionen stets einen wohl markirten Horizont zu bilden, der die hangenden Conglomerat- und Sandsteinmassen von den liegenden trennt.

Die liegenden Sandstein-Conglomerate, welche im Bukowinka-Thale eine grosse Verbreitung finden, erscheinen noch auf der Ostseite des Bardeu, wo sie in mächtigen bis 2 Meter und darüber grossen Blöcken herumliegen. Es ist jedoch im Allgemeinen die Neigung zum grobklotzigen Zerfallen allenmassigen Bildungen der unteren wie oberen Kreidestufe eigen.

Die ganze Pecialu-Bardeu-Scholle liegt ziemlich flach dem krystallinischen Gebirge auf, indem ihr Rand Höhen berührt, die relativ nur wenig unter einander differiren. Was schliesslich die allgemeine Einfallsrichtung anbelangt, so scheinen die Schichten am Pecialu vorwiegend nach SW., am Bardeu dagegen nach NO. zu verfläichen.

Kreideschollen von Kristina, Suligul und Luston; der Pirie-Ihniatiasa-Kreidezug.

Südöstlich von Bardeu theilt sich die Zone der Kreidetransgressionen in zwei Züge, von welchen der nördlichere die Schollen der Kristina, des Suligul, Luston und die mächtige Kreidemasse des Pirie-Ihniatiasa-Zuges umfasst; der südlichere Zug dagegen über Ghilu, im Trojagaer Gebirge, auf das Ciarcanu-Gebirge hinüberstreicht.

Die ersterwähnten Kreideschollen, welche die Kuppen der Kristina-Suligul- und Luston-Berge zusammensetzen, bestehen aus den bekannten oberen Conglomeraten und Sandsteinen (Pecialu-Barden), welche von schmalen Zonen von Hieroglyphenschichten unterteuft werden. Letztere, die schon unmittelbar dem älteren Gebirge auflagern, sind nur selten im Schichtverbande anzutreffen; auch werden sie häufig vom gröberen Schuttmateriale der hangenden Conglomerate und Sandsteine verdeckt. Sie bestehen aus den bekannten plattigen Sandsteinen, in denen niemals Calcitausscheidungen erscheinen und die hie und da feinere verkohlte Pflanzenreste und meist undentliche wie verwischte Hieroglyphen zeigen; ausserdem aus Schiefern. Häufig sind die plattigen Sandsteine so feinkörnig und fast mehlig entwickelt, dass sie vielleicht richtiger schon als Schiefer zu bezeichnen wären, wie wir auch bereits vorher, auf der Südseite des Bardeu, Hieroglyphenschichten in einer ähnlichen schiefriigen Facies angetroffen haben.

Von den kleinen Kreideschollen, welche südlich von Vrf Suligul auf dem Gebirgsrücken der zur Suliguli-Quelle führt lagern, geschah bereits im I. Abschnitte Erwähnung.

In dem mehrfach citirten Aufsätze von v. Alth (l. c. pag. 11) wird von dem „groben Sandsteinconglomerat, welches auch die Alpe Suligul zusammensetzt“ und welches von v. Alt vermutheterweise dem Neocom zugerechnet wird, erwähnt. Dieser Deutung kann ich jedoch nicht beistimmen (vgl. auch pag. 477).

Die mächtige Kreidedecke des Pirie-Ihniatiasa-Zuges setzen ebenfalls weit vorwiegend Conglomerate und Sandsteine der oberen Stufe zusammen, welche hier wohl ihre grösste Verbreitung finden.

An ihrer Basis treten längs dem Süd-Westrande der Kreidedecke Hieroglyphenschichten zum Vorschein, die hier jedoch nur eine unterbrochene Zone bilden, indem stellenweise die oberen Conglomerate unmittelbar auf dem alten Gebirge ruhen, wie man dies z. B. sehr deutlich auf der Südseite der Ihniatiasa (Fatia Banului) sehen kann.

Das Liegende der Hieroglyphenschichten dagegen, d. i. die unteren Conglomerate und Sandsteine, scheinen hier (wie auch in den oben erwähnten Schollen) gänzlich zu fehlen, oder doch nur eine ganz geringe Mächtigkeit zu erreichen. So folgen z. B. auf dem westlichen Zweigrücken der Ihniatiasa (1762 Meter), über der krystallinischen Kalkzone, zuerst Conglomerate in geringerer Mächtigkeit, die jedoch nur in Blöcken herumliegen, hierauf die bekannten grünen, in schön tafelförmige Platten zerfallenden Sandsteine, welche gleich höher im Hangenden mit Hieroglyphenschichten in Verbindung treten. In Folge mangelhafter Aufschlüsse kann nun nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, ob die ersterwähnten Conglomerate hier wirklich die untere Stufe repräsentiren, oder aber nur hieher heruntergerollt sind und der oberen Stufe der Kreide angehören. Auch habe ich andererseits diese Gegend im Anfange meiner geologischen Excursionen begangen, wo ich über die nähere Gliederung der Kreide noch nicht ganz im Klaren war. Jedenfalls beobachtete ich im nordwestlichen Streichen von hier — so am Coman, Purului — an der Basis der Kreidedecke nur Hieroglyphenschichten.

Auf dem erwähnten Zweigrücken der Ihniatiasa, fanden sich in der Hieroglyphenzone plattige Sandsteinstücke mit feinen und charakterischen Hieroglyphen vor.

Ueber den Hieroglyphenschichten folgen auf diesem Zweigrücken — wie auch überhaupt auf der ganzen Strecke längs dem Süd-Westrande der Ihniatiasa-Kreidedecke — sehr dick und undeutlich bankige Conglomerate der oberen Stufe. Diese bestehen aus Geschieben von Quarz, krystallinischen Schiefergesteinen, worunter auch häufig Kiesel-schiefer vorkommen und ausserdem aus Kalkbrocken, die hier wieder ziemlich häufig auftreten (Westseite der Ihniatiasa). Die Conglomerate sind stellenweise sehr grobkörnig entwickelt, übergehen jedoch andererseits vielfach in graugrünlich gefärbte, ziemlich glimmerreiche, grob- bis mittelkörnige Sandsteine. Letztere sind ebenfalls sehr massig entwickelt und nur in selteneren Fällen deutlicher geschichtet, wo sie dann meistens die Tendenz zum Zerfallen in dicke pflastersteinförmige Platten zeigen.

Die Conglomerat-Sandsteinbänke des Ihniatiasa-Kreidezuges verflachen sanft nach NO. und entspricht der steile Südwestrand der Kreidedecke ihrem mächtigen Schichtkopfe. Der obere Rand des Schichtkopfes, der auf der ganzen Strecke die Hauptwasserscheide und die Landesgrenze bildet, stellt eine lange und annähernd horizontale Linie dar, die hie und da durch einzelne, nur wenige Meter emporragende Felspartien unterbrochen wird. Insbesondere von Weitem gesehen (z. B. von der Baitia im Bardeu-Zuge), bietet dieses Gebirge deshalb einen ganz eigenthümlichen Anblick, der schon im Vorhinein auf einen plateauartigen Bau desselben schliessen lässt. Es fällt auch die Kreidedecke, von der Wasserscheide gegen NO., mit auffallend flachen und glatten Gehängen ab. Letztere werden von ausgedehnten Alpenwiesen und Krummholzbeständen, die stellenweise mit Hochmooren im Vereine stehen, eingenommen. Insbesondere auf der Palenica nehmen die Hochmoore grosse Flächen ein. Dieselben bilden auch überhaupt das eigentliche grosse Wasserreservoir, das die vielen, beinahe nach allen Weltgegenden abfliessenden Bäche speist. Es ist diese Gegend auch als der wahre Herd von Nebelbildungen zu bezeichnen und zur Nebelzeit kann man da tagelang herumirren. Auf den weiten Flächen erhebt sich nur hie und da eine kleinere Felsgruppe, oder auch nur ein grösserer Gesteinsblock.

Wie dies schon vorher am Pecialu erwähnt wurde, zeigen die oberen Kreidebildungen häufig eigenthümliche Verwitterungsformen, die man nun insbesondere hier häufig beobachtet. Dieselben erinnern annähernd z. Th. an breite, niedrige Kamme, die aus übereinander gelegten Platten bestehen, z. Th. an plumpe Figuren, die sich in der stillen weiten Einöde, ganz geheimnissvoll, sphynxartig erheben.

Auf dem entgegengesetzten, nordöstlichen Rande der Kreidedecke treten im Czeremosz-Thale und dessen Nebenthälern, im Liegenden der oberen Conglomerat- und Sandsteinbildungen, wieder die unteren Kreideschichten zum Vorschein. So trifft man in dem Zweigthale des oberen Czeremosz-Flusses, das den Ostrand des Baltagon-Gebirgsrückens berührt (unterhalb der Waldgrenze und vor Erreichung des von Komanowe kommenden Zweigarmes) im Liegenden der oberen Conglomerat-Sandsteine zuerst typische Hieroglyphenschichten im Schichtverbande an, die flach nach SW. einfallen. Dieselben wechseln nach unten mit den bekannten dünnbankigen grünen Sandsteinen ab, die in schön tafelförmige Platten zerfallen. Noch mehr gegen das Liegende, bachabwärts, entwickeln sich immer massigere Sandsteine und aus diesen schliesslich Conglomerate, welche letztere dann das Thal bis zum Rande der krystallinischen Zone beherrschen.

Es kommen somit auf dieser Seite der Ihniatiasa-Kreidedecke auch die unteren Sandsteine und Conglomerate zum Vorschein, wie dies auch auf der Nordseite Bardeu-Scholle der Fall war.

Wir wenden uns jetzt dem südlicheren Zuge der Kreidetransgressionen zu.

#### Kreide-Eocenscholle von D. Ghilu.

Dem Streichen nach, gehört diesem südlicheren Zuge auch der südöstlich von Bardeu sich erhebende Kreiderücken des Fagetu an,

welcher jedoch, wie dies vorher dargelegt wurde, keine Scholle bildet, sondern mit der schmalen, fossilführenden Kreidestufe, die gegen SO. bis in die Nähe von Borsabánya streicht — und somit überhaupt mit dem Kreide-Tertiärbecken von Borsa in directer Verbindung steht.

In einem annähernd ähnlichen Verhältnisse verbleibt nun, wie dies jetzt noch nachträglich zu erwähnen wäre, auch die Kreidescholle des Bardeu zu dem Kreide-Tertiärbecken von Ruszpolyana, indem die kleinen Kreide-Untereocen-Schollen, welchen wir vorher am Ronya-Rücken begegneten, eine gewisse Zusammengehörigkeit der ersteren mit den letzteren andeuten. Der Umstand, dass die genannten Schollen am Ronya-Rücken vorwiegend aus untereocenen Ablagerungen bestehen und denselben andererseits jüngere Bildungen gänzlich fehlen, spricht dafür, dass gerade in der untereocenen Zeit, resp. nach ihrem Schlusse, eine allgemeine stärkere Gebirgshebung, wenigstens in gewissen Gebietsstrichen, eintrat. Es stimmt damit auch die schon früher betonte Erscheinung überein, dass die untereocenen Ablagerungen, insbesondere von der Nummulitenkalkfacies, in der Mehrzahl der Fälle eine schwebende Lage einzunehmen pflegen und im Allgemeinen dem normalen Schichtverbande sozusagen zu entschlüpfen trachten.

Es wurde vorher bei der Beschreibung des Fagetu-Rückens erwähnt, dass daselbst neben Conglomeraten Sandsteine vorherrschen, welche letztere meist eine graugrünliche Färbung zeigen, während in dem vom Fagetu nach SO. sich abzweigenden Kreidestreifen der südlichen Sandsteinmulde die Sandsteine fast stets mehr oder weniger licht- oder gelbbraunlich gefärbt sind, wie dies eben in östlicheren Theile der Sandsteinmulde in der Kreideformation Regel ist. Da nun in dem nördlicheren Zuge der Kreidetransgressionen (der die Schollen von der Ihniatiasa bis zum Bardeu umfasst), sowie in der im Streichen gelegenen Sojmul-Scholle und in der Kreidemasse des Menezul im Vissó-Thale, die Sandsteine und feineren Conglomerate der oberen Stufe stets eine graugrünliche Färbung zeigen (was daselbst zum Theile auch der unteren Stufe zukommt) und andererseits in dem genannten Streichen auch die Hieroglyphenschichten im Allgemeinen eine typischere Entwicklung erreichen, so ist anzunehmen, dass, wie dies bereits früher betont wurde, quer auf das Streichen, d. i. von der südlichen zu den nördlicheren Kreidezonen des Gebietes, die Kreidegebilde einer leichten Faciesänderung unterliegen.

Eine sozusagen vermittelnde Stelle nehmen in dieser Beziehung die Sandstein-Conglomeratbildungen des Fagetu ein, wie dies nun auch in der weiter im SO. gelegenen Kreidescholle des D. Ghilu der Fall ist (Taf. VII, Fig. 1).

Es treten dort nämlich, anscheinend jedoch nur stellenweise und in hangenden Lagen der im Allgemeinen flach nach NO. einfallenden und vorwiegend ganz glatt begrasteten Kreidescholle, grünliche und ziemlich glimmerreiche Sandsteine auf, während sonst der Hauptmasse nach die Scholle aus bräunlich verwitternden, festen und kalkarmen Sandsteinen, die stellenweise in feinere Conglomerate übergehen und längs dem Südrande der Kreidescholle hie und da Aufschlüsse bieten, besteht.

In den Aufschlüssen sieht man meist folgenden Schichtwechsel. Zu unterst ziemlich massige Sandsteine, nach oben gewöhnlich dünnbankigere Lagen, denen sich dann untergeordnet auch Schieferbildungen einschalten. Ueber letzteren folgen hierauf wieder massigere Sandsteine.

Die erwähnten dünnschichtigeren Lagen erinnern einigermassen an die Hieroglyphenschichten, mit welchen sie indess nicht zu verwechseln sind, indem die ganze D. Ghilu-Sandsteinscholle mit voller Sicherheit als obere Kreidestufe in dem bekannten Sinne zu bezeichnen ist und dieselbe speciell dem Orlower Sandstein (oberer Pläner) entspricht. Es fanden sich nämlich auf zwei entgegengesetzten Randstellen dieser Scholle in den liegendsten Sandsteinen Exemplare von *Exogyra columba* Lamk. vor. Die eine von diesen Stellen befindet sich im obersten Bacheinrisse des Par. Mori, auf dem Südwestgehänge des Netedu in fatie, die andere direct nördlich von dort bei der Höhe 1543 Meter. An ersterer Stelle fanden sich in einem grobkörnigen Sandsteine nur wenige und wie verkrüppelte Exemplare, an letzterer dagegen in einem feinkörnigen Sandstein (pag. 465), der nur im Schutte vorliegt, sehr zahlreiche und gut erhaltene Exemplare der *Exogyra columba* vor.

Da ausserdem über dem gesammten Sandsteincomplexe der Ghilu-Scholle, der auch im Allgemeinen nur eine relativ geringe Mächtigkeit aufweist, an mehreren Stellen untereocene Kalkbildungen auftreten, so ist derselbe direct mit dem durch das Eruptivgebirge der Trojaga getrennten Kreidestreifen (oberer Pläner), der vom Fagetu bis nach Borsabánya reicht, zu parallelisiren. Auch wurden bereits vorher aus dem oberen Kreidecomplexe des Borsia-Thales ähnliche dünngeschichtete Lagen erwähnt (pag. 463).

Die genannten eocenen Kalkbildungen setzen eine Anzahl von niedrigen Felsen zusammen, die sich inselartig und in einer zonenförmigen Anordnung über der cretacischen Sandsteinscholle erheben. Es sind dies vorwiegend schiefrige Mergelkalke und nur in wenigeren Fällen dickbankige, dichte Kalke mit stellenweise ziemlich zahlreichen Nummuliten. Letztere erscheinen in liegenderen Partien meist ganz dunkel gefärbt und sind durch Aufnahme kleiner Fragmente von kristallinischem, grüngefärbtem Schiefer und einer grösseren Menge von eckigen Quarzstückchen fein conglomeratartig entwickelt. Durch Herauswittern verursachen die Quarzstückchen mitunter höckerig-rauhe Oberflächen und es erinnern dann die Kalksteine an ähnliche Varietäten der viel älteren Formationen, wie dies schon früher erwähnt wurde.

Eine grössere Partie von Nummulitenkalkbänken erhebt sich z. B. in der Mitte des Kreiderückens bei 1620 Meter, dann am Ostende der Kreidescholle bei 1394 Meter.

Die zwischen diesen beiden Kalkvorkommen auftretenden untereocenen Schollen, die sich in eine von der Kammhöhe 1503 Meter des D. Ghilu nach NW. streichende Zone anordnen, bestehen dagegen aus den erwähnten plattigen, grau oder auch grünlich und roth gefärbten Mergelkalcken. Da letztere mit den Nummulitenkalkschollen über einer und derselben Kreideplatte lagern und ausserdem hier deutliche Uebergänge zwischen den einen und den anderen zu beobachten sind, so unterliegt es keinem Zweifel, dass dieselben insgesamt einem und demselben Horizonte, d. i. dem untersten Eocen, angehören und die



Mergelkalke nur als eine Faciesbildung der Nummulitenformation zu betrachten sind, wie dieser Ansicht bereits früher bei der Beschreibung der Randbildungen der Tertiärbecken von Borsa und Ruszpolyana gefolgt wurde.

Zum Schlusse der Betrachtungen über die Ghilu-Scholle wäre noch zu erwähnen, dass dieselbe der Hauptmasse nach dem krystallinischen Grundgebirge aufrucht und sich dieselbe nur im SW., und zwar unmittelbar an das Trojagaer Eruptivgebirge anlehnt. Sie wird ausserdem an einigen Stellen von kleinen Andesitkuppen durchbrochen, die, wie es vorläufig betont werden soll, meistens in nächster Nähe von untereoenen Kalkfelsen auftreten. Ein directer Contact der Eruptivgesteine mit den cretacischen, resp. coenen Gebilden wurde jedoch nirgends beobachtet und wurden in den Sandsteinen an den betreffenden Stellen auch niemals irgend welche Contacterscheinungen bemerkt.

Kreide- und Eocengebilde auf der La Fintina Stancului und im Ciarcanu-Gebirge.

Im südöstlichen Streichen von der Ghilu-Scholle begegnet man Kreidegebilden erst wieder an der, die Crecela- mit der Ciarcanu-Gebirgsgruppe verbindenden Hauptwasserscheide, d. i. an La Fintina Stancului.

Auf der Ostseite der genannten La Fintina Stancului traf ich auf der linken Thalseite des hier gleich höher beginnenden Hauptarmes des Ursului-Baches zu unterst dünn-schichtige Lagen an, die petrographisch den Inoceramenschichten (Hieroglyphenschichten) von Sojmul entsprechen. Es fanden sich in denselben auch thatsächlich Exemplare von

*Inoceramus striatus* Maut.

vor, so dass man es hier mit vieler Sicherheit wieder mit den unteren Plänerschichten („untere Kreidestufe“) zu thun hat.

Darüber folgen gegen SW. massigere Sandsteine der oberen Stufe, welche nur eine geringe Mächtigkeit erreichen und über letzteren bald kleine Schollen von Nummulitenkalken.

Gleich gegenüber von da auf der rechten Thalseite bieten die Kreidesandsteine einen schönen Aufschluss, den ich jedoch leider schon nicht mehr aufsuchen konnte. Da man auch andererseits auf der Wasserscheide selbst nur mit dem Rande einer sich von hier weit nach O. ausbreitenden Kreidezone zu thun hat, so bleibt hier die Art der Vertheilung der unteren und oberen Kreideschichten immerhin etwas fraglich, weshalb von einer Einzeichnung auf der Karte der ersterwähnten Inoceramenschichten Abstand genommen wurde. Am wahrscheinlichsten ist es aber, dass den Kamm der Wasserscheide selbst nur die oberen Kreideschichten beherrschen, über welche letzteren dann weiter südlich noch an einigen Stellen, und zwar ganz an deren Rande, zum Theil aber auch schon unmittelbar über dem krystallinischen Grundgebirge, Nummulitenkalke lagern, wie auch auf der Südseite der Crecela unmittelbar über dem Krystallinischen kleine Eocenschollen von Nummulitenkalken vorkommen (vergl. Karte Taf. VI).

Die Kreidegebilde, welche nur mit einem schmalen Rande in das aufgenommene Gebiet eingreifen, setzen von hier weiter nach O.

fort, wo sie eine grosse Verbreitung finden und eine auffallend flache, plateauartige Gebirgsgegend zusammensetzen. Bester Beweis hierfür dass am Picioru vulpii eben in der Zeit, als ich diese Gegend besuchte (1884), eine hölzerne Bahn für Zugthiere zu dem Zwecke angelegt wurde, um Holz aus den demnächst auszurottenden schönen und ausgedehnten Waldrevieren, welche die Zuflüsse der Goldenen Bistritz einnehmen, hinauf auf den genannten Picioru vulpii und auf die Wasserseide zu transportiren und dann in das Cislă-Thal herabzulassen.

Wie bereits früher erwähnt wurde, erreichen Nummulitenkalke in der südwestlich von hier gelegenen Ciarcănu-Gruppe eine ziemlich grosse Verbreitung. In vielen Fällen lagern dieselben unmittelbar dem krystallinischen Grundgebirge auf. Sie kommen insbesondere in einer grösseren Anzahl am D. Frumosu vor, der den nordwestlichen Ausläufer Ciarcănu bildet.

Die sehr massiv entwickelten Nummulitenkalke setzen am D. Frumosu in der Mehrzahl der Fälle steile, bis circa 20 Meter und darüber hohe Felspartien zusammen und zeigen eine kranzförmige Anordnung. Die Mitte dieses Kalkkranzes nehmen Sandsteinbildungen ein, die überall nur im Schutte zu finden sind. Die Sandsteine sind grob- bis ziemlich feinkörnig, führen nicht selten verkohlte Pflanzenreste und werden ziemlich häufig von weissen Calcitadern durchzogen. Auch plattige, bis fast schiefrige Sandsteine mit Calcitadern traf ich an mehreren Stellen mit den ersteren an. Sowohl ihrer petrographischen Entwicklung, wie auch ihrer Lage nach, nämlich als das Hangende der Nummulitenkalke (was man freilich nirgends direct beobachten kann), gehören diese Sandsteinbildungen mit grosser Wahrscheinlichkeit dem oberen Eocen an, wie dies auch auf der Karte zum Ausdruck gebracht wurde. Dieselben entsprechen auch petrographisch zunächst jenen Sandsteinbildungen, die wir vorher im Hangenden der Nummulitenkalke von Piatra baici angetroffen haben (pag 467). Es ist dies die einzige Stelle im Gebiete, wo mitten der krystallinischen Zone das Obereocen vorkommt. Der Fall bleibt jedoch immerhin fraglich und ist in Bezug auf die Art und den Zeitpunkt der eventuell dann jedenfalls späteren Gebirgshebung in diesem Gebietstheile schwer zu erklären.

Es erübrigt jetzt noch in Kürze das mächtige

### Trojagaer Eruptivgebirge

zu beschreiben. Dasselbe umfasst den eigentlichen Hauptzug der Trojaga, welche sich nordöstlich von Borsabánya erhebt, sowie den in grössere und kleinere Kuppen aufgelösten Eruptivzug im SW. von Borsabánya.

Den Hauptzug setzen hoch ansteigende und sehr steil abfallende Kämmen zusammen, die aus mehreren Knotenpunkten, die wieder unter einander durch hohe Kämmen in Verbindung stehen, astförmig auslaufen. Letzteres findet auch in der Benennung des Hauptknotenpunktes, nämlich der Trojaga — aus dem rumänischen *tri* (drei) und ungarischen *ag* (Ast) — seinen Ausdruck.

Der Hauptmasse nach besteht der stark in die Länge gedehnte Trojaga-Zug aus Andesiten, zum geringeren Theile aber aus Propy-

liten, wobei letztere eine mehr mittlere Lage einnehmen.<sup>1)</sup> So wurden letztere am Picioru Ciganului, dann auf der nordwestlichen Seite der Trojaga (gegen die Miraga zu), weiters am Gipfel des Secului (hier auch mit Andesiten), in der kleinen, die Kreidesandsteine durchbrechenden Kuppe am Netedu in fatie — und ausserdem auch an tiefer gelegenen Stellen, so im obersten Novicioru-Thale unter dem Ciganului (hier ebenfalls mit Andesiten) u. s. w. beobachtet.

Nach der Untersuchung einer Probe, welche von einem Felsstück, das von der tiefsten Stelle am Nordostgehänge der Trojaga im Macarlauf-Thale (1027 Meter) herrührt, weisen die Andesite folgende Zusammensetzung auf:

In einer fast nur aus Feldspath bestehenden Grundmasse, in der eine isotrope Basis fehlt, liegen sehr grosse Plagioklase, die als solche schon im Gestein kenntlich sind. Neben diesen erscheint ein Glimmer, der fast vollständig in ein grünes faseriges Mineral umgewandelt ist. Die Pseudomorphosen nach Glimmer treten im Gestein ausnahmsweise in scharf begrenzten sechseitigen Tafeln hervor. Ausgezeichnet ist das Gestein durch grosse, wasserklare Apatitkrystalle, die in Querschnitten scharf begrenzte sechseitige Tafeln liefern, die bei gekreuzten Nikols und voller Horizontaldrehung dunkel bleiben. Als Seltenheit erscheinen Quarzkörner. Das Gestein hat das Aussehen eines Glimmerandesites, und wollte man auf den äusserst geringen Quarzgehalt Rücksicht nehmen, so könnte es als Dacit bezeichnet werden.

Sowohl die Andesite wie auch die Propylite zerfallen in kantige polygonale Stücke. Es ist jedoch auffallend, wie wenig dieselben, insbesondere in höheren Lagen, der Verwitterung widerstehen. In guten Aufschlüssen trifft man diese Gesteine — im Gegensatze zu den älteren Porphyriten — nur selten und meist nur an den tiefsten und mehr gedeckten Stellen an. Häufig bilden sie Schutthalden, die oft mächtig sind. Es erscheinen auch die wie Dächer gothischer Kirchenbauten fast bis zu den Thalsohlen steil herabfallenden Kämme in ihren höheren Theilen vorwiegend ganz glatt begrast.

Der Trojaga-Eruptivzug überragt weit die ihn umgebende krystalinische Schieferhülle und scheint im grossen Ganzen nach NO. vorgeeignet zu sein.<sup>2)</sup>

Ueberall dort, wo sich Eruptivmasse längs ihrem Südwestrande auskeilt, sowie längs ihrem Nordostrande, wo altkrystallinische Schiefer-

<sup>1)</sup> Von v. Cotta (l. c.) als Labradorfelsen, z. Th. als Trachyte; von Strippelmann (l. c.) als Grünstein und Grünsteinporphyre; von v. Alth (l. c.) als Trachyte und Dioritporphyrite; von A. Gesell (Geologie der Marm. l. c.) als Grünsteintrachyte bezeichnet. Vergl. auch „Eruptivgebilde der Tertiärzeit“ in v. Hauer's und v. Richt-hofen's Bericht (l. c.). In v. Hauer's Geologie (pag. 644) werden aus der Umgebung von Borsabánya Grünstein-Trachyte angeführt, die in der Geologie zusammen mit Daciten in die Gruppe der Propylite gestellt werden.

<sup>2)</sup> Die Angabe von A. Gesell (Geologie der Marm. l. c.), dass die Eruptivmasse der Trojaga bis zur Spitze beinahe überall von Glimmerschiefern bedeckt ist, kann nicht bestätigt werden (vergl. auch Cotta und Alth l. c.). Das Vorkommen von Schieferthonen und Kalken auf der Spitze der Trojaga, wie dies A. Gesell angibt, dürfte sich wohl auf die Kreidescholle des Ghilu mit den untereocenen Kalkauflagerungen beziehen — die sich jedoch an die Eruptivmasse des Secului anlehnt. Die Spitze der Trojaga besteht nur aus den Massengesteinen.

gesteine lappenförmig vorgreifen, werden letztere durch kleinere, meist im Schnitt aufgelöste Kuppen von Andesiten (Propyliten) durchbrochen, wie dies auch meistens auf der Karte zur Anschauung gebracht wurde. Von einem ähnlichen Durchbrechen der Kreidescholle von D. Ghilu wurde bereits früher Erwähnung gethan.

Im Cisla-Thale dagegen, wo man ein grossartiges Bild des vielfachen Durchsetzens der krystallinischen Schieferdecke durch Andesite gewahrt, hat sich erstere stellenweise in nur noch verhältnissmässig kleinen Schollen erhalten (vergl. im Uebrigen pag. 415).

In der Trojaga-Gruppe stehen nach der Arbeit von A. Gesell (Geol. d. Maram.) vor Allem Kupfer- und Schwefelkiesvorkommen im Abbau, die z. Th. an die „Glimmerschiefer“ gebunden sind, z. Th. mit Fahlerzen dem Contact mit den „Trachyten“, z. Th. letzteren selbst angehören. Edelmetallgänge kommen in den „Grünsteintrachyten“ der Trojaga auf dem rechten Thalgehänge des Secului-Baches vor; sie führen gold- und silberhaltigen Schwefelkies, Kupferkies und Bleiglanz.

Ueber anderortiges Auftreten von Erzgängen, so im Cisla-Thale, vergl. A. Gesell, Geologie der Marmaros.

Im südöstlichen Streichen des Trojaga-Eruptivzuges treten noch in einer ziemlich grossen Entfernung, nämlich am Cornidei (an der Ostgrenze des aufgenommenen Gebietes) Andesite auf.

Die im SW. von Borsabánya, in einer Anzahl von annähernd glockenförmigen Kuppen erscheinenden und die tertiären Ablagerungen durchbrechenden Massengesteine (Taf. VII, Fig. 1) sind dagegen als Hornblende-Andesite zu bezeichnen, in denen sich seltener Feldspath, häufiger dagegen Hornblende porphyrisch ausscheidet. Dieselben neigen häufig zu einer kugeligen Absonderung, wie man dies insbesondere in dem südwestlichen Eruptivzuge, so z. B. auf der rechten Thalseite des Cisla-Flusses gleich unterhalb der Thalsohllöhe 725 Meter, ferner stellenweise auch am In Dealu u. s. w. beobachtet.

Der 1604 Meter hohe, im SO. von Borsabánya gelegene Vrf Magura, dessen südlichen Theil (D. Corabei) ebenfalls Hornblende-Andesite mit ihrer auch hier bemerkbaren Neigung zur kugeligen Absonderung zusammensetzen, besteht jedoch in seinem nördlichen und grösseren Theile aus den früher erwähnten Andesiten. Letztere Varietät wurde südwestlich von dem Trojaga-Zuge sonst nur an dieser Stelle beobachtet.

Ueber das muthmassliche Alter der Massengesteine des in Rede stehenden Eruptivgebietes liegen nur wenige Anhaltspunkte vor.

Nach den vorher geschilderten Verhältnissen an der Ghilu-Scholle zu schliessen, dürfte der Trojaga-Eruptivzug jedenfalls jünger als die oberen Kreideablagerungen (Oberer Pläner), aber auch jünger als die untereocenen Bildungen sein, da auf der genannten Scholle vor Allem obereocene Schichten fehlen. Andererseits fällt es dort auf, dass, wie schon früher erwähnt, die kleinen, die cretacische Sandsteindecke durchbrechenden Eruptivkuppen, fast stets in der Nähe der untereocenen Kalkbänke auftreten. Ohne diese Erscheinung näher erklären zu können, spricht dieselbe jedoch dafür, dass die Andesite (Propylite) zu den untereocenen Kalkbildungen in irgend einer näheren Beziehung stehen, als zu den Kreidesandsteinen.

Es ist dies auch nicht der einzige Fall im Gebiete, wo Massengesteine sich auf eine indirecte oder directe Weise mit Kalkablagerungen vergesellschaften. So haben wir früher in der Trias in den meisten Fällen eine directe Verknüpfung von Porphyriten mit Kalken gesehen. Auch werden wir später in den ganz kleinen Jurakalkklippen auffallenderweise mit den Kalken zugleich auch Massengesteine auftreten sehen.

Für die erwähnte Beziehung der Massengesteine zu den Eocen-kalken scheint auch noch folgender Umstand zu sprechen. An einer Stelle der Ghilu-Scholle, und zwar gleich im NW. von der Secului-Spitze (1807 Meter), wurde im Hangenden der von Massengesteinen vielfach durchbrochenen Kreideschichten — wobei jedoch die Durchbruchstellen nirgends direct zu sehen sind — eine Partie von Mergelkalken in einer Ausbildung beobachtet, wie ich solche sonst nirgends mehr im Gebiete antraf. Dieselben waren nämlich vorwiegend intensiv lichtgrünlich gefärbt, besaßen eine grössere Härte und wiesen stellenweise eine Andeutung von einer krystallinischen Structur auf. Ob man es nun hier mit einer Contacterscheinung zu thun hat, darüber können mit Sicherheit wohl erst genaue Untersuchungen entscheiden. Indess scheint mir dies sehr wahrscheinlich zu sein, woraus dann ebenfalls folgen würde, dass die Trojaga-Eruptivmassen bereits nach Ablagerung der untereocänen Bildungen zum Ausbruche gelangten.

Es fand vielleicht in eben dieser Zeit auch jene allgemein stärkere Gebirgsbewegung statt, die bereits früher, bei den Betrachtungen über die Lagerungsverhältnisse der unteren Eocenformation, vermutet wurde, und steht damit vielleicht in irgend einem Zusammenhange auch das gänzliche Fehlen von obereocänen Bildungen im nordwestlichen Theile des Ruzspolyanaer Beckens. Die gänzliche Faciesänderung der darauf folgenden „obereocänen karpathischen“ Bildungen würde dann ebenfalls auf eine allgemeine Aenderung der äusseren Verhältnisse in dieser späteren, obereocänen Zeitperiode hindeuten.

In dieser Beziehung sehr wichtig erscheinen andererseits die Verhältnisse in dem südwestlichen, die unteroligoecene Schieferzone durchbrechenden Eruptivzuge, wie man sie vor Allem in dem von Intre Maguri kommenden Seitenbache des Cisla-Thales beobachtet (Taf. VII, Fig. 1). In dem genannten Seitenthale sieht man unterhalb der Hauptverzweigung des Baches, an dessen rechtem Ufer, Schieferbildungen aufgeschlossen, die unter die Hornblende-Andesitfelsen einfallen. An einer Stelle wurden hier durch den Bach die Schiefer entfernt und es ragen Andesitfelsen über dem Bache dachförmig vor. Der Basis des Andesitdaches kleben noch Partien von z. Th. stark verkieselten, sonst typischen Smilno-Schiefern an.

Aehnliche Verhältnisse sind in diesem Seitenthale auch höher, so auf der Nordostseite der höchsten Andesitkuppe 1203 Meter, und andererseits im Thale des Rei-Baches, der am linken Cisla-Ufer mündet, zu sehen.

Es ist daher anzunehmen, dass bereits nach Ablagerung der unteroligoecenen Schieferzone oder wenigstens eines Theiles derselben, die Massengesteine dieses Eruptivzuges zum Ausbruch gelangten, die Schieferzone durchbrachen und sich z. Th. auch über dieselbe decken-

förmig ausbreiteten. Die theilweise Verkieselung der Smilno-Schiefer ist mit einiger Wahrscheinlichkeit auf eine Contactwirkung zurückzuführen.

Nach dem Obigen würde somit den Hornblende-Andesiten ein unteroligocenes, resp. noch etwas jüngeres Alter zukommen, während die Glimmer-Andesite des Trojaga-Hauptzuges allem Anscheine nach älter sind.

Auf der linken Thalseite des Cisla-Flusses beobachtete ich ausserdem am Rücken zwischen D. intre Riure und In Dealu, in der unteroligocenen Schieferzone sphäroidale und brodartige Sandsteinconcretionen, die wohl wahrscheinlich ebenfalls als Contactbildungen aufzufassen sind. Die Sandsteinstücke sind feinkörnig, bräunlich gefärbt und entsprechen den bekannten festen Sandsteinbänken der Schieferzonen.

Das gänzliche Fehlen von Geschieben von Eruptivgesteinen, und speciell von Andesiten in den in der Kreideformation so verbreiteten Conglomeratbildungen kann jedoch an und für sich nicht als ein Beweis eines jüngeren Alters der Andesite betrachtet werden, da man solche auch in den obereocenen Conglomeraten stets vermisst. Geschiebe von Massengesteinen, speciell jene von Andesiten, treten in einer viel späteren, nämlich erst in der Diluvialzeit auf (pag. 476) und wurde somit erst um diese Zeit der Weg des Wassertransportes für dieselben eröffnet.

Dieses gänzliche Fehlen von Massengesteinsgeschieben in allen Conglomeratbildungen der Kreide- und Eocenzeit ist jedoch ebenso wenig ein Zufall, wie die constant zu beobachtende und auffallende Vergesellschaftung von Massengesteinen mit Kalkbildungen, wie wir letzterer in der Trias-, Jura- und allem Anscheine nach auch in der unteren Eocenformation begegnen. Der schroffe Gegensatz zwischen den Conglomeratsandstein- und den Kalkbildungen andererseits gewinnt dadurch nur umso mehr an Bedeutung und scheint derselbe mit einem in den verschiedenen Formationsperioden wechselnden Stande des Meeresspiegels zu correspondiren.

Auch die Smilno-Schieferzone, welche von den vermeintlich jüngsten Massengesteinen des Gebietes durchbrochen wird, weist eine nicht minder grosse Verschiedenheit den Sandsteinconglomeratbildungen gegenüber auf, indem sich dieselbe vor Allem durch das Vorwalten von Schieferbildungen und überhaupt eine mehr kalkig-kieselige Beschaffenheit auszeichnet. Ja selbst schon in der Dyasformation kommen analoge Verhältnisse zur Geltung. Es treten nämlich die ältesten Tuffe in den durch schiefrige Bildungen (vor Allem kohlige Kalkschiefer) charakterisirten Dyasschichten auf (Camencianu, Par. Obnuju) und werden ausserdem letztere Schichten, so am Fusse des Petricea (wo anders sieht man keine Aufschlüsse), auch von den Diabasen durchbrochen.

Zum Schlusse der Betrachtungen über das Trojagaer Eruptivgebiet wäre noch zu erwähnen, dass in demselben, im Gegensatze zu der Trias- und Dyasformation, nirgends Tuffe oder schalsteinartige Bildungen angetroffen wurden. Es verdanken hier daher die Massengesteine wohl wahrscheinlich vorwiegend Eruptionen auf dem Festland ihre Entstehung und wären insbesondere jene des Trojaga-Hauptzuges als Masseneruptionen zu betrachten.

Möglich ist es jedoch, dass die Hornblende-Andesite des südwestlichen Zuges auf eine vulcanische Thätigkeit zurückzuführen sind. Ich folge in dieser Beziehung der Eintheilung v. Richthofen's, der im Berichte (l. c.) über die Eruptivgebilde der Tertiärzeit die gewaltigen Eruptivmassen der südwestlichen Marmaros in zwei grosse Gruppen, der Trachyte und Trachyporphyre trennt und erstere als älter und ausschliesslich den Charakter grosser Masseneruptionen, letztere als den Charakter rein vulcanischer Thätigkeit tragend, bezeichnet.

### III. Nördliche Sandsteinzone.

An das nördliche krystallinische Gebirge, resp. an die altmesozoische Randzone desselben, schliesst sich im NO. gänzlich discordant eine grosse Flyschzone an, die in viele Parallelketten zusammengefastet, gegen Norden bis zur galizischen Ebene reicht und als die Hauptzone der karpathischen Bildungen zu betrachten ist. Von letzterer gelangt hier jedoch nur ein verhältnissmässig kleiner Theil zur Beschreibung, der vorwiegend ungarisches Gebiet, sonst, so an der Czarna Hora-Kette und im oberen Czeremosz-Gebiete, auch galizischen Boden umfasst und kurzweg als die nördliche Sandsteinzone bezeichnet werden soll.

Für die Altersbestimmung der Flyschgebilde dieser Zone, die den relativ grössten Flächenraum einnimmt und von der Schwarzen Theiss bei Körösmező bis zum oberen Czeremosz 67 Kilometer an Länge, bei einer zwischen 3 und 33 Kilometer schwankenden Breite beträgt, liegen leider keine directen Anhaltspunkte vor. Mit Ausnahme von Fucoiden, verkohlten Pflanzenresten wurden in denselben, abgesehen von Hieroglyphen, sonst keine massgebenden Versteinerungen vorgefunden. Es blieb daher für die Altersbestimmung dieser Bildungen nur der bekannte Weg der Unterscheidung nach petrographischen Merkmalen, bei Berücksichtigung von Lagerungsverhältnissen, übrig.

Wie jedoch schon im vorigen Abschnitte bei der Beschreibung der tieferen Kreideseichten der Sojmul-Scholle erwähnt wurde, bilden dieselben bereits einen deutlichen Uebergang zu den unteren Kreidebildungen, denen wir in der nördlichen Sandsteinzone begegnen. Wie wir ausserdem in der Folge sehen werden, bieten auch jüngere Schicht-complexe (Formationen) dieser Zone mehrfache und deutliche Anklänge an die bereits bekannten Horizonte der südlicheren Sandsteinzonen. Da nun das geologische Alter letzterer auf Grund von Fossilienfunden stellenweise direct bestimmt werden konnte, so gewinnt, bei dem Umstande der mehrfachen petrographischen Uebereinstimmung, die in der Folge zu erwähnende Horizontirung der einzelnen Schichten-complexe der nördlichen Sandsteinzone umso mehr an Wahrscheinlichkeit. Immerhin war in dieser Zone die Horizontirung der einzelnen Schichten-complexe eine sehr schwierige Aufgabe, wie dies überhaupt in den fossilereen Flyschzonen mehr oder weniger der Fall zu sein pflegt. Die Aufgabe wurde auch noch wesentlich dadurch erschwert, dass das stark bewaldete Gebiet nur an wenigen Stellen massgebende Profile bietet, welche gerade auf der ganzen Strecke, wo der später zu erwähnende complicirte Gebirgsbau (am Nord-Ostrande der Kreidezone) eintritt, gänzlich fehlen.

Es gehört auch der ungarische Theil der Karpathen-Flyschzone zu den im Sinne der neueren Ansichten am wenigsten bis jetzt studirten, und liegen speciell über dieses Gebiet nur spärliche und meist allgemein gehaltene Daten vor.

So werden in v. Hauer's Berichte (l. c. pag. 430), welcher hier zuerst die Karpathensandsteine „in zwei Hauptgruppen aufzulösen“ versuchte, indem er „Eocen von der Hauptmasse“ trennte — die Karpathen-Sandsteine aus der Gegend von Rahó, dann Bilin und Borkut im Thale der Schwarzen Theiss, ferner aus dem Thale der Weissen Theiss bis zum Kwasny-Bache (vor Bogdan) im Allgemeinen als *neocom* bezeichnet. Dieser Eintheilung der Flyschzone in Karpathen-Sandsteine und Eocengebilde folgt auch A. Gesell in seiner Geologie der Máramaros (l. c.).

Erst die neueren Arbeiten von Paul und Tietze (Studien und Neue Studien l. c.), die einen so wesentlichen Fortschritt in der Geologie der Karpathen bezeichnen, haben auch hier über den Galizien angehörenden Theil des Gebietes viel Licht verbreitet und stimmen die in der Folge zu entwickelnden Anschauungen über das geologische Alter der nördlichen Sandsteinzone mit jenen der genannten Herren im grossen Ganzen überein.<sup>1)</sup>

Auf Grund von vielen nach verschiedenen Richtungen hin unternommenen Excursionen, die sich oft recht mühsam, insbesondere in den Seitenthälern, gestalteten, konnte erst ein klarerer Einblick in die geologischen Verhältnisse der nördlichen Sandsteinzone gewonnen werden. In derselben nehme ich nur Kreide- und Oligocenbildungen an. Die Eocenformation scheint hier gänzlich zu fehlen und dürfte dieselbe erst nördlich von der Czarna Hora-Kette auftreten, auf was ich noch später zu sprechen kommen werde.

#### Allgemeine Eintheilung und geographische Verbreitung der Kreidegebilde.

Aehnlich wie in der Zone der Kreidetragressionen und in der südlichen Sandsteinmulde, lässt sich auch hier überall die Kreideformation mit einiger Genauigkeit in zwei, petrographisch von einander geschiedene Stufen trennen. Die obere Stufe besteht auch hier aus massigen im Allgemeinen glimmerreichen Sandsteinen und Conglomeraten, die stellenweise eine den oberen Bildungen (Oberer Pläner) der früheren Kreidezonen sehr ähnliche Entwicklung zeigen und die auch hier stets von Hieroglyphenschichten — welche ich mit den Inoceramenschichten parallelisire und ebenfalls schon der unteren Stufe zurechne — unterteuft werden. Während jedoch im Liegenden letzterer in den südlichen Kreidezonen wieder massige Sandstein-Conglomerate auftreten, folgen hier abermals, und zwar sehr typisch entwickelte „untere“ Hieroglyphenschichten, die mit graublauen, kalkhältigen und geaderten, dann massigen Sandsteinen und mit feinen Conglomeraten wechseln.

<sup>1)</sup> Die neueste auf dieses Gebiet (Galizien) bezugnehmende Arbeit des Dr. R. Zuber (l. c.) konnte ich leider schon nicht mehr benützen. Der Behauptung Zuber's jedoch, dass das ganze obere Czeremosz-Thal, von Szybeny bis hinauf zu den Czeremosz-Quellen — im Gegensatz zu dem bereits von Paul und Tietze angenommenen cretacischen Alter — oligocen sei, kann ich indess nicht beistimmen.



Wie es bereits bei der Beschreibung der Sojmul-Scholle erwähnt wurde, bilden dort die kalkhaltigen Sandsteine im Liegenden der Inoceramenschichten einen deutlichen Uebergang zu der unteren Kreide dieser Zone, für welche eben nebst den „unteren“ Hieroglyphenschichten die genannten, geaderten und kalkhaltigen Sandsteine am bezeichnendsten sind. Letztere erinnern nun, wie wir dies noch später deutlicher sehen werden, direct an die Strzolka des Teschner Neocoms. Da ferner ganz ähnliche Bildungen aus dem im nordwestlichen Streichen von hier gelegenen Nagy-Ag-Thale (nordwestliche Marmarosch) von Paul und Tietze beschrieben und zum Neocom gerechnet werden<sup>1)</sup> und andererseits auch im Szeklerlande Siebenbürgens nach Herbig (l. c.) in dem dortigen Neocom ähnliche „feste, von Kalkspathadern durchzogene Sandsteine“ vorkommen, so kann man auch hier den in Rede stehenden Liegendcomplex mit vieler Wahrscheinlichkeit der unteren Kreideformation, das ist dem Neocom zuzählen — sowie bereits auch in den früher besprochenen südlichen Kreidezonen, in deren unteren Stufe das Neocom vermuthet wurde.

Es hat daher den Anschein, als würde die Kreideformation in der Nordzone, wie überhaupt im ganzen Gebiete, nur durch die obere Cenoman- und die Neocomstufe repräsentirt sein.

Andererseits ist es aber auffallend, dass hier die liegenden Kreidegebilde, so die oberen Hieroglyphenschichten (Aequivalente der Inoceramenschichten), von den tieferen petrographisch nicht zu trennen sind und zusammen einen noch einheitlicher entwickelten Complex bilden, wie dies in den südlicheren Kreidezonen der Fall ist. Es ist daher immerhin möglich, dass hier und überhaupt im Gebiete der untere Kreidecomplex doch nur einer jüngeren, etwa der Cenomanstufe entsprechen könnte. (Vergl. auch pag. 497.) Mit Sicherheit kann dies eben erst dann entschieden werden, wenn sich im Gebiete auch in den älteren Kreidegebilden, im Liegenden der Inoceramenschichten, Petrefacten vorfinden werden.

Wir wollen daher auch in der Nordzone bei der früheren allgemeinen Eintheilung der Kreideformation in eine „obere“ und „untere“ Kreidestufe verbleiben und zur letzteren auch die oberen Hieroglyphenschichten zählen. Der Kürze halber werden wir aber in der Nordzone häufig direct von ober- und untercretacischen Schichten sprechen, indem dieser Fall auch immerhin möglich ist und eine solche Bezeichnung andererseits auch mehr im Einklang mit der üblichen Eintheilung der Kreidegebilde in den fossilereen Flyschzonen der Karpathen stehen wird.

Der geographischen Verbreitung nach tritt in dem nördlichen Sandsteingebiete die untere Kreidestufe in zwei Zonen auf, von welchen die südliche (*a*) sich unmittelbar an das ältere Grundgebirge anschliesst, die nördliche (*b*) dagegen mit den Oligocenbildungen der Czarna Hora-Kette zusammenstösst. Dieselben stellen zwei Flügel einer grossen Mulde vor, deren Mitte obercretacische Sandsteine ausfüllen. Im Bereiche letzterer Sandsteine kommen untere Kreideschichten nur an wenigen Stellen, und zwar vorwiegend nur in tieferen Thalsohlen, zum Vorschein.

<sup>1)</sup> Vergl. Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 227 u. f.

Für das Kreidegebiet sind langgedehnte, steilhangige Gebirgsrücken, die schmale Thäler einschliessen, bezeichnend. Im Gebiete der unteren Kreide, besonders in deren südlichen Zone (*a*), sind die Gebirgshänge meist ganz glatt, resp. nur mit einem feineren Trümmerschutte bedeckt. Aufschlüsse von anstehenden Schichten und ein reichlicheres Schuttmateriale sind beinahe nur in den Thalsohlen anzutreffen. Das untere Kreideterrein erhebt sich nur bis zu einer mittleren Gebirgshöhe, indem dasselbe an den höchstgelegenen Stellen nicht viel die Waldgrenze übersteigt, der Hauptmasse nach aber unter dieselbe zu liegen kommt.

Der obercretacische Sandstein dagegen neigt mehr zur Bildung von felsigen Partien, wenn auch diese sich vorwiegend nur auf tiefere Lagen beschränken. Eigentliche Felsen, die auch schon orographisch hervorstechen und auf den Charakter der Landschaft Einfluss ausüben würden, treten jedoch nur vereinzelt und in meist bescheidenen Formen auf. Eine für diesen Sandstein charakteristische Gebirgsform ist jene von stumpfen Kegeln, mit welchen die zahlreichen Nebenzweige der Hauptkämme, insbesondere in den Hauptthälern (Weisse Theiss, Stohowec, Czeremosz), endigen. Eigentlich stellt das Auslaufende dieser Nebenzweige im Profil mehr einen stumpfen Winkel vor, wobei der eine Schenkel steil in's Thal herabfällt, der andere, der Rückenlinie entsprechend, sich dagegen allmählig nach rückwärts zum Hauptkamme erhebt. Von der Thalsohle en face gesehen, kommt jedoch die erwähnte Kegelform deutlich zum Vorschein.

In orographisch höchsten Lagen tritt die Tendenz zur Bildung von sanft abgerundeten, glatten Gebirgsformen in den Vordergrund, wie dies auch für das Gebiet der unteren Kreide angenommen wurde. Hie und da bemerkt man jedoch einzelne kühner geformte Gipfel, wie sich dies insbesondere auf den Stóg (Stih) — den Knotenpunkt des Grenz- und Nieniska-Gebirges — bezieht, der durch seine ausgezeichnete Kegelform auffällt. Auch im SO. wie im NW. vom Stóg sieht man an einigen Stellen stumpfe Kegelberge und trifft diese Form auch für die mächtige Kuppe des Körösmezőer Pietrosz zu.

Während im südöstlichen Theile (im Czeremosz-Gebiete) das unter- und obercretacische Gebirge, was orographische Höhe anbelangt, sich ziemlich gleich die Waage hält, nimmt im NW., in dem Körösmezőer Gebirge, der obercretacische Sandstein eine orographisch ganz dominierende Lage ein.

Im Allgemeinen liefern die Kreidegebilde einen guten Boden, der ausgedehnte dichte Wälder und fette blumenreiche Wiesen nährt. Im ganzen oberen Flussgebiete des Czeremosz, wie in jenem der Weissen Theiss flussabwärts bis unterhalb von Bogdan, ist die Fichte (*Abies Picea*) beinahe allein herrschend. Im unteren Thale der Weissen Theiss, dann im Thale der Vereinigten Theiss bei Boesko Rahó und im Thale der Schwarzen Theiss flussaufwärts bis in die Nähe von Körösmező, ferner in der Umgebung von Ruszpolyana u. s. w. bildet dagegen die Buche theils reine, theils gemischte Waldbestände. Es hängt somit in diesem Falle die geographische Verbreitung der Fichte und Buche so gut wie gar nicht von der Vertheilung der unter- und obercretacischen Gesteine ab; dieselbe wird vor Allem von klimatischen, zum Theil sehr complicirten Verhältnissen beeinflusst.

## Petrographische Uebersicht der Kreidestufe.

Wie schon erwähnt wurde, besteht die untere Kreidestufe aus einem Wechsel von Hieroglyphenschichten mit massigeren Sandsteinbildungen. Insbesondere sind es die Hieroglyphenschichten, welche für die untere Kreide sehr bezeichnend sind, indem dieselben sowohl in der südlichen (*a*) wie auch nördlichen Zone (*b*) des in Rede stehenden unteren Kreidegebietes und im Allgemeinen am verbreitetsten auftreten, quer auf das Streichen verhältnissmässig am wenigsten variiren und am leichtesten wiederzuerkennen sind. Wie dies jedoch gleich betont werden soll, erscheinen die Hieroglyphenschichten in mehreren Horizonten, von welchen der oberste (obere Hieroglyphenschichten) das Hangende der unteren Kreide bezeichnet und den obercretacischen Sandstein unterteuft.

In typischer Entwicklung bestehen die Hieroglyphenschichten aus dunkel graublauen, bräunlich verwitternden, festen, plattigen bis schiefrigen, selten etwas krummschaligen, feinkörnigen Sandsteinen und meist dunkel gefärbten Thonschiefern mit vielem, fein vertheiltem Glimmer. Die Absonderungsflächen der Sandsteine zeigen häufig feine verkohlte Pflanzenreste und führen Glimmerschüppchen meist in reichlicher Menge. Der Kalkgehalt der Sandsteine ist im Allgemeinen bedeutend; es treten jedoch in denselben Calcitadern nur seltener und überhaupt ganz untergeordnet auf und können letztere durchaus nicht als ein äusserliches Merkmal der Hieroglyphensandsteine selbst betrachtet werden. Die auf ihren Verwitterungsflächen vorkommenden Hieroglyphen bestehen aus feinen, geraden oder schön geschlängelten, einfachen oder verzweigten, sowie aus punkt- bis warzenförmigen Formen. Seltener nur treten auch gröbere Hieroglyphenformen auf.

Durch ganz allmähliche Uebergänge stehen die genannten Thonschiefer mit den Hieroglyphensandsteinen in inniger Verknüpfung, wie dies auch in den Hieroglyphenschichten südlicherer Kreidezonen des Gebietes mehrfach beobachtet wurde. Gerade in der mehr sandigen Schiefervarietät sind am ehesten die für die untere Kreide bezeichnenden, im Allgemeinen jedoch seltenen Fucoiden annähernd von der Form des *Sphaerococcites inclinatus* Sternb. anzutreffen.

Von den massigeren Sandsteinbildungen, welche sich nächst den Hieroglyphenschichten an dem Aufbau der unteren Kreidestufe theilnehmen, wären ferner als die verbreitetsten Schichtfacies-Elemente Strzolkaschichten und eigentliche massige Sandsteine zu erwähnen.

Die Strzolkaschichten bestehen aus festen, wenige Zoll bis einige Fuss dicken Sandsteinbänken, die mit Thonschiefer-Zwischenlagen wechseln. Die Sandsteine sind, ähnlich wie die plattigen Hieroglyphensandsteine, dunkel graubläulich gefärbt und verwittern bräunlich. Sie sind feinkörnig und von einem relativ hohen Gewichte, eine Eigenschaft, die mehr oder weniger allen Bildungen der unteren Kreide zukommt. Die Sandsteine weisen einen meist bedeutenden Gehalt an Kalkbindemittel auf und werden dieselben auch stets von vielen meist feineren Calcitadern durchsetzt, welche wohl zum grössten Theil als Ausfüllungen von Sprüngen zu betrachten sind. Letztere sind auch häufig direct zu beobachten und sind es insbesondere diese Sprünge, welche den Verwitterungsflächen der Sandsteine ein charakteristisches, mehr oder weniger zerklüftetes Aussehen verleihen.

Es ist speciell diese Sandsteinvarietät, die mich direct an die Kalksandsteine aus dem Teschner Neocom erinnerte, nach Handstücken zu urtheilen, welche ich in der k. k. geolog. Reichsanstalt sah.

Die Strzolkasandsteine zerfallen vorwiegend in kleinere polygonale Stücke, zum Theil in mittelgrosse kistchenförmige Blöcke. Die dünnbankigen zeigen eine Neigung zur Spaltbarkeit, sind mitunter auch plattig entwickelt, in welchem Falle dann ihre Absonderungsflächen reichlich Glimmer führen und hie und da auch verkohlte Pflanzenreste und Andeutungen von Hieroglyphen zeigen und sich so den Hieroglyphensandsteinen nähern. Es gehen auch thatsächlich Strzolkaschichten in Hieroglyphenschichten über, und beobachtet man häufig im Bereiche letzterer einzelne Bänke von Strzolkasandsteinen und umgekehrt in den Strzolkaschichten Hieroglyphenlagen. Die Unterscheidung dieser beiden Schichtfacies geschieht auch nur wegen einer leichteren Uebersicht und Vereinfachung der späteren speciellen Beschreibung des Kreideterrains, welches vielfach gestört erscheint und nirgends ein einheitliches massgebendes Profil bietet.

Es entsprechen jedoch immerhin die Hieroglyphen- und Strzolkaschichten gewissen markirten Schichtzonen, denen wir später in den einzelnen Aufschlüssen in abwechselnder Uebereinanderfolge begegnen werden.

Eine wichtige Rolle spielen schliesslich massige Sandsteine, die als das Endglied einer Reihe von Schichtelementen zu betrachten sind, deren entgegengesetztes Ende die Hieroglyphenschichten darstellen, die Mitte aber Strzolkaschichten einnehmen. Es entwickeln sich nämlich aus den dickbankigeren Strzolkasandsteinen massige, bis 1 Meter und darüber an Mächtigkeit betragende graubläuliche und feste Sandsteine, mit seltenen Calcitadern, zwischen welchen nur untergeordnet dünn-schichtigere Lagen, resp. Schiefer, erscheinen.

Quer auf das Streichen weisen diese massigen Sandsteine einige grössere Unterschiede sowohl mit Bezug auf ihre Verbreitung als petrographische Entwicklung auf. Da auch andererseits in der Mitte der ganzen südlichen Zone ( $\alpha$ ) constant überall Kalkeinlagerungen auftreten, so lässt sich diese Zone naturgemäss noch in drei Unterzonen, und zwar eine südliche ( $\alpha$ ), mittlere ( $\beta$ ) und nördliche ( $\gamma$ ) gliedern, deren gegenseitiges Verhältniss in geologischer Beziehung vorläufig noch ausser Acht gelassen werden soll.

In der südlichen, unmittelbar an das ältere Gebirge grenzenden Unterzone ( $\alpha$ ) treten massige Sandsteine meist ganz in den Vordergrund. Dieselben wechseln zwar auch hier mit Strzolka- und Hieroglyphenschichten ab, die jedoch, insbesondere aber die letzteren, gegen die massigen Sandsteine weit zurücktreten und selten typischer entwickelt sind.

Abgesehen von den allen untereretacischen Sandsteinbildungen allgemein zukommenden Eigenschaften, wie graublaue Färbung, grosse Festigkeit und hohes Gewicht, zeichnen sich speciell die massigen Sandsteine dieser Unterzone durch ihren sehr geringen Glimmergehalt und einen verhältnissmässig kleinen Gehalt an Kalkbindemittel aus, obwohl auch in ihnen Calcitausecheidungen in Klüften und Sprüngen zu beobachten sind. Der Hauptmasse nach bestehen sie aus Quarzsand.

In der Nähe des älteren Gebirges schalten sich den massigen Sandsteinen constant auf der ganzen Strecke einzelne Bänke von feinen Conglomeraten ein, die durch Vermittlung von grobkörnigen Sandsteinvarietäten deutlich in die obigen, vorwiegend mittelkörnig entwickelten Sandsteine übergehen. Die erwähnten Conglomerate bestehen aus meist nur erbsengrossen, selten grösseren, zum Theil eckigen Stückchen von weissem Quarz und dunklem Kalk. In Folge der theilweise eckigen Form der fest miteinander verkitteten Gemengtheile stellen diese Gebilde sozusagen ein Mittelding zwischen Conglomerat und Breccie vor und zeichnen sich durch ihr festes, mosaikartiges Gefüge unter allen Conglomeratbildungen der Flyschzonen des Gebietes aus. Mit den ältesten, zum Theil roth gefärbten Kreideconglomeraten des Vissó-Thales könnten sie jedoch insoferne verglichen werden, als auch jene von einem ähnlich festen Gefüge und zum Theil breccienartig entwickelt sind.

An Gemengtheilen von krystallinischen Schiefergesteinen ist dieses Conglomerat sehr arm, und scheinen solche in demselben häufig auch ganz zu fehlen wie auch der Glimmergehalt (wahrscheinlich vorwiegend dunkler Glimmer) der massigen Sandsteine gering ist. Die Art der Zusammensetzung dieses Conglomerates ist Ursache des besonders im verwitterten Zustande hervortretenden scheckigen Aussehens der grobkörnigeren Sandsteinvarietäten.

Aehnlich wie die Strzolkasandsteine zerfallen auch die in Rede stehenden massigen Sandsteine meist in kleinere polygonale Stücke und bedecken oft mit einem reichlichen Trümmerschutte die Gebirgsgehänge. Stellenweise kommt jedoch bei denselben, sowie auch bei den Mosaikconglomeraten, die Tendenz zum Zerfallen in grosse Gesteinsblöcke deutlich zum Ausdrucke.

Ihre grösste Verbreitung erreichen die massigen Sandsteine in den alten Buchten des Krywe- und des Rika-Thales. Sie erscheinen dann im Streichen auch in dem Grenzgebirge, wo sie jedoch gegen SO. allmählig immer mehr zurücktreten. Der Kürze halber sollen sie fortan als Krywe-Sandsteine bezeichnet werden.

Die Bänke der Krywe-Sandsteine werden meist durch schmale Zwischenlagen von festen Schiefeln getrennt, welche oft Glimmer in so reichlicher Menge und feiner Vertheilung führen, dass sie fast ein phyllitisches Aussehen bekommen und beinahe als Thonglimmerschiefer bezeichnet werden könnten. In gewissen Horizonten erscheinen die Schieferbildungen stärker entwickelt, es treten dann typische Strzolkasandsteine, respective auch plattige Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten und Andeutungen von Hieroglyphen auf — so dass im Allgemeinen die südliche Unterzone aus einem Wechsel von massigen Sandsteinen (Conglomeraten) mit Strzolka- und Hieroglyphenschichten besteht, wobei jedoch die ersteren, wie schon vorher erwähnt, weit in den Vordergrund treten, die letzteren (Hieroglyphenschichten) dagegen untergeordnet vorkommen und sozusagen nur angedeutet sind.

Wie in einem früheren Abschnitte erwähnt wurde, erinnern gewisse paläozoische, grauwackenartige Sandsteine (Bieli potok, pag. 434) sehr an die untercretacischen Sandsteine der nördlichen Zone, was sich nun insbesondere auf die Krywe-Sandsteine bezieht.

Für die folgende, d. i. mittlere Unterzone ( $\beta$ ), in welcher Hieroglyphen- und Strzolkaschichten auf Kosten der massigen Sandsteine immer mehr die Oberhand gewinnen, sind nun Kalkeinlagerungen sehr bezeichnend. Die Kalke dieser Einlagerungen sind dunkelgrau bis schwärzlich gefärbt, zum Theil ziemlich massig entwickelt und von sehr zahlreichen, weissen, feineren und groben Calcitadern durchzogen, zum Theil aber schiefrig-plattig ausgebildet und dann auch weniger geadert. Durch thonige, sandige und organische Substanzen erscheinen diese Kalke, insbesondere aber die dünnschichtigeren, meist stark verunreinigt und können dieselben auch im Allgemeinen, gewiss aber in der Mehrzahl der Fälle, richtiger schon als feste Mergelkalke bezeichnet werden. Auf den Verwitterungsflächen sind sie meist weisslich bis gelbbraunlich gefärbt. Durch Aufnahme von feineren Geschieben krystallinischer Gesteine werden die Kalke stellenweise, im Allgemeinen jedoch nur selten, conglomeratisch.

Mit den Hieroglyphen-Strzolkaschichten treten auch die Kalkbildungen in mehreren Horizonten auf, wie dies später an Beispielen nachgewiesen wird.

Im Allgemeinen ist anzunehmen, dass die dickbankigeren Kalkbildungen in der Mitte und in liegenderen Partien der in Rede stehenden Unterzone, in hangenderen Lagen dagegen, sowie gegen die beiden Randzonen zu, die dünngeschichteten ihre grösste Verbreitung finden. Speciell gegen die frühere Randzone der Krywe-Sandsteine erscheinen die meist plattig-schiefrig entwickelten Mergelkalke mitunter fast schwarz gefärbt und zeigen glänzende graphitische Schichtflächen. Da auch in der genannten Randzone, in den Zwischenlagen der Krywe-Sandsteine, stellenweise ähnliche schwärzliche Schiefer zu beobachten sind, so scheinen letztere auf eine Art von Fortsetzung der obigen Kalkbildungen im Bereiche der Krywe-Sandsteine selbst hinzudeuten.

In enger Vergesellschaftung mit den massigeren Kalkeinlagerungen beobachtet man ausserdem häufig ganz dunkle, stark von weissen Calcitadern durchzogene und ähnlich wie die Kalke verwitternde feste Kalksandsteine, die den ersteren häufig so nahe stehen, dass man mitunter zwischen diesen Bildungen keine strenge Grenze zu ziehen vermag.

Im Bereiche der massigeren Kalkeinlagerungen erscheinen die Schichten (Hieroglyphen-Strzolka-) fast immer mehr oder weniger gelockert und liegen auch meistens die Kalke und dunklen Kalksandsteine in kistchenförmigen Blöcken auf den Gehängen und in den Thalsohlen herum. Nur in wenigen Fällen, so z. B. im Kwasny-Thale, wurden letztere, und zwar im Bachbette selbst, noch im Schichtverbande angetroffen. Ihre zahlreichen Calcitadern verleihen dann an den betreffenden Stellen den Bachbetten ein charakteristisches, wie weiss gebändertes und bestrichenes Aussehen.

Es scheint, dass die Kalkbildungen nur in Form von zahlreichen Linsen zur Ablagerung gelangt sind, wenn auch ihre constante Verbreitung in der ganzen mittleren Unterzone anfangs dagegen sprechen könnte.

Nebenbei erwähnt, erwiesen sich auch die, anfänglich so viel versprechenden plattigen Mergelkalke stets als fossilieer.

Die massigen, in dieser Unterzone überhaupt noch verbreiteten Sandsteine sind im Allgemeinen kalkhaltiger, feinkörniger und von einer ausgesprochenen blauen Färbung, wie die Krywe-Sandsteine, an welche sie sich sonst direct anschliessen. Seltener nur treten hier grobkörnigere Varietäten und feine Conglomeratbreccien auf.

Nach der mikroskopischen Untersuchung bestehen die massigen Sandsteine dieser Zone vorwiegend aus Quarzkörnern und solchen Kornaggregaten, wenig rhomboedrischen Carbonat, sehr wenig Feldspath und Biotit. Der letztere zeigt zum Theil noch braune Farbe, zum Theil ist er in Cholorit umgewandelt. Allenthalben treten Eisenoxyde als zurückgebliebene Zersetzungsproducte nach nicht bestimmbar Mineralien auf.

Charakteristisch für den massigen Sandstein sind die zahlreichen schwärzlichen Punkte und Strichlein, die sich im frischen Zustande deutlich von der graublauen Grundmasse abheben und annähernd ebenfalls ein scheckiges Aussehen des Sandsteines verursachen. Die Erscheinung ist jedoch nicht etwa auf fein vertheilte dunkle Kalkpartikelchen, sondern am wahrscheinlichsten auf eine totale Lichtreflexion in den Quarzpartikelchen, zum Theil vielleicht auch auf den spärlich auftretenden dunklen Glimmer zurückzuführen. Selbst noch in den feinkörnigen Varietäten, so in den Strzolka-Sandsteinen, beobachtet man häufig ähnliche Punkte und Strichlein.

Aehnlich wie die Kalkeinlagerungen der in Rede stehenden Unterzone gegen S. immer mehr zurücktreten, verschwinden dieselben allmählig auch in der nördlichen Unterzone ( $\gamma$ ), in welcher letzterer nun Hieroglyphen- und Strzolkaschichten ihre typischste Entwicklung erreichen.

In dieser Unterzone ( $\gamma$ ) führen die plattigen Sandsteine der Hieroglyphenschichten relativ am häufigsten Hieroglyphen, die Schiefer ihrer Zwischenlagen nicht selten schön erhaltene Fucoiden. Die Hieroglyphen- und Strzolkaschichten wechseln auch in dieser Zone vielfach mit massigeren Sandsteinen ab, die feinkörnig und etwas glimmerreicher, wie die früheren sind und häufig eine Neigung zum Zerfallen in grosse Blöcke zeigen. Grobkörnige Varietäten, resp. Conglomerate, treten jedoch in dieser Zone nirgends mehr auf.

Zum Schlusse wäre im Allgemeinen zu erwähnen, dass in der ganzen besprochenen Südzone ( $\alpha$ ) quer auf das Streichen, d. i. von S. dem älteren Gebirge, nach N. hin die massigen Sandsteinbildungen allmählig an Mächtigkeit verlieren und immer feinkörniger werden und gleichzeitig dünn-schichtige Lagen immer mehr prävaliren.

Die einzelnen, vorher genannten Schichtfaciesbildungen der Südzone setzen jedoch einen einheitlichen Complex zusammen, der seiner petrographischen Entwicklung nach am meisten, wie schon früher gesagt, dem karpathischen Neocom entspricht.

In den oberen Hieroglyphenschichten, die das Hangende dieses Complexes bezeichnen und auf die schon unmittelbar die oberen Kreidesandsteine folgen, fehlen meistens Strzolka- und massigere Sandsteine, weshalb diese Schichten gewöhnlich mehr weniger das Aussehen einer Schieferzone annehmen. Ihrer Lage nach sind sie bekanntlich mit den Inoceramenschichten der südlicheren Gegenden zu parallelisiren, mit

welch' letzteren sie auch meistens die grösste petrographische Aehnlichkeit aufweisen.

In der nördlichen Zone (*b*) des in Rede stehenden unteren Kreidegebietes begegnen wir einem ähnlichen Wechsel von Hieroglyphen- und Strzolkaschichten und massigen Sandsteinen, wie in der oben erwähnten südlichen Zone (*a*). Die Hieroglyphenschichten zeigen auch hier eine ähnliche Entwicklung wie dort. Dagegen tritt hier in den massigeren Sandsteinbildungen — um vorläufig noch von einigen anderen abweichenden Vorkommnissen abzusehen — an die Stelle des kalkigen vorwiegend ein kieseliges Bindemittel auf, weshalb die nördliche Kreidezone nicht unwesentliche Unterschiede von der südlichen aufweist. Eine nähere Beschreibung dieser, sowie auch der übrigen Bildungen des Kreidegebietes soll nun bei der speciellen Erörterung der einzelnen Profile — der wir uns jetzt zuwenden — gegeben werden.

Wir fangen mit dem Durchschnitte im Thale der vereinigten Theiss an, um dann gegen SO. bis zum Czeremosz fortzuschreiten.

*a*) Südliche Zone der unteren Kreidestufe und der obercretacische Sandsteinzug.

Das Thal der vereinigten Theiss von Boćskó Rahó flussaufwärts bis Ustieryki.

Die unteren Kreidegebilde beginnen im Theiss-Thale kurz unterhalb von Krasnoplesa (SW. von Boćskó Rahó), woselbst sie im S. unmittelbar an die Verrucanozone des alten Gebirges anstossen. Man beobachtet hier, dem linken Thalgehänge flussaufwärts folgend, Lagen von plattigen Sandsteinen und dunklen Schiefen — denen sich bald, anfangs ganz schwärzliche, weiss geaderte, plattige bis schieferige Mergelkalke mit zum Theil graphitischen, glänzenden Schichtflächen einschalten — im wiederholten Wechsel mit Strzolkaschichten und einzelnen Bänken von massigen Krywe-Sandsteinen, welch' letztere gleich anfangs an zwei Stellen auch in die festen mosaikartigen Conglomeratbreccien übergehen. Die plattigen Sandsteine zeigen hie und da undeutlich ausgeprägte Hieroglyphen. Nebenbei erwähnt sehen die schwärzlichen Mergelkalke den betreffenden Schiefen der krystallinischen Kalkzonen (Par. Obnuju u. s. w.) auffallend ähnlich.

Die erwähnten Kreideschichten bilden eine Reihe von kleineren Aufschlüssen und verflächen, abgesehen von einigen untergeordneten Biegungen und Knickungen, constant nach SW. bis WSW. unter einem Einfallswinkel, der bis 50° Neigung steigt.

Da man den oben angegebenen Schichtwechsel wiederholt in jedem der einzelnen Aufschlüsse beobachtet, so ist bei dem constant gleichen Verflächen der Schichten und den Unterbrechungen zwischen den Aufschlüssen anzunehmen, dass hier die Kreideschichten durch eine Anzahl von verticalen Brüchen verschoben wurden. Aehnliche Störungen gelangen übrigens in der Kreidezone allgemein zur Geltung, wie sich dies noch in der Folge zeigen wird.

Von Lazy flussaufwärts erweitert sich in der Umgebung von Boćskó-Rahó das Theiss-Thal und bieten dann die zum Theil bebauten, vorwiegend jedoch mit Wiesen bedeckten Thalgehänge keine Aufschlüsse.



In den von SO. kommenden Seitenthälern, insbesondere jenen der Silski- und Baldin-Bäche, bemerkt man jedoch (abgesehen von einem reichlichen Gerölle archaischer und dyadischer Gesteine in dem Silski-Bache) in Menge kistchenförmige und mehr plattige Gesteinsstücke von dunklen, geäderten Kalken und Mergelkalken, ferner dunkle Kalksandsteine, Strzolka- und Hieroglyphensandsteine, Thonschiefer, ausserdem auch massige Sandsteine und Stücke feiner Conglomeratbreccien. Man hat es hier mit einem Worte mit der Zone der Kalkeinlagerungen (mittlere Unterzone  $\beta$ ) zu thun, zu der auch die zuerst erwähnten Schichtcomplexe, wenigstens zum grössten Theile einzureihen sind, indem im Theiss-Thale, am Südrande der Kreidezone, die Krywe-Sandsteine noch nicht jene selbstständige und wichtige Entwicklung erreichen, wie dies anderwärts im Streichen der Fall ist.

Erst an der Flussvereinigung der Weissen und Schwarzen Theiss in Ustiryki begegnet man wieder Aufschlüssen von dickbankigen Sandsteinen, die ich bereits der oberen Kreide zuzähle. Die Sandsteine stehen hier auch im Flussbette an und bieten gleich höher am rechten Ufergebänge der Schwarzen Theiss einen grösseren Aufschluss. Sie fallen im Allgemeinen nach S., somit unter die älteren Kreideschichten ein, wie überhaupt eine ähnliche Ueberschiebung der unteren Kreideschichten an deren Nordrande, wenigstens auf gewissen Strecken, Regel zu sein scheint (vergl. auch Taf. VII, Fig. 4 und 5).

Der Sandstein von Ustiryki ist zum Theil als ein wenig kalkhältiger Quarzsandstein, in dem nicht selten bis erbsengrosse, wohl-abgerundete Quarzstückchen fest eingebacken erscheinen, zum Theil dagegen als ein feinkörnigerer, kalkreicher Sandstein mit nicht gerade seltenen grösseren Calcitansfüllungen in Klüften und Sprüngen entwickelt. Glimmer ist verbreitet und tritt in einzelnen Lagen reichlich und auch in grösseren Schüppchen auf. Der Sandstein zerfällt in mittelgrosse, hie und da auch mächtige mehrkantige, vorwiegend jedoch in kleinere, ebenfalls kantige Gesteinsblöcke.

Der Quarzsandstein ist grau, die andere Varietät der kalkhältigeren Sandsteine dagegen graubläulich gefärbt und erinnert letztere in manchen Beziehungen an die massigen Sandsteinbildungen der unteren Kreide.

Ausserdem wurden hier einzelne, wahrscheinlich höheren Lagen entstammende Blöcke mittelkörniger Conglomerate beobachtet, die an den linken Thalgehängen der Weissen und vereinigten Theiss etwas häufiger zu finden sind. Dieselben bestehen aus abgerundeten Geschieben von Quarz, licht-chocoladebräunlichem Jurakalk und weniger verbreiteten krystallinischen Schiefergesteinen. Im Vergleiche mit den untercretacischen mosaikartigen Conglomeratbildungen, sind sie von minder festem Gefüge und unterscheiden sich von letzteren auch durch die Beschaffenheit und Form ihrer Bestandtheile. Die Kalkbrocken verwittern meist gelblichbraun bis ziegelröthlich, was einigermassen auch für die Varietät der graubläulichen massigen Sandsteine bezeichnend ist, indem man in letzteren häufig gelbliche oder röthliche Punkte bemerkt, die eben von feinen Kalkpartikelchen herrühren.

Dieses Conglomerat, welches sich direct mit den oberen Conglomeraten südlicherer Kreidezonen vergleichen lässt (vgl. pag. 461

u. s. w.), werden wir später in schöner Entwicklung in Łubi (NO. von Bogdan) antreffen.

Zwischen den Sandsteinbänken in Ustieryki erscheinen auch schmale Lagen von etwas mürben, grauen feinglimmerigen Schiefeln und ähnlichen, jedoch mehr sandigen und plattigen Gebilden, welche an die hangendsten Hieroglyphenschichten der unteren Kreide erinnern. Wie es sich jedoch später an deutlichen Beispielen zeigen wird, kommen in liegenderen Partien des obercretacischen Sandsteincomplexes fast immer schmälere Zwischenlagen von Schieferbildungen vor, als welche nun auch diese in Ustieryki zu betrachten sind. In hangenden Lagen des Sandsteincomplexes treten sie jedoch fast gänzlich zurück. In Fällen, wo diese Bildungen auf exponirteren Stellen des obercretacischen Sandsteinzuges aufgeschlossen sind und ihr Zusammenhang mit den Sandsteinen nicht direct zu sehen ist, könnten sie anfangs leicht als Aufbrüche unterercretacischer Hieroglyphenschichten betrachtet werden, und dies umsomehr, als man auch in denselben nicht selten, im Kleinen erfolgter Schichtstörungen beobachtet.

Thal der Schwarzen Theiss von Ustieryki flussaufwärts bis Borkut Kwasy; der Felsen von Bostolec.

Während die Varietät der Quarzsandsteine von Ustieryki nur untergeordnet und local im oberen Kreidecomplexe auftritt, erfreuen sich in demselben die graubläulichen kalkhälterigen Sandsteine einer grossen Verbreitung.

So herrschen letztere im Thale der Schwarzen Theiss auf der ganzen Strecke von Ustieryki flussaufwärts bis Borkut Kwasy, wo das Thal wieder enger wird. Am Fusse der vorwiegend mit Wald bedeckten Gebirgsgehänge bilden hier die Sandsteine auf vielen Stellen felsige Schichtpartien und verflachen constant nach W., höher SW. Der Einfallswinkel steigt bis 50° Neigung.

Der Sandstein erscheint stellenweise in mächtigen, über 1 Meter dicken Bänken, so z. B. bei der mit 474 Meter berechneten Thalsohlhöhe u. s. w.; auch wird derselbe stellenweise grobkörnig. Hie und da bildet er auf den Gebirgsgehängen einzelne emporragende Felspartien, so z. B. westlich von der früher erwähnten Höhe 474 Meter auf der rechten Thalseite; dann, in besonders auffallender Form, auf dem linken Thalgehänge im NO. von Bilin, bei der auf der Karte mit Kolo Bostolec bezeichneten Localität.

Vom Weiten schon fällt hier ein weisslicher Felsen auf, den man für einen Kalkfelsen halten würde, der jedoch aus dem massigen obercretacischen Sandstein besteht. Seiner Form nach erinnert dieser Felsen an einen im Verfallenen begriffenen Schlossthurm, im Allgemeinen an „Ruinen“ — eine von den Karpathen-Geologen vielfach benützte Bezeichnung für gewisse Formen der Sandsteinfelsen.

Den Namen Bostolec (ob richtig geschrieben, bleibt dahingestellt), möchte sich auf das Wort Stolec (altslavisches Wort, gleichbedeutend mit Stuhl, Thronsessel) zurückführen. Nun befindet sich auch in der Czarna Hora ein exponirter Felsen, der Stolec Dobosza (Stuhl des Dobosz) genannt wird. Dobosz war ein bis heute im Volksmunde lebender berühmter Räuberhäuptling der Huculen. Er soll angeblich von

jenem, eine weite und gute Aussicht bietenden Felsen Umschau über die Gegend gehalten, am selben ausgeruht, und weitere Pläne gesponnen haben. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass das ruthenische Volk überhaupt allen den exponirten und dabei eigenthümlich geformten Felsen den Namen Stolec beilegt.

So dürfte sich auch hier der Name Bostolec auf den vorerwähnten Sandsteinfelsen beziehen und würde dann die Bezeichnung Kolo Bostolec so viel als eine, beim Felsen Bostolec gelegene Localität bedeuten. Etwas Näheres darüber konnte ich übrigens von Niemandem erfahren.

Im Liegenden der massigen Sandsteine beobachtet man auf der genannten Strecke im Theiss-Thale an einigen Stellen ganz schmale Aufschlüsse von graubläulichen, feinkörnigen und sehr festen, in eckige Stücke zerfallenden feinglimmerigen Sandsteinen mit vielen Calcitadern, die mit untergeordneten Schieferlagen wechseln. Diese Sandsteine, welche ganz an dünnbankigere Strzolkasandsteine erinnern, sind z. Th. auch plattig und etwas krummschalig entwickelt und mit feinen Hieroglyphen versehen (z. B. in Bilin).

Das Vorkommen von Hieroglyphen, die, abgesehen von ganz groben Reliefformen, dem obercretacischen Sandsteincomplexe gänzlich fehlen, spricht nun vor Allem für die Zuzählung obiger Schichten zur unteren Kreide, womit auch ihre liegende Lage stimmt, wenn auch dieselben hier einige Abweichungen von den typischen Hieroglyphenschichten zeigen und sich von dem obercretacischen Sandstein weniger deutlich abgrenzen lassen. Es wurde übrigens im Bereiche der obercretacischen Sandsteine wiederholt auch an anderen Orten (so im Czeremosz-Thale) die Beobachtung gemacht, dass in Fällen, wo diese in einer mehr den untercretacischen massigeren Sandsteinbildungen ähnlichen Facies (graublaue, kalkhältige Sandsteine) auftreten, die untere Kreide weniger typisch entwickelt ist und in die obere allmähig überzugehen scheint. Nicht zu übersehen ist jedoch dabei der Umstand, dass man es hier jedenfalls nur mit ganz schmalen Aufbrüchen der unteren Kreide zu thun hat, weshalb eine genauere Trennung nicht leicht durchzuführen ist.

Da auf der in Rede stehenden Strecke im Theiss-Thale die massigen Sandsteinbänke nach W. bis SW. verfläichen und ein entgegengesetztes Einfallen nirgends beobachtet wurde, so ist anzunehmen, dass hier der obercretacische Sandsteincomplex durch mehrere senkrechte Brüche verworfen wurde. Es spricht dafür auch der allgemeine Gebirgsbau, indem die dem Flusslaufe entgegengesetzten Seiten der Gebirgsrücken stets steiler sind, als jene, die dem Flusslaufe folgen.

Kurz unterhalb von Borkut Kwasy erweitert sich das Theiss-Thal, um dann bald höher, von der Einmündung des Kwasienska-Baches flussaufwärts bis Swidowec, durch die unteren Kreideschichten der nördlichen Zone (*b*) eingeeengt zu werden.

In Borkut Kwasy treten, wie darauf schon der Name hindeutet, im obercretacischen Sandstein an mehreren Stellen Sauerquellen zu Tage. Gleich oberhalb der am rechten Ufer befindlichen Kirche sieht man am linken Theiss-Ufer eine schmale jedoch ziemlich hohe Diluvialterrasse, die aus feineren und gröberem Flussgeschieben, worunter man auch jurassische Melaphyr-Rollstücke bemerkt, besteht. Letztere sind

auch frei im Theiss-Bette, besonders höher flussaufwärts, zu beobachten. Die Schottermassen der Terrasse, welchen sich Streifen groben Sandes einschalten, sind stellenweise durch ein Kalkbindemittel zu einer Art mürben, leicht zerfallenden Conglomerates verkittet. Obwohl speciell hier, in unmittelbarer Nähe, keine Sauerlinge vorkommen, so ist es doch sehr wahrscheinlich, dass diese Verkittung der Geröllmassen als eine Folge der einstigen Thätigkeit von Sauerlingen zu betrachten ist. Letztere sind nämlich sehr kohlenensäurehaltig und vermögen deshalb grosse Mengen Kalkes aufzulösen, um selbe unter geeigneten Verhältnissen abzusetzen. Aehnliches wurde auch bereits früher im Cisla-Thale, bei der Alexander-Quelle beobachtet (pag. 415).

#### Das Körösmezőer Pietrosz-Gebirge; abgerutschte Sandsteinmassen am Pietrosul.

Aus dem Theiss-Thale ziehen die obercretacischen Sandsteine nach NO., wo sie das mächtige Pietrosz-Gebirge zusammensetzen. In diesem Gebirge herrscht überall der massige, frisch bläuliche, mittel- bis ziemlich feinkörnige, mehr oder weniger glimmerreiche Sandstein, in welchem sich jedoch Calcit nur seltener in feineren Sprüngen und Klüften ausscheidet. Er wird hier häufig grobkörnig und sind dann in ihm stets jene gelblichen bis ziegelröthlichen Fleckchen, die von Kalkpartikelchen herrühren, zu beobachten, die bei einer näheren Betrachtung auch in den feinkörnigeren Sandsteinvarietäten fast stets zu sehen sind.

Der Sandstein erscheint stellenweise sehr dickbankig entwickelt — so z. B. am Menczul 1314 Meter (westlich von Pietrosz), wo er unter 40° Neigung nach SW. verflächt, ferner im Szesul-Pietrosz-Hauptzuge u. s. w.

Im letztgenannten Hauptzuge, der von SW. nach NO. und somit senkrecht auf das allgemeine Gebirgssreichen verläuft, ist auch das Verflächten der Sandsteinschichten ein anormales, nämlich ein nordwestliches. Diese Einfallsrichtung ist insbesondere deutlich am Ostgehänge des Pietrosz zu sehen, welches letzteres einem mächtigen Schichtkopfe des obercretacischen Sandsteincomplexes entspricht; der Neigungswinkel der Schichten beträgt daselbst 30°. (Vgl. auch Taf. VII, Fig. 7.)

Nebenbei wäre hier zu erwähnen, dass auf der nordöstlichen Seite des mit Pietrosz zusammenhängenden Pietrosul eine gewaltige Masse von Sandsteinschichten zur Abrutschung gelangte. Die abgerutschten Sandsteinbänke bilden noch eine zusammenhängende Masse, die im Allgemeinen nur eine kurze Strecke, einige wenige Zehntel Meter, von der ursprünglichen Stelle hinunterglitt. Die ober derselben sich erhebenden, aus Schichtköpfen bestehenden felsigen Gehänge des Pietrosul machen noch ganz den Eindruck einer frischen Ablösungsfläche, zu der man sich ganz leicht die abgerutschte Masse hinzudenken kann. Insbesondere gut ist diese Erscheinung von dem zur Howerla der Czarna Hora-Kette führenden Sattelkamme zu beobachten.

Der massige Sandstein bildet auch in dem Pietrosz-Gebirge hier und da kleinere, ruinenartige Felspartien, die von Weitem gesehen, leicht für jurassische Kalkfelsen gehalten werden könnten, von welchen letzteren, die hier an einigen Stellen auftreten, später eine nähere

Erwähnung geschehen wird. Solche Sandsteinfelsen sind z. B. auf den linken (östlichen) Gehängen des kesselartigen Thales der Rohonieska polonina, insbesondere in der Nähe des Thalbodens, zu beobachten.

Häufig auch werden hier die Gebirgsgehänge mit einem groben Trümmermateriale des massigen Sandsteins bedeckt. In dem nördlichen und orographisch höchsten Theile dieses Gebirges, der durch Szesul, Pietrosz und die am nordwestlichsten gelegenen Szesa (1564 Meter) gebildet wird, zeigt der Sandstein fast überall die Tendenz zum Zerfallen in grosse dicke Platten.

Den südlichen und orographisch tiefer gelegenen Theil dieses Sandsteinzuges, welcher sich in den durch die beiden Theiss gebildeten Winkel hineinzieht, verquerte ich in der Richtung von Borkut Kwasy im Thale der Schwarzen Theiss, bei dem Bostolec-Felsen vorbei, über Stebiora hinüber in das Thal der Weissen Theiss, unterhalb der Mündung des Paulek-Baches. Auf dieser ganzen Strecke herrschen nur obercretacische Sandsteine, resp. auf dem nordwestlichen Zweigrücken der Stebiora (1174 Meter) auch Conglomerate, welche letztere vorwiegend aus Quarzgeschieben bestehen und auf dem bewaldeten Rücken in grossen Blöcken herumliegen. Erst in tieferen Horizonten des Sandsteincomplexes traf ich, und zwar beim Herabsteigen in das Thal der Weissen Theiss, auf einem Fusswege, auch schiefrige Zwischenlagen an.

Noch tiefer unten in letzterer Richtung und schon in der Nähe der Thalsohle der Weissen Theiss, erreicht man schliesslich im Liegenden der oberen Sandsteine eine Zone von untercretacischen Hieroglyphenschichten, die gleich weiter im Streichen, an der Paulek-Mündung, einige grössere Aufschlüsse bieten. Die Schiefer der Hieroglyphenschichten, denen sich untergeordnet auch dünnere Lagen von Strzolkasandsteinen (12—14 Ctm.) einschalten, führen in dem Paulek-Thale hie und da die bezeichnenden Fucoiden. Letztere fanden sich in einer sehr schönen Erhaltung auch gleich höher im Theiss-Thale, in Woczi (bis wohin die obige Aufbruchszone der unteren Kreide reicht) und zwar am rechten Theiss-Gehänge vor. Man sieht dort einen feineren Schutt von Hieroglyphenschichten, in welchem auch Stücke von dunkelgrauen, festen Mergelschiefen zu finden sind und die eben sehr schön erhaltene *Sphaerococcites*-Exemplare führen. Nebenbei erwähnt, kommen jedoch Mergelschiefer in den obersten Hieroglyphenschichten nur selten vor.

Folgt man dem früher erwähnten Paulek-Thale bachaufwärts, so trifft man in diesem Thale höher noch an einigen Stellen kleinere Aufbrüche von untercretacischen Schichten an. Unterhalb der mit 673 Meter berechneten Thalsohlhöhe dieses Baches, schalten sich dem obercretacischen Sandsteincomplexe ziemlich grobkörnige Conglomerate, mit lichterem Jurakalkbrocken, ein. Letztere treten hier somit im Streichen der Stebiora-Conglomerate auf.

Thal der Weissen Theiss von Ustierky flussaufwärts bis Bogdan; Profil des Krywe-Rückens.

Im Thale der Weissen Theiss selbst herrscht von Ustierky bis in die Nähe von Bogdan vorwiegend der obercretacische, massige, frisch bläuliche und grau verwitternde, ziemlich glimmerhältige Sandstein, der stellenweise grobkörnig wird und dann deutlich die bezeichnenden

gelblichen Kalkpunkte zeigt. Nur an wenigen Stellen treten auf dieser Strecke auch im Thale selbst Hieroglyphenschichten zum Vorschein. Es greift jedoch der massige Sandstein nur mit seichten Lappen auf die linke Thalseite hinüber, so dass hier der Lauf des Flusses annähernd fast genau die Grenze zwischen der oberen und unteren Kreide, welche letztere das Gebirge am linken Ufer zusammensetzt, bezeichnet. Unterhalb der Paulek-Mündung wird der Theiss-Fluss durch dickbankige Sandsteine der oberen Kreide schluchtartig eingeengt.

Auf den steilen Gebirgsgehängen, die das linke Ufer der Theiss begleiten, sieht man hie und da in den Thalrissen ein echt untercretacisches Schuttgerölle, das von oben herabkommt, während unten in der Thalsohle obercretacische Sandsteine anstehen. Letztere fallen, ähnlich wie in Ustiryki, gegen das ältere Kreidegebirge ein. (Vergl. pag. 521.)

Eine Seitenexcursion aus dem Theiss-Thale gegen Süden, über den Rücken des Krywe zum krystallinischen Menezul (1380 Meter) lieferte Resultate von einiger Wichtigkeit.

Beim Aufstieg auf den genannten Rücken beobachtete ich auf dem waldigen Wydryczka-Gebirgshange durch längere Zeit zwar nur einzelne lose Gesteinsstücke, die jedoch ihrer Beschaffenheit nach ohne Zweifel auf ein untercretacisches Terrain hindeuten. Höher, im NO. von Krywe, waren dann auch Stücke von Kalksteinen zu finden, wie solche eben für die mittlere Unterzone ( $\beta$ ) der unteren Kreide charakteristisch sind. Schon in der Nähe der höchsten Kammerhöhung des Krywe-Rückens erschienen hierauf die das Hangende der unteren Kreide bezeichnenden (oberen) Hieroglyphenschichten, über welchen auf der genannten Kammerhöhung massige, glimmerige Sandsteine der oberen Kreidestufe folgten.

Auf dem Kamme südlich von Krywe kommen wieder die früheren Hieroglyphenschichten, dann noch liegendere Schichten der unteren Kreide zum Vorschein, bis sich wieder Kalkeinlagerungen bemerkbar machen. Weiter südlich wiederholt sich noch einmal das obige Profil, und tritt auch dort auf der mittleren, mit U Plaika benannten Kammerhöhung, ähnlich wie am Krywe, eine Scholle von massigen, obercretacischen Sandsteinen auf.

Nach dem Gesagten erscheinen somit am Krywe-Rücken die Kreideschichten in einige seichte Wellen gefaltet und ist der Gebirgsbau hier als ein regelmässiger zu bezeichnen. Wir werden auch in der Folge sehen, dass die in den unteren Kreideschichten so häufig zu beobachtenden Störungen vorwiegend auf mehr locale oder secundäre Wirkungen von wenig ausgedehnter Tragweite zurückzuführen sind, und dass die südliche Kreidezone, im Allgemeinen betrachtet, eine grosse Welle darstellt, die jedoch an ihrem Nordrande in den meisten Fällen überschoben erscheint, an ihrem Südrande dagegen stets discordant an das ältere Gebirge anstösst. (Vergl. Taf. VII, Fig. 4 und 5.) Die erwähnten secundären Wirkungen, die sich vor Allem in zahlreichen kleineren Brüchen äussern, machen den Eindruck, als würden die Kreideschichten bei der Gebirgshebung ineinander geschoben oder stark zusammengepresst worden sein.

Der regelmässig wellenförmige Bau des Krywe-Rückens, das Auftreten von Kalksteinlagerungen — denen wir vorher tief unten im

Streichen, bei Boesko Raho im Thale der vereinigten Theiss, begegneten — am Kamme dieses Rückens, lässt schon jetzt die Annahme als begründet erscheinen, dass die vorher theoretisch angenommenen drei Unterzonen der älteren Kreide ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ) mit grosser Wahrscheinlichkeit nicht etwa altersverschiedenen Horizonten entsprechen, sondern lediglich als quer auf das Streichen zur Geltung gelangende Faciesunterschiede eines einheitlichen Schichtcomplexes zu betrachten sind. Man könnte sich auch sonst in dem vorliegenden Falle die concordante Lage der obercretacischen Schollen am Krywe-Plaika-Rücken nicht anders erklären.

Thalgebiet des Kwasny-Baches, Kalktuffablagerungen im Masłokrut-Thale; Fortsetzung des Profiles nach N. im Bogdan-Thale.

Im weiteren Verfolg der unteren Kreidezone gegen SO. begegnen wir in dem Kwasny-Thale (südlich von Bogdan) einem für diese Zone in manchen Beziehungen lehrreichen Durchschnitte.

In dem zunächst dem älteren Gebirge gelegenen Kreidegebiete dieses Thales beobachtet man ähnliche Verhältnisse, wie bei Krasnoplesa im Theiss-Thale, unterhalb von Boesko Raho. Es treten hier jedoch die massigeren Bildungen, nämlich Krywe- und Strzolkasandsteine — denen sich an einigen Stellen, so z. B. gleich unterhalb der Klause am rechten Kwasny-Ufer, auch die feinen Conglomerate zugesellen — mehr in den Vordergrund und bedecken mit einem vorwiegend feineren Trümmer-schutte die Gebirgsgehänge. Nur an einigen Stellen machen sich auch dünn-schichtige Lagen mit dunklen Mergelkalkbänken bemerkbar. Man sieht dieselben z. B. auf den östlichen Ufern des Klausteiches schwach aufgeschlossen, wo sie in einige kleinere, zum Theil verworfene Wellen zusammengefaltet erscheinen, im Allgemeinen jedoch nach SW., gegen das ältere Gebirge einfallen und hier allem Anscheine nach den tiefsten Kreidehorizont bezeichnen.

Thalabwärts verquert man dann, von der Mündung des Masłokrut bis zu jener des Radomir-Baches, die mittlere, das ist die eigentliche Zone der Kalkeinlagerungen ( $\beta$ ). Letztere sind stellenweise im Bach-bette auch anstehend, im Verbande mit Hieroglyphen- und Strzolkaschichten zu beobachten. Abwechselnd mit diesen tritt im Bachbette ein sehr massig gebankter Sandstein auf, der häufig in grossen abgewaschenen Blöcken anzutreffen ist. Derselbe nähert sich am meisten dem Typus der Krywe-Sandsteine, ist jedoch etwas kalkhaltiger als letzterer und erscheint auch häufiger, und zwar von mitunter ziemlich dicken Calcitadern durchzogen. Der mikroskopische Befund dieses Sandsteins wurde vorher angeführt (pag. 519).

Es hat fast den Anschein, als würde hier letzterer Sandstein dem Liegenden der kalkführenden Schichten angehören, was indessen in Folge der eigenthümlichen Unbeständigkeit in der Ausbildung und den Lagerungsverhältnissen der Kreideschichten nicht mit Bestimmtheit gesagt werden kann.

Vom Radomir-Bache thalabwärts beherrschen hierauf das Thal des Kwasny-Baches, bis zu dessen Einmündung in die Theiss, Hieroglyphenschichten in typischer Ausbildung. Untergeordnet schalten sich

denselben, die auch mit massigeren Sandsteinbildungen wechseln, dunkle Mergelkalkbänke ein. An mehreren Stellen fanden sich da einzelne Gesteinsstücke mit sehr typischen Hieroglyphen, sowie Schieferstücke mit Fucoiden vor, wie überhaupt solche typische Vorkommen meist nur auf einzelnen Gesteinsstücken anzutreffen sind.

Die erwähnten Schichten bilden eine Reihe von kleineren, getrennten Aufschlüssen und fallen auf der ganzen Strecke ziemlich flach und, abgesehen von einigen geringeren Abweichungen, constant nach NW. ein. Dieses anormale Verfläichen, das auch nördlich, im Theiss-Thale vorherrscht, wurde vorher auch noch im weiteren nördlichen Streichen, d. i. im Pietrosz-Szesul-Zuge constatirt.

Die gleiche Einfallsrichtung und die sich regelmässig wiederholenden Unterbrechungen zwischen den einzelnen Aufschlüssen, sprechen für das Vorhandensein einer Reihe von kleineren Verwerfungen. Es ist anzunehmen, dass die festen und spröden Schichten bei der Gebirgshebung dem Drucke nicht in Wellen nachgeben konnten, sondern durch verticale Brüche verworfen wurden. Hie und da sieht man auch direct kleine senkrechte Verschiebungen in den einzelnen Aufschlüssen der Hieroglyphenschichten.

Auf den aufschlusslosen Strecken aber — zwischen den einzelnen anstehenden Partien von Hieroglyphenschichten — begegnet man in den kleinen Wasserrissen der Thalgehänge wiederkehrend geringeren Schuttbildungen von dunklen, stark geaderten Kalken und Kalksandsteinen. So sieht man beim Thalabwärtsgehen, dass auf eine Schuttmasse der erwähnten Kalkbildungen eine Hieroglyphenpartie, auf diese wieder die früheren Kalkbildungen, dann wieder Hieroglyphenschichten folgen u. s. w., so dass scheinbar die Kalkbildungen sowohl im Liegenden wie auch im Hangenden der Hieroglyphenschichten erscheinen. Indess ist es jedoch das Wahrscheinlichste, dass hier die Kalkbildungen ausschliesslich dem Liegenden der Hieroglyphenschichten entsprechen und nur durch die früher erwähnten Verwerfungen in z. Th. scheinbar hangende Lage von letzteren gebracht wurden. Mit Bestimmtheit lässt sich dies nicht entscheiden, da vor Allem zusammenhängende Aufschlüsse, wie überhaupt im ganzen Kreidegebiete, so auch hier fehlen, und man andererseits nicht mit voller Bestimmtheit behaupten kann, dass die in Rede stehenden Hieroglyphenschichten insgesamt einem und demselben Horizonte, in engerer Bedeutung des Wortes, entsprechen. Wie dies nämlich schon früher angenommen wurde und gleich an einem Beispiele nachgewiesen werden soll, wechseln auch thatsächlich Hieroglyphenschichten, Schichten mit Kalkeinlagerungen u. s. w. in senkrechter Richtung mehrere Male mit einander ab.

Im Allgemeinen nehmen jedoch die Kalkbildungen auch im Kwasny-Thale gegen N. (wie dies vorher theoretisch angenommen wurde), d. i. bachabwärts immer mehr ab, obwohl man speciell in diesem Thale, wo ein anormales Verfläichen der Schichten eintritt, bei einer Bewegung von S. nach N. unter einem sehr spitzen Winkel die Streichungsrichtung der Schichten verquert.

Von dem erwähnten wiederkehrenden Auftreten der einzelnen Kreideschichtbildungen in verschiedenen Horizonten, kann man sich nun direct überzeugen, wenn man z. B. von der Mündung des vorher genannten



Radomir-Baches, an welcher Schichten mit Kalksteineinlagerungen anstehen, direct nach S. über den steilhangigen und dichtbewaldeten Radomir groß gegen die Eruptivgruppe des Pietrys hinaufsteigt.

Den Nordfuss dieses Gebirgsrückens nehmen gleich höher dickbankige Sandsteine ein, die nach oben mit dünnenschichtigen Lagen wechsell. Dann bilden letztere (Hieroglyphenschichten) eine selbstständige Zone, der sich nach oben anfangs dünne, dann dickere Bänke von dunklen Kalk- und Kalksandsteinbildungen einschalten. Höher (etwa 200 Meter über der Thalsohle des Kwasny) tritt abermals ein Wechsel von Hieroglyphen-Strzolkaschichten mit massigen Sandsteinbänken und hierauf (in einer Höhe von circa 300 Meter) wieder eine Zone mit Kalkeinlagerungen auf.

Die Schichten fallen constant nach SW., insoferne man dieselben überhaupt im Schichtverbande sehen kann.

Weiter, beiläufig in einer Höhe von 1000 Meter (ü. d. M.), wo sich bereits der Rücken flacher legt, herrschen glimmerarme Sandsteine, die mit dünnenschichtigen Lagen wechsell. Letztere bieten hier und da kleine Aufschlüsse und zeigen secundäre, jedoch starke Schichtstörungen. Dann treten — auf einer Alpenwiese — glimmerarme, z. Th. grobkörnige Krywe-Sandsteine und feine Conglomeratbreccien auf, während weiter nach S., gegen die Eruptivkuppe des Pietrys, sich noch einmal dünnschichtige Lagen (plattige Sandsteine und Schiefer) bemerkbar machen.

Es wiederholt sich somit am Radomir-Rücken das vorher im südöstlichen Streichen, im Kwasny-Thale, verquerte Profil. Da jedoch den einzelnen Schichtgruppen bestimmte Eigenschaften abgehen und vor Allen Fossilien fehlen, um sie verschiedenen Ortes stets wiederzuerkennen, so musste auf eine nähere Horizontirung derselben umso mehr verzichtet werden, als auch Aufschlüsse im Stiche lassen.

Einen ähnlichen wiederkehrenden Schichtwechsel beobachtet man auch, wenn man z. B. aus dem Kwasny-Thale bei der Mündung des Maslokut-Baches, gegen SO. auf dem Tomnatek groß hinaufsteigt, oder den langen, das rechte Ufer des Kwasny-Baches begleitenden Douhi-Rücken seiner ganzen Länge nach begeht. Auf dem letztgenannten Rücken wurden Kalkeinlagerungen etwas westlich von der Höhe 1356 Meter, dann weiter nördlich bei 1132 Meter und, beim Hinabsteigen in der Richtung zur Kwasny-Mündung, im unteren Theile des nordwestlichen Ausläufers des Douhi-Rückens beobachtet. Auf der Ostseite des Douhi-Rückens dagegen, und zwar im Stiaul-Thale selbst, kommen die Kalkbildungen nur mehr ganz untergeordnet und an wenigen Stellen am Unterlaufe des Stiaul vor.

Zum Schlusse der Betrachtungen über das Kreidegebiet des Kwasny-Baches wäre noch zu erwähnen, dass eine Seitenexcursion in das Thal des Maslokut-Baches sich in mancher Hinsicht als lohnend erweist. In diesem Thale erreichen Kalkbildungen eine grosse Verbreitung und verursachen im Vereine mit kalkhaltigen Sandsteinen die Bildung von förmlichen Kalktuffeln, wie man hier solche stellenweise am unteren Laufe des Maslokut, bevor sich dieser in die zwei oberen Hauptarme verzweigt, beobachtet. Kalktuffbildungen sind zwar in der unteren Kreidezone (a) nicht selten, doch nirgends in solcher Mächtigkeit anzutreffen, wie hier (vergl. auch pag. 495).

Von der Mündung des Kwasny-Baches folgen wir jetzt der Weissen Theiss flussaufwärts, um hierauf im Thale des Bogdan-Baches, der im gleichnamigen Dorfe in die Theiss mündet, das Profil nach N. fortzusetzen.

Am Eingang in das Bogdan-Thal sieht man Hieroglyphenschichten, die nur schmal und fast nur an der Thalsohle selbst aufgeschlossen sind und über denen sich gleich höher massige obereretacische Sandsteine lagern. Die Hieroglyphenschichten gleichen in petrographischer Beziehung jenen aus dem Kwasny-Thale, führen jedoch weniger typische Hieroglyphen und enthalten auch keine Kalkeinlagerungen. Am rechten Bogdan-Ufer beobachtete ich in denselben ganz kleine linsenförmige Einlagerungen von Sphärosiderit. Ihrer Stellung nach sind sie als der oberste Horizont der Hieroglyphenschichten, d. i. als das Hangende der unteren Kreide zu betrachten. Mit den sie überlagernden obereretacischen Sandsteinen fallen sie flach nach NW. ein.

Der obereretacische Sandstein, der in bis 1·5 Meter dicken Bänken erscheint, ist hier mehr lichtgrau gefärbt und in einzelnen Lagen sehr glimmerreich. Er neigt zum Zerfallen in grosse Blöcke. Insbesondere höher, bachaufwärts, wird derselbe häufig grobkörnig, wobei in ihm Quarzbestandtheile stellenweise sehr vorwiegen. Derselben geht auch weiter thalaufwärts, kurz bevor man die kleine, auf der Karte eingezeichnete untere Kreideinsel erreicht, in ein gröberes Conglomerat mit bis zu kopfgrossen Einschlüssen über.

Das letztgenannte grobe Conglomerat bildet hierauf eine kurze Strecke bachaufwärts steile Felswände und engt das Thal schluchtartig ein. Nach oben wird es jedoch feinkörniger und es herrschen z. B. im nordwestlichen Streichen hoch oben am Miaki-Rücken nur feinere Conglomerate in Verbindung mit groben Sandsteinen. Im Liegenden dieses Conglomerates, welches genau im Streichen jenes im Paulek-Thale, sowie jenes von der Stebiora auftritt, erscheinen bachaufwärts dünn-schichtige Lagen, welche, wie schon erwähnt, einem kleinen, inselartigen Aufbrüche der unteren Kreide entsprechen.

Thalaufwärts herrschen dann lange Zeit feste, bläuliche, massige Sandsteine, in denen man nicht selten Calcitausfüllungen in Klüften bemerkt, die aber andererseits durch ihre z. Th. quarzitisches Ausbildung und bedeutend grössere Härte, sowie auch durch das Zerfallen in vorwiegend kleinere eckige Gesteinsstücke, etwas fremdartig in dem obereretacischen Sandsteincomplexe erscheinen, trotzdem aber ohne allen Zweifel dem letzteren angehören. In ihrem Liegenden kommen auch höher an der Thalsohle (ähnlich wie im Thale der Schwarzen Theiss) untereretacische Schichten zum Vorschein, die jedoch nur so geringe Aufbrüche constituiren, dass sie bei der Einzeichnung auf der Karte unberücksichtigt gelassen wurden. Dieselben sind jedoch mit den obereretacischen schmalen Zwischenlagen von schiefrigen Bildungen nicht zu verwechseln, welche letztere auch hier in den oberen Sandsteinen, u. z. deren liegenderen Partien, zu finden sind.

Abgesehen von einigen geringeren Abweichungen im Verflachen und steilerer Schichtstellung fallen die Sandsteinbänke auf der ganzen erwähnten Strecke im Bogdan-Thale im Allgemeinen nach SW. ein.

Die genannten festen, z. Th. quarzitischen Sandsteine des Bogdan-Thales herrschen im nordwestlichen Streichen auch auf dem Silee-Rücken, während von Silee gleich im S., am Sehlen, sowie im N., am Szesul, die gewöhnliche Sandsteinvarietät vorkommt. Es tritt auch daselbst der Unterschied zwischen diesen beiden Sandsteinvarietäten in Folge stärkerer Verwitterung, welche durch die exponirte Lage des Kammes begünstigt wird, noch deutlicher zum Vorschein.

Weder auf dem letzterwähnten langen Rücken, der von Młaki zum Szesul über Silee führt (ebenso auf dem südöstlichen, das rechte Bogdan-Ufer erreichenden Zweigrücken des Szesul, sowie auch auf den übrigen Nebenrücken des Pietrosz-Hauptzuges), noch auf dem langen, das linke Bogdan-Ufer begleitenden Gebirgsrücken Borkutowyj Preług, wurden irgendwo Hieroglyphenschichten oder auch sonstige Bildungen der unteren Kreidestufe beobachtet. Es herrschen daselbst überall die massigen obereretaeischen Sandsteine, und zwar, mit Ausnahme von Silee, von der gewöhnlichen Varietät. Es kann somit die Frage über die Stellung der festen und theilweise quarzitisches entwickelten Sandsteine nur dahin beantwortet werden, dass dieselben nur als eine locale Faeciesbildung des obereretaeischen Sandsteinecomplexes zu betrachten sind. Wir werden auch thatsächlich in der Folge dieser Sandsteinvarietät noch an einigen Stellen im oberen Kreidecomplexen begegnen, wie auch bereits vorher in Ustiryki ähnliche, jedoch mehr grobe Quarzsandsteine beobachtet wurden. —

Bevor wir, gegen SO. fortschreitend, auf das nächste Hauptprofil der Kreidezone im Krywe-Thale zu sprechen kommen, soll noch vorher des Durchchnittes im Theiss-Thale, von der Bogdan-Mündung flussaufwärts, in Kürze gedacht werden.

Im Streichen des obereretaeischen Sandsteinzuges von Bogdan Theiss-aufwärts bis in das Czeremosz-Thal; grobes Conglomerat von Łuhi, Aufbrüche unterer Kreide in Łuhi u. s. w.

Oberhalb von Bogdan wird das Theiss-Thal von massigen, mitunter sehr glimmerreichen Sandsteinen eingenommen, in deren Liegenden höher im Thale, untereretaeische Hieroglyphenschichten, hier und da von starken Störungen betroffen, in einer schmalen Aufbruchszone zum Vorschein kommen. Dann senken sich wieder die obereretaeischen Sandsteine bis zur Thalsohle herab und bedecken auf einer kurzen Strecke die Gebirgsgelände mit einem mächtigen Blockwerk, worunter man auch Blöcke von gröberen und feineren Quarzsandsteinen beobachtet (stumpfe Kegelform der Berge, vergl. pag. 514).

Thalauftwärts und kurz vor Łuhi entwickelt sich aus dem massigen Sandstein ein grobes Conglomerat, das hier genau im Streichen jenes im Bogdan- und Paulek-Thale (u. s. w.) auftritt und einen steilen Abhang bildet, der den Fluss zu einer Krümmung zwingt. In der mittelgroben Conglomeratmasse stecken kopfgrosse und auch grössere Rollstücke von lichtgrauem und graubraunem Kalk, weissem Quarz u. s. w. Von krystallinischen Gesteinen wären als Bestandtheile auch schwarze Kieseliefer und grünlich gefärbte Schiefer zu erwähnen. Die Kalkeinclusionen entsprechen petrographisch ganz den anstehenden

Kalken der später zu beschreibenden Juraklappen, speciell dem Stramberger Kalke, wie solcher zum Beispiel am Ostfusse des Pietrosz vorkommt. Auch zeigen sie Andeutungen von Versteinerungen, wie solche sonst nur in den Jurakalken beobachtet wurden.

Dieses Conglomerat erinnert in seiner ganzen Entwicklung, ähnlich wie auch die vorher aus dem Bogdan- und Paulek-Thale erwähnten, direct an die Conglomerate der oberen Kreidestufe in den südlicheren Gegenden (vergl. pag. 461).

Im Liegenden dieses Conglomerates folgt Theiss-aufwärts in Łuhi eine grössere Aufbruchzone von untercretacischen Gebilden, die mit Berücksichtigung der Anschlüsse zu beiden Seiten der Theiss aus einer Verknüpfung von Hieroglyphen- und lichter gefärbten — von den bis jetzt in der Kreidezone angetroffenen zum Theile etwas abweichenden — Strzolkaschichten bestehen.

Diese abweichenden Faciesbildungen werden wir später im Thale der Schwarzen Theiss, an der Einmündung des Kwasienska-Baches, in typischer Entwicklung antreffen und unter der Bezeichnung von Kwasienska-Schichten näher beschreiben. Vorläufig sei nur erwähnt, dass in denselben licht graubläulich gefärbte, glimmer- und kalkreiche, geaderte Strzolkasandsteine mit eigenthümlich zersprungenen Verwitterungsflächen, auf denen man auch Hieroglyphen von etwas gröberer Zeichnung bemerkt; ferner licht gefärbte mürbere Schiefer u. s. w. auftreten, und dass diese Schichten in vielen Beziehungen sehr an die obereocenen Gebilde, wie wir denselben in der südlichen Sandsteinmulde begegneten, erinnern. Ihre Lage, sowie auch ihre Verknüpfung mit den für die untere Kreide typischen Hieroglyphenschichten, lässt jedoch über ihr cretacisches Alter keinen Zweifel aufkommen, wie dies noch später bei der Beschreibung der Nordzone der unteren Kreide (*b*) näher nachgewiesen und auch der Umstand festgestellt werden soll, dass diese abweichende Schichtzone nur in einer bestimmten Streichungsrichtung und stets in einem und demselben, und zwar höheren Horizonte der unteren Kreide ihre Verbreitung findet. Es sind übrigens auch schon in der Südzone der unteren Kreide (*a*), und zwar an ihrem Nordrande, hie und da Andeutungen von diesen Faciesbildungen zu beobachten, die im Allgemeinen sehr selten im Schichtverbande anzutreffen sind und meist feuchte, lehmige und bläulich gefärbte Schuttgehänge, welche charakteristische Korbblütler (*Tussilago*, *Petasites*) nähren, bilden — so zum Beispiel gleich beim Eingange in das Kwasny-Thal am linken Thalgehänge u. s. w.

Höher in Łuhi herrschen dann wieder obercretacische Sandsteine. Ich beobachtete daselbst an einigen Stellen auch die aus dem Bogdan-Thale und von Silce bekannte feste, quarzische Sandsteinvarietät. Es herrscht hier jedoch der massige, blaue und grau verwitternde, relativ minder feste Sandstein vor, der nicht selten in Klüftchen mit Calcit ausgefüllt erscheint und dadurch, wie schon erwähnt, an die Strzolkasandsteine der unteren Kreide erinnert. Er führt meistens nur feinen und zerstreuten Glimmer, wie dies überhaupt bei dieser Sandsteinvarietät, die im oberen Kreidecomplexe die verbreitetste, fast stets der Fall ist.

Dieser Sandstein, den wir bereits vorher im unteren Thale der Weissen und Schwarzen Theiss in grosser Verbreitung fanden, setzt dann

weiter im Streichen auch das ganze obere Flussgebiet der Weissen Theiss, respective jenes des Stohowec (mit welchem der Oberlauf der Theiss benannt wird) zusammen. Er streicht hierauf gegen SO. nach Galizien hinüber, und beherrscht das Czeremosz-Thal auf der langen Strecke von Szybeny flussaufwärts bis Stefulec (unterhalb der Popadia-Mündung).

Stellenweise erscheint dieser Sandstein grobkörnig entwickelt und geht auch in feinere Conglomerate über, in welchen man stets Brocken von gelblich bis röthlich verwitternden Kalken bemerkt. Solche Conglomerate wurden zum Beispiel im obersten Stohowec-Thale unter Corbu, ferner an der Mündung des Kierniczny-Baches im Czeremosz-Thale u. s. w. beobachtet. Gelbliche, von feinen Kalkpartikelchen herrührende Punkte bemerkt man übrigens auch in der feinkörnigeren Sandsteinvarietät bei der Verwitterung fast allenthalben, was eben für die letztere Varietät (welche die verbreitetste ist) bereits früher schon als charakteristisch angeführt wurde.

Nur an wenigen Stellen tritt im Liegenden dieses mächtigen Sandsteinzuges die untere Kreide in kleinen Aufbrüchen zu Tage; so im obersten Stohowec-Thale, dann auf der galizischen Seite an den Ladieszku- und Preluczny-Bächen, welche letztere bei Borkut am linken Ufer des Czeremosz münden. Es machen sich daselbst auch die Bildungen von der lichten Facies bemerkbar und nähern sich so diese Aufbruchszonen der unteren Kreide, zunächst jener von Łuhi, in deren Streichen sie auch liegen.

Von den ganz kleinen Aufbrüchen der unteren Kreideschichten im Czeremosz-Thale selbst, welche in ihrer Entwicklung ganz jenen im Thale der Schwarzen Theiss entsprechen, wird noch später Erwähnung geschehen.

Aus dem Thale des Krywe-Baches (Par. Chirvi), über den Mezipotoki-Nieniska-Gebirgskamm in das Stiaul-Thal.

Im Krywe-Thale, wo die unteren Kreideschichten im S. unmittelbar an die Dyaszone des alten Gebirges (Farcheu-Gruppe) anstossen, herrschen bachaufwärts längere Zeit und beiläufig bis zu der knieförmigen Biegung des Baches nach O., die massigen und scheckigen Krywe-Sandsteine, die stellenweise in feine mosaikartige Conglomerate übergehen (pag. 516, 517). Sie bilden hier ziemlich häufig kleinere steilwandige Felspartien an der Thalsole des Baches.

Gleich beim Eingange in das Kreidegebiet dieses Thales beobachtete ich am linken Thalgehänge, bei La Firesteu, auch etwas gröbere und fest verkittete Conglomeratbreccien, die sich ausserdem durch ihren Reichthum an dunklen und meist lichter verwitternden Kalkeinschlüssen auszeichnen. Wir werden dieser Conglomeratvarietät, die von der vorher genannten und gewöhnlichen etwas abweicht, in der Folge noch an einigen Stellen am Südrande der Kreidezone begegnen.

Die Krywe-Sandsteine wechseln auf der genannten Strecke wiederholt mit Strzolkaschichten und schmalen Zonen von hieroglyphenartigen Schichten ab, wobei letztere fast stets im Kleinen erfolgte Schichtstörungen zeigen. Zwischen den massigen Sandsteinbänken selbst machen

sich auch dünne Lagen von mitunter fast phyllitisch entwickelten, sowie von ganz dunklen und schwärzlichen Schiefnern bemerkbar, wie dies am Südrande der Kreidezone häufig zu beobachten ist und bereits früher im theoretischen Theile erwähnt wurde.

Im Allgemeinen fallen die Schichten constant nach SW. und somit, wie überall, gänzlich discordant vom alten Gebirge ab.

Oberhalb der starken Krümmung des Krywe-Baches nach O. tritt allmählig und immer deutlicher die Faciesentwicklung der mittleren, durch die Kalkeinlagerungen charakterisirten Kreidezone ( $\beta$ ) zu Tage, wie uns dieselbe vorher im Streichen im Kwasny-Thale entgegenkam. Strzolka- und Hieroglyphenschichten mit Einlagerungen von Kalk und dunklem Kalksandstein, ausserdem auch massige Krywe-Sandsteine und feine Conglomerate beherrschen dann das ganze obere Krywe-Thal, und weiter im südöstlichen Streichen auch das Thal des Rózasz mały, welch' letzterer in den Sokołow-Bach mündet. Selbst noch auf der Wasserscheide der genannten Krywe- und Rózasz-Thäler, d. i. auf dem schmalen viaductartigen Kamme der Cacateasa, kommen in der dem Farcheu näher gelegenen Hälfte dieses Kammes — somit in einer für die untere Kreide hohen Lage — Kalkeinlagerungen zum Vorschein. Die betreffenden Schichten stellen dort den Scheitel einer steilen Anticlinale dar, auf die südlich und nördlich dünnere Hieroglyphenschichten, meist grosse Störungen zeigend, folgen (Taf. VII, Fig. 5).

Bei einem Anstieg aus der Thalsohle der genannten Bäche, so z. B. aus dem Rózasz-Thale zum Thalkessel Julina unter dem Mihailecu, oder aus dem Krywe-Thale längs dem direct von Mezipotoki herabkommenden Seitenthale zum letzterwähnten Mezipotoki-Berg, kann man das Auftreten von Kalkeinlagerungen in mehreren Horizonten, respective ein Wechseln der früher angeführten Schichten in senkrechter Richtung, mit einiger Genauigkeit constatiren.

Insbesondere interessant ist das genannte enge Mezipotoki-Thal (in das wir uns jetzt begeben wollen, um das Profil nach N. fortzusetzen), indem man in demselben viele Entblössungen der im Allgemeinen stark gestörten und mitunter steil im Bachbette aufgerichteten, vorwiegend jedoch nach SW. verflächenden Kreideschichten und ausserdem ein reichliches Schuttmateriale antrifft, was immerhin eine nähere Inaugenscheinnahme der verschiedenen Gesteinstypen gestattet.

Die Kalke der Einlagerungen erscheinen in diesem Seitenthale theils massig, theils aber auch schiefrig plattig entwickelt. Etwa in der mittleren Höhe des Thales sah ich an einer Stelle eine mehrere Meter dicke Bank von solchen plattig schiefernden Mergelkalken abgeschlossen, eine Einlagerungszone, die, was Mächtigkeit anbelangt, als eine Seltenheit zu bezeichnen ist. Durch Aufnahme von vereinzelt, fest eingebackenen Geschieben krystallinischer Schiefer gehen diese Mergelkalkschiefer in eine Art von Conglomerat über. Etwas höher beobachtete ich hier und da an der Thalsohle Krywe-Sandsteine (die hier auch in feinere Conglomerate übergehen) in bis drei Meter mächtigen Blöcken.

Bachaufwärts treten dann im Mezipotoki-Thale die Kalkbildungen immer mehr zurück und es herrschen von der Waldgrenze hinauf dünnbankige Hieroglyphenschichten vor. Letztere bilden höher, auf der

rechten Thalseite, einzelne, etwas bastionartig vorspringende, geschichtete Felspartien, die mit 40—50° Neigung und sehr schwankender Einfallsrichtung, vorwiegend jedoch zwischen NW. bis SW. senkrecht und, nach ihren Lagerungsverhältnissen zu schliessen, auf senkrechte, jedoch nicht weitgehende Verwerfungen hindeuten. Ueber den Hieroglyphenschichten folgen, den Kamm des Mezipotoki-Nieniska-Zuges zusammensetzend und auffallend flach nach SW. einfallend, graue, bis etwas grünliche, glimmerreiche und häufig grobkörnige Sandsteine der oberen Kreide (Taf. VII, Fig. 5).

Auf der Nordseite des Nieniska-Zuges kommen im Liegenden der oberen Kreidesandsteine wieder die früheren Hieroglyphenschichten zum Vorschein und bietet überhaupt der steile Nordabhang der Nieniska in vielen Beziehungen guten Aufschluss. Man sieht hier im Ganzen einen etwa 100 Meter mächtigen Schichtcomplex entblösst, der gleichmässig nach SW. mit durchschnittlich 15° Neigung verflächt.

Derselbe besteht zu unterst, wenn man gegen S. auf die Nieniska hinaufsteigt, aus massigeren Sandsteinbänken, die mit schmäleren, dünn-schichtigen Lagen wechseln. Darüber folgt eine 20—30 Meter mächtige Zone von Hieroglyphenschichten, denen sich untergeordnet 1—2 Zoll dicke Bänken von gelbbraunlich verwitternden festen und eisenhaltigen Mergeln, oder richtiger kalkhaltigen Sphärosideriten einschalten (wie am Eingange in das Bogdan-Thal (pag. 530) und auf deren Oberflächen hier und da schöne Quarzkryställchen (Marmaroscher Diamanten) von bis 4 Millimeter Länge aufgewachsen erscheinen. Die Schiefer führen seltene Fucoiden (*Sphaerococcytes inclinatus Sternb.?*), die plattigen Sandsteine theils feine, theils etwas grössere, schön geschlängelte Hieroglyphen.

Höher schieben sich wieder dickere Sandsteinbänke ein, dann tritt abermals eine schmale Hieroglyphenzone auf, in deren Hangenden schliesslich, den Kamm zusammensetzend, die früher erwähnten, glimmerreichen Sandsteinbänke der oberen Kreidestufe folgen. Zwischen den letzteren machen sich nach oben wiederholt noch dünne Schiefer-Zwischenschichten bemerkbar, so dass hier der Uebergang von der unteren zur oberen Kreide ziemlich allmählig erfolgt.

Dieser ganze Schichtcomplex erscheint auf der Nordseite des Nieniska-Zuges durch mehrere senkrechte Brüche in zu einander verschobene Abschnitte getrennt, indem die einzelnen Zonen der Hieroglyphen und massigen Sandsteine in horizontaler Richtung nicht miteinander correspondiren. Die Thatsache der ganz flachen und concordanten Lage der oberen Kreidesandsteine am Nieniska-Kamme spricht jedoch dafür, dass die Verwerfungen, wie man dies hier übrigens auch direct beobachten kann, keine weitgehenden und nur auf locale Störungen zurückzuführen sind. Diese Ansicht wurde auch bereits früher, speciell bei der Beschreibung der Kreidegebilde des Krywe-Rückens im Theiss-Thale ausgesprochen (pag. 526).

Von der Nieniska stieg ich in dem direct von letzterer nach NON., längs dem Vertip groß, hinziehenden Seitenthale in das Thal des Stiaul-Baches herab. Man hat es da zwar leider mit einem sehr mangelhaft aufgeschlossenen Terrain zu thun, doch liegen Anhaltspunkte vor, die einiges Licht auch über den Bau des fernerer Nordabhanges des Nieniska-Zuges werfen.

So wurden vor Allem beim Herabsteigen, bereits im Walde, hie und da Stücke von dunklen Kalkbildungen beobachtet, die hier somit auf die Anwesenheit auch der tieferen Stufen der unteren Kreide schliessen lassen. Eine grössere Strecke tiefer unten kommen wieder dünne Hieroglyphenschichten zum Vorschein, die man auch in einem kleinen Aufschlusse auf den Gehängen des Vertip groß in steiler Schieftstellung sieht. Man hat hier somit wieder das Hangende der unteren Kreide erreicht, indem auch gleich tiefer massige, stellenweise grobkörnige Sandsteine der oberen Kreide folgen und in deren Liegendem hierauf, bereits am Stiaul-Bache, wieder typische Hieroglyphenschichten der unteren Kreide zum Vorschein kommen, welel' letztere dann fast den ganzen Oberlauf des Stiaul beherrschen und eine lange, jedoch schmale Aufbruchzone darstellen.

Nach dem Gesagten haben wir es hier mit voller Wahrscheinlichkeit mit einer grossen und nach N. überschobenen Welle zu thun, wie dies im Prof. Fig. 5 versinnlicht wurde, welches den Durchschnitt der Cacateasa bis zum Vrf Stiaul und, von letzterem nach W. überspringend, jenen der Nieniska bis zum Stiaul-Bache darstellt.

Während überhaupt eine Ueberhebung der unteren Kreide an deren Nordrande, von hier im nordwestlichen Streichen bis Ustierki, als Regel anzunehmen wäre — wovon eine Ausnahme nur stellenweise, so im Dorfe Bogdan selbst (Bogdan-Mündung), eintritt — gestalten sich nach der entgegengesetzten Richtung, d. i. im südöstlichen Streichen, die Lagerungsverhältnisse bald normal, indem vor Allem auf dem Stiaul-Corbu-Gebirgskamme obereretaeische Sandsteine ununterbrochen und mit meist flacher Lagerung anstehen. Weiter gegen SO. scheint jedoch die untere Kreidezone an ihrem Nordrande wieder stellenweise in eine nach Norden überschobene Welle umgestürzt worden zu sein, wie dies vor Allem im Rika-(Borszutyn), dann im oberen Czeremosz-Thale (wie wir dies noch später sehen werden) der Fall sein dürfte.

Im Streichen des obereretaeischen Sandsteinzuges von der Nieniska zum Corbu, Stóg u. s. w.; Felsen am Ohlan, eigenthümliche Denudationserscheinungen; Uebersicht der obereretaeischen Sandstein-Conglomeratbildungen.

Die grauen, mitunter einen Stich in's Grünliche zeigenden und häufig grobkörnigen Sandsteine der oberen Kreidestufe, denen wir vorher an der Nieniska begegneten, ziehen von letzterer, stets den Gebirgskamm einnehmend, nach O. fort. Sie gehen am Vrf Corbu, Stóg u. s. w. in feinere Conglomerate über. An der südwestlichen Seite des Vrf Corbu, wie auch auf dem vom letzteren nach NW. sich abzweigenden Petricea Ohlanului-Gebirgskamme, kommen auch gröbere Conglomerate von ähnlicher Zusammensetzung, wie jene von Łubi im Theiss-Thale, vor.

Von dem genannten Ohlanului-Kamme stieg ich von der Sattelhöhe, 1577 Meter (Ohlan), in einem steilen Seitenthale zum Stiaul-Bach ab, um mir die auf den rechten Thalgehängen des letzteren früher einmal von Weitem gesehenen, aus dem Waldgrunde sich erhebenden, weisslichen, ruinenartigen und an Kalkfelsen erinnernden Felsbildungen näher zu betrachten. Es sind dies nun massige und undeutlich geschichtete Sandsteinfelsen, die aus einem vorwiegend groben Gemenge von Quarz



und licht verwitterndem Kalk bestehen, wobei letzterer weissliche Kalktuffbeschläge auf den Felswänden verursacht. Nur untergeordnet treten in diesem Sandsteine auch Stückchen von Kieselschiefern auf. Letztere, wie auch die Quarzpartikelchen, sind vorwiegend von eckiger Form, weshalb der grobe Quarz-Kalksandstein an den Verwitterungsflächen rauh erscheint.

Dieser Sandstein ist als eine Localbildung im oberen Kreidecomplexe zu betrachten und sind seine Felsformen zunächst mit jenen von Bostolec im Thale der Schwarzen Theiss zu vergleichen. Aehnlichen Felsbildungen sind wir auch bereits früher in südlichen Kreidezonen, so im oberen Borsia-Gebiete, begegnet (pag. 462).

An einigen der oben erwähnten Sandsteinfelsen, d. i. jenen, die sich unmittelbar über dem Seitenbache erheben, beobachtete ich an den Wänden, und zwar in ihren unteren, dem Bache näher gelegenen Partien, mehrere übereinander und parallel zu einander verlaufende Auswaschungszonen, die wahrscheinlich auf die früheren Wasserstände in diesem Seitenthale hinzudeuten scheinen (vergl. Aehnliches bei Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 240).

Die vorerwähnten gröberen Conglomerate von Corbu und Petricea Ohlanului erscheinen nun genau im Streichen jener von Lubi, im Theiss-Thale, dann jener im Bogdan-Thale u. s. w. Andererseits wurden gröbere Conglomerate auch in dem von Corbu nach SO. sich abzweigenden obercretacischen Sandsteinzuge, so z. B. im Rika-Thale, und schliesslich auch im obersten Czeremosz-Thale (wovon noch später nähere Erwähnung geschehen wird) beobachtet. Es geht somit durch den ganzen oberen Kreidcomplex in der Nähe seines Südrandes eine annähernd ununterbrochene Zone von Conglomeratbildungen durch.

Mit den obigen Conglomeraten treten in dieser Streichzone meist auch die grauen, gröberen Nieniska-Sandsteine auf, die wir bereits schon früher, so z. B. am Eingange in das Bogdan-Thal, obwohl nur in geringerer Entwicklung, angetroffen haben. In ihrer Gesamtausbildung nähern sich diese Sandsteine, sowie auch die Conglomerate, zunächst den oberen Kreidebildungen der südlicheren Gegenden und insbesondere jenen in der Zone der Kreidetransgressionen (pag. 512). Nächst der Hauptvarietät der graublauen Sandsteine erfreuen sich diese gröberen, relativ mürberen und glimmerreicheren Sandsteine, in denen Calcit-ausscheidungen niemals anzutreffen sind, einer ziemlich bedeutenden Verbreitung. Die Varietäten der Quarzsandsteine (Ustiryki), der quarzitischen Sandsteine (Bogdan-Thal), der Quarz-Kalksandsteine (Ohlan) sind dagegen nur als mehr locale Bildungen anzusehen. Alle Varietäten stehen jedoch durch Uebergänge in innigster Verknüpfung und sind auch nicht im mindesten scharf von einander zu trennen.

#### Kreidelappen auf der Südseite des Farcheu-Mihailecu.

Bevor wir der unteren Kreidezone in ihrem weiteren Verlaufe nach SO. folgen, kehren wir noch einmal in das Krywe-Thal zurück. Wie schon früher erwähnt, herrschen in diesem Thale, beim Eingange in das Kreidegebiet, massige Krywe-Sandsteine vor, die nun auch in dem von hier nach SO. sich abzweigenden Kreidearme, welcher die Südseite des Farcheu und Mihailecu einnimmt, eine sehr dominirende Rolle spielen.

Wie mehrmal hervorgehoben, erinnern speciell diese Sandsteine sehr an gewisse grauwackenartige Sandsteinbildungen der paläozoischen (nicht horizontirten) Formation, weshalb ihre Trennung an Stellen, wo sie an letztere, ohne Dazwischenkunft des Verrucano grenzen, sehr schwierig erscheint. Diesem Falle begegnen wir gerade am Südostrande des erwähnten Kreidearnes und speciell in dem, aus einem früheren Abschnitte bekannten Obnuju-Thale (Par.-Obnuju), welcher den Hauptdurchschnitt dieses Kreidearnes bietet.

Im Obnuju-Thale folgen auf die paläozoische Zone bachaufwärts sehr massige Sandsteine mit ganz schmalen schiefrigen Zwischenlagen, die aus Thonschiefern von fast phyllitischem Aussehen, häufiger aber aus schwärzlichen Schiefern bestehen. Die Sandsteine gehen etwas höher in diesem Thale auch in sehr feste und feine breccienartige (mosaikförmige) Conglomerate, aus weissem Quarz und dunklem Kalk über, wie solche eben nur mit den Krywe-Sandsteinen verbunden sind. Letzteres Vorkommen hat mich auch beim Begehen dieses Thaales zuerst dazu bestimmt, diese Bildungen bereits als Kreide zu betrachten und von den paläozoischen Schichten zu trennen.

Bachaufwärts in dem schluchtartigen Thale, recte Einrisse des Obnuju-Baches, dessen felsige Gehänge überall grosse Schichtstörungen zeigen und sich in einen mächtigen Trümmerschutt auflösen (pag. 443), beobachtete ich, kurz unterhalb der oberen Bachtheilung (unterhalb der Waldgrenze), bis wohin die massigen Sandsteine reichen, Bänke von dickplattig zerfallenden festen Conglomeratbreccien, die speciell wieder jenem Vorkommen entsprechen, das wir vorher im Krywe-Thale bei La Firesteu angetroffen haben (pag. 533). In Folge der sehr vorwaltenden Kalkbestandtheile kann man dieselben als eine Art von Kalkeinlagerungen in den Sandsteinen betrachten. Neben vorwiegend Kalk erscheint in ihnen Quarz in eckigen Stückchen, untergeordnet auch krystallinischer Schiefer. Die einzelnen Bestandtheile heben sich mit ihren Umrissen weniger deutlich in der compacten Gemeengemasse hervor, weshalb diese Conglomeratbreccie an die gröberen grauwackenartigen Bildungen der paläozoischen Zonen im Bieli potok-Thale erinnert (pag. 433), indess jedoch nur als eine Varietät der mosaikartigen feinen Kreideconglomerate zu betrachten ist.

In dem direct von Farchen kommenden (nördlichen) Obnuju-Arme treten hierauf dünner geschichtete Lagen immer mehr in den Vordergrund, die jedoch noch vielfach mit den massigen Sandsteinen wechseln, wobei letztere vorwiegend das Liegende behaupten. Diese Schichten bestehen aus eckig zerfallenden, sehr festen, theils strzolkaartigen, theils plattigen Sandsteinen und aus Schiefern, die meist ein auffallend phyllitisches Aussehen zeigen. Erst etwas höher nehmen dieselben ein immer deutlicheres Aussehen von Strzolka- und Hieroglyphenschichten an, in welchen ich von der Waldgrenze hinauf durch längere Zeit auch Einlagerungen von festen, dunklen, stark weiss gedarteten Kalken, die meist in grobplattigen bis kistchenförmigen Blöcken herumliegen, beobachtete.

Höher theilt sich der Obnuju-Arm in mehrere kleine Bacheinrisse, welche das Quellnetz desselben ausmachen. Ich folgte dem von O. kommenden (südlichsten) Thaleinrisse, in welchem bachaufwärts Auf-

schlüsse von Hieroglyphenschichten erscheinen. Letztere sind an einigen Stellen in auffallend steil aufgerichtete, z. Th. überkippte und schmale, schlingenförmige Wellen zusammengepresst, was auf gewaltige Störungen in diesem Gebietstheile hindeutet. Aehnliche Störungen, wenn gerade nicht in dem Masse, wurden auch sonst nur in den unteren Kreidenschichten und niemals etwa in der paläozoischen Formation beobachtet. Auch fanden sich hier einzelne plattige Sandsteinstücke mit ziemlich gut erhaltenen Hieroglyphen, ausserdem solche mit verkohlten Pflanzenresten vor, wie derlei Vorkommen ebenfalls den paläozoisch-triadischen Bildungen stets fremd sind.

Das Verfläichen der Schichten ist auf der ganzen begangenen Strecke im Obnuju-Thale ein allgemein südwestliches.

In dem übrigen südöstlichen Theile des Kreidearmes herrschen dieselben Bildungen, wie im Obnuju-Thale. Der von Mihailecu sich nach S. abzweigende, bis 1817 Meter ansteigende Gebirgskette besteht insbesondere aus Krywe-Sandsteinen und feinen Conglomeraten.

Im Allgemeinen ist das von diesem Kreidearme eingenommene Terrain, welches im S. an die paläozoische Zone anstösst, im N. dagegen allem Anscheine concordant über der Triasformation liegt, im Gegensatze zu den Felsbildungen der ersteren und letzteren glatt und begrast. Zahlreiche, schmale und verhältnissmässig tiefe Baethälchen mit steilen Schuttgehängen, welche den Eindruck von frisch zu Stande gekommenen Aufrissen machen, schneiden sich in das Kreidetermin ein, in welchem auch trichterförmige oder dolinenartige Vertiefungen, z. Th. mit Wasser ausgefüllt, so insbesondere im SW. von der Spitze des Mihailecu, vorkommen. Das Auftreten einer Reihe von kleineren, z. Th. ausgetrockneten Seen im Paulik-Thalkessel auf der Südseite des Mihailecu, wird jedoch vorwiegend durch andere Verhältnisse, so durch das terrassenartige Abfallen des Thalbodens, bedingt.

Die Bildungen des soeben besprochenen Sandsteinarmes weisen immerhin gewisse Abweichungen von der typischen Entwicklung der unteren Kreide auf, wie dies leichter an Ort und Stelle wahrzunehmen, als mit Worten hervorzuheben ist. Ich verliess auch den Par. Obnuju, der den Hauptdurchschnitt dieses Armes bietet, und wo mich so Manches an die paläozoischen Bildungen erinnerte, mit einigem Zweifel über das cretacische Alter desselben, welcher jedoch bei dem Mangel an massgebenden Profilen und vor Allem dem gänzlichen Fehlen von fossilführenden Schichten kaum mit voller Sicherheit gelöst werden könnte. Da jedoch diese Bildungen eine directe Fortsetzung jener im Krywe-Thale sind — woselbst kein Grund vorhanden war, die zusammenhängende Sandsteinmasse zu trennen und etwa einen Theil derselben der paläozoischen Formation oder eventuell der Trias zuzuzählen — und wir ferner auch hier, im oberen Obnuju-Thale, Hieroglyphenschichten begegneten, die mit dem übrigen Sandsteincomplex in directer Verbindung stehen, so dass eine Trennung in altersverschiedene Formationen auch da nur ganz willkürlich erscheinen würde, so konnte eben mit einigem Rechte dieser ganze Lappen der unteren Kreide zugezählt werden.

## Sokolów- und oberes Rika-Thal, Bokul-Zug.

Im weiteren Verfolg der unteren Kreidezone nach SO. finden wir hierauf im Sokolów-, wie auch in dem östlicher gelegenen Rika-Thale — welche Thäler die erwähnte Zone ihrer ganzen Breite nach verqueren — wichtigere Profile. Aehnlich wie in den Thälern des Krywe-, Kwasny-Baches u. s. w., verquert man auch hier, von S. nach N. fortschreitend, zuerst eine Zone von, besonders im Rika-Thale mächtiger entwickelten Krywe-Sandsteinen (nicht zu verwechseln mit den hier oft zahlreich herumliegenden Conglomeratblöcken, die von der Barden-Scholle herunterkommen), dann eine Zone von Kalkeinlagerungen ( $\beta$ ) und schliesslich jene der typischest entwickelten Hieroglyphenschichten ( $\gamma$ ).

In beiden Thälern ist das Verfläichen der Schichten vorwiegend ein südwestliches.

Im Sokolów-Thale beginnen Kalkeinlagerungen etwa in der Mitte des Weges von der südwestlichen Kreidegrenze bis zur Mündung des Rózasz mały und reichen noch eine kurze Strecke oberhalb der letztgenannten Bachmündung thalaufwärts. Sie streichen seitwärts auch in das erwähnte Rózasz mały-Thal hinüber, woselbst sie auf den Gehängen des Mihailecu — wo auch schöne Mosaikconglomerate (wie dies schon früher einmal gesagt wurde) häufig vorkommen — eine grössere Verbreitung erreichen.

Nach der anderen, südöstlichen Richtung vom Sokolów-Thale treten Kalkeinlagerungen hoch oben im Pliski-Bokul-Zuge an zwei Stellen des Gebirgskammes, und zwar gleich nördlich von Pliski und zwischen den beiden krystallinischen Inseln, zu Tage (vergl. Karte Taf. VI). Auf dem genannten Kamme trifft man im N. von Bokul einige schöne Aufschlüsse von Hieroglyphen- und Strzolkaschichten an (wie man solchen Aufschlüssen dieser Schichten in grösseren Höhen nur sehr selten begegnet), auf welche weiter nördlich, an der Repega, glimmerreiche Sandsteine der oberen Kreide folgen.

Vom Bokul-Zuge streicht die Zone der Kalkeinlagerungen in das Rika-Thal hinüber und erreichen Kalkeinlagerungen auch in den Seitenthälern des Lutosa-, insbesondere aber des Budyowska-Baches eine ziemlich grosse Verbreitung.

## Budyowska wielka, Dobryn-Thal und die übrigen Seitenthäler des oberen Czeremosz-Flusses.

In ihrem weiteren Verlaufe gegen SO. betritt die Zone der Kalkeinlagerungen ( $\beta$ ) an der Budyowska wielka den Boden Galiziens, um dann von hier weiter nach SO. bis in das Czeremosz-Thal fortzustreichen und gleichzeitig allmähig immer mehr an ihrer Mächtigkeit zu verlieren.

An der genannten Budyowska sind die in Rede stehenden Bildungen auf der nordöstlichen Seite der Budyowska-Kuppe aufgeschlossen. Dieselben beherrschen dann weiter im Streichen auch den Thalkessel des oberen Dobryn-Baches.

In das Dobryn-Thal stieg ich von der Grenzhöhe, 1510 Meter, längs dem Hauptarme des genannten Baches hinunter. Die durch den Bach hie und da im Walde schwach aufgeschlossenen Kreidegebilde

zeigten anfangs den schon vielfach erwähnten Wechsel von massigeren glimmerarmen und scheckigen Sandsteinen, die stellenweise in feinere Conglomeratbreccien übergehen — mit Strzolka- und Hieroglyphenschichten, denen sich bald Bänke dunkler Mergelkalke und Kalksandsteine einlagerten.

Das Einfallen der Schichten ist hier überall ein südwestliches.

Kurz unterhalb der obersten Zweitheilung des Baches (direct westlich von der Czywezyn-Kuppe) fanden sich in einem kleineren Aufschlusse, in glimmerreichen und etwas sandigen Schieferen schön erhaltene Fucoiden von der bekannten Form (*Sphaerococcites inclinatus?*) vor.

Unterhalb dieser Stelle sieht man dann bachabwärts längere Zeit hindurch keine Aufschlüsse; nur ein geringer Schutt von glimmerarmen scheckigen Sandsteinen macht sich auf den Thalgehängen bemerkbar. Erst unterhalb einer neu errichteten Klause <sup>1)</sup> sind Schichten, im Verbande anstehend, durch den Bach aufgeschlossen. Man sieht hier Hieroglyphenschichten, welche, durch vielfache kleinere Knickungen und Verwerfungen in ihrer Lage gestört, vorwiegend die der Thalsohle zunächst gelegenen Gehänge behaupten. Sie führen hie und da schöne Hieroglyphen und in Schieferen Fucoiden, doch erscheinen letztere mitunter auch auf den dünnplattigen Sandsteinen, und zwar wie scharf eingravirt. Im Bachbette selbst herrschen vorwiegend massige, feste, bläuliche (z. Th. lichtbläuliche) von vielen Calcitadern stark durchkreuzte Strzolkasandsteine, die dem Bachbette ein eigenthümliches und wie weiss bestrichenes Aussehen verleihen, zwischen welche sich jedoch noch vielfach dünnere Lagen von hieroglyphenartigen Schichten einschoben. Durch Vermittlung von sehr festen, kantig zerspringenden und dunkel graubläulich gefarbenen Sandsteinen, die in mehrere Zoll dicken Bänken erscheinen, gehen die plattigen Sandsteine der Hieroglyphenschichten, bei einem gleichzeitigen Zurücktreten der Schieferbildungen, allmählig in die massigeren Strzolkasandsteine über (pag. 516). Kalkbildungen kommen hier dagegen schon nicht mehr vor.

Von der Stelle, wo sich der Bach in die zwei Hauptarme verzweigt, beherrschen bachabwärts den Fuss der Thalgehänge bis in die Nähe der Mündung dieses Baches in den Czeremosz, Hieroglyphenschichten in einem Wechsel mit massigeren Sandsteinbildungen.

Mit geringen Ausnahmen ist das Verfläichen der Schichten ein, wie überhaupt im ganzen Dobryn-Thale, vorwiegend südwestliches und steigt der Neigungswinkel bis 45° und darüber.

Schon unmittelbar an der Dobryn-Mündung erscheinen hierauf ziemlich dickbankige, dunkel graubläuliche und sehr feste Sandsteine, die bachaufwärts mit den früher erwähnten Hieroglyphenschichten in directer Verbindung stehen und andererseits auch im Czeremosz-Thale eine kurze

<sup>1)</sup> Vor einigen wenigen Jahren wurde von einer Privatgesellschaft ein grosser Theil des Waldcomplexes im Czeremosz-Gebiete angekauft, dem man nun bereits stark an den Leib geht. Dies hat auch zur Folge gehabt, dass in mehreren Seitenthälern des Czeremosz Klausen gebaut und im Czeremosz-Thale selbst ein Weg angelegt wurde, der schon weit flussaufwärts reicht. Das obere Czeremosz-Thal ist zwar auch auf dieser Strecke fast ebenso einsam geblieben, wie vorher, doch hat es an seiner früheren Urwüchsigkeit, wie ich selbe noch kurz vorher auf meinen botanischen Excursionen kennen lernte, in manchen Beziehungen eingebüsst.

Strecke flussaufwärts die Ufergehänge des Czeremosz beherrschen. Diese Sandsteine sind von weniger zahlreichen Calcitadern durchzogen; auf ihren Schichtflächen beobachtet man hier und da gröbere wulstförmige Reliefformen. Einzelne dünnere Bänke, die eine Neigung zur plattigen Absonderung zeigen, führen jedoch auch feinere Hieroglyphen, wobei aber die typischen, geschlängelten u. s. w. nur selten anzutreffen sind. Die hier nur ganz untergeordnet auftretenden Zwischenlagen von vorwiegend sandig entwickelten Schieferen, enthalten stellenweise auch bezeichnende Fucoiden. Feinere verkohlte Pflanzenreste kommen in den Sandsteinen ebenfalls nicht selten vor.

Eine kleine Strecke flussaufwärts sind an einer Stelle am rechten Ufer des Czeremosz, kurz unterhalb der Mündung des Albiniec, die Flächen dieser Sandsteinbänke, welche dort unter 50% Neigung nach SW. einfallen, und zwar knapp an der Thalsohle entblösst. An den genannten Sandsteinflächen beobachtete ich sehr charakteristische Fucoiden in der Form von strahlförmigen Rosetten, die zunächst dem *Sphaerococcites affinis Sternb.* stehen dürften. Dieselben liessen sich jedoch aus dem harten Gestein nur sehr schwer herauslösen. In der Folge wird sich diese seltene Fucoidenform als ein wichtiges Vorkommen erweisen.

Da diese Sandsteinschichten, welche in ihrer Entwicklung jedenfalls mehr dem Typus der unteren als der oberen Kreidegebilde entsprechen und auch am Eingange in das Thal des Dobryn- sowie des Albiniec-Baches im directen Verbande mit typischen Hieroglyphenschichten stehen, resp. in letztere übergehen — im NO., am Pryslip, von massigen Sandsteinen, wie solche wieder für die obere Kreide bezeichnend sind, überlagert werden, so sind dieselben noch der unteren Kreidestufe, und zwar ihrem Hangenden (obere Hieroglyphenschichten), zuzuzählen.

Immerhin ist hier die Grenze zwischen der unteren und oberen Kreidestufe nicht so deutlich, wie gewöhnlich, in der Natur vorgezeichnet und sind ähnliche Verhältnisse auch noch tiefer unten im Czeremosz-Thale, bis in die Nähe von Borkut, in den kleinen Aufbrüchen unterer Kreide, die vorwiegend durch Strzolkasandsteine bezeichnet werden, zu beobachten. (Vergl. auch die Karte Taf. VI.)

Im Allgemeinen erscheinen hier eben die unteren Kreidegebilde, als in einer mehr nach NO. vorgeschobenen Aufbruchzone, analog dem Vorkommen im unteren Thale der Schwarzen Theiss (pag. 523) dieker geschichtet und deshalb weniger typisch entwickelt — wie wieder andererseits die graublauen, häufig mit Calcit in Sprüngen ausgefüllten Sandsteine der oberen Kreide, wie solche das Czeremosz-Thal flussabwärts bis Szybeny beherrschen, in einigen Beziehungen an die untercretacischen Strzolkasandsteine erinnern (pag. 532).

Die vorher im obersten Dobryn-Thale angetroffene Zone der Kalkeinlagerungen ( $\beta$ ) streicht, wie schon erwähnt, weiter nach SO., die obersten, zunächst dem Grundgebirge gelegenen Theile der Nebenthäler des Czeremosz, und zwar der Albiniec, Popadia, Bałasinów und Stewiora-Bäche einnehmend. Ausser den bekannten Sandstein- und Schieferbildungen wurden in dieser Zone wiederholt auch die feinen Mosaik- und Kalkconglomeratbreccien, letztere von mitunter etwas größerem Korne, beobachtet.

Wie dies Regel ist, fallen die Schichten in den genannten Thälern fast überall nach SW. gegen das ältere Gebirge ein und scheinen dieselben stellenweise, so z. B. im Popadia-Thale, an ihrem Nordrande auf die oberen Kreidesandsteine überschoben worden zu sein. Es verflachen nämlich im letzteren Thale auch die obercretacischen Sandsteine überall nach SW., die somit auch hier, ähnlich wie auf der Nordseite der Nieniska, eine überschobene Mulde zu bilden scheinen (Taf. VII, Fig. 4).

#### Oberes Czeremosz-Thal.

Das Czeremosz-Thal selbst erreicht die Zone der Kalkeinlagerungen erst oberhalb der starken Wendung des Flusses von N. nach NW. Sie erscheint hier schon ganz schmal entwickelt und stösst im S. unmittelbar an das krystallinische Gebirge an. Gegen SO. keilt dieselbe schliesslich auch ganz aus und wurden in dieser Streichfortsetzung auf Prełuki und auf dem südlichen Querrücken des Listowaty keine Kalkeinlagerungen mehr beobachtet.

Auf Prełuki bestehen die unteren Kreidegebilde, welche hier dem krystallinischen Gebirge unmittelbar und schollenartig auflagern, vorwiegend aus den feinen sehr festen Conglomeraten und fast glimmerlosen Sandsteinen, denen sich nur untergeordnet auch Hieroglyphenschichten einschalten. Erstere erinnern etwas an das Verrucano (auch an die grauwackenähnlichen Sandsteine der paläozoischen Formation) und können deshalb in Anbetracht der hier zu Tage tretenden Kalkinseln leicht zu Verwechslungen Anlass geben. Im Kleinen haben wir es auf Prełuki mit einer Wiederholung der geologischen Verhältnisse im Kreidelappen auf der Südseite des Farcheu und Mihailecu zu thun.

Nach dem Gesagten spitzt sich somit die Zone der Kalkeinlagerungen ( $\beta$ ) im Czeremosz-Thale keilförmig zu, während sie nach der anderen Richtung, das ist gegen NW. nach dem Theiss-Thale, immer mehr an Mächtigkeit gewinnt. Eine annähernd ähnliche Verbreitung zeigen auch die den Südrand der unteren Kreidezone einnehmenden Krywe-Sandsteine ( $\alpha$ ), indem dieselben in südöstlicher Richtung immer mehr an Mächtigkeit verlieren und schliesslich eigentlich ganz mit der Zone der Kalkeinlagerungen verschmelzen. So stossen im Czeremosz-Thale selbst, wie schon erwähnt, die kalkführenden Schichten bereits unmittelbar an das krystallinische Gebirge an und grenzen letztere auch schon auf dem Gebirgsrücken Baleseni (NO. von der Grenzalpe Pirie), dann auf dem Wasylkowaty (NO. von der Grenzalpe Popadia) unmittelbar mit dem alten Gebirge zusammen.

Von der erwähnten starken Krümmung des Czeremosz-Flusses nach NW. (welche Richtung derselbe bis in die Nähe von Borkut beibehält, so dass derselbe auf dieser ganzen langen Strecke in einem Längsthale fliesst) betritt man gleich flussabwärts, die eigentliche Zone der Hieroglyphen- und Strzolkaschichten ( $\gamma$ ), welche Zone in der nordwestlichen Streichfortsetzung auch in den früher genannten Seitenthälern, daselbst bachabwärts auf die Zone der Kalkeinlagerungen folgt. Dieselbe zeigt im Allgemeinen eine ganz ähnliche Entwicklung, wie z. B. jene im unteren Kwasny-Thale.

Den Schichten dieser Zone schalten sich auch Bänke von massigen, feinkörnigen und dunkel graubläulich gefärbten Sandsteinen mit weniger und feineren Calcitadern ein, die im Flussbette des Czeremosz hie und da auch in grossen, abgewaschenen Blöcken herumliegen (vergl. pag. 519).

Unterhalb der Einmündung des Stewiora-Baches, der direct von Süden (von der Grenzalpe Stewiora) kommt, gelangt man thalabwärts zu immer hangenderen Hieroglyphenschichten, die schliesslich, von der Balasinow-Mündung flussabwärts, nur noch mehr eine schmale Aufbruchzone im oberen Kreidecomplexe constituiren. Diese Aufbruchzone reicht bis Stefulec und beherrscht fast genau nur die Thalsohle des Czeremosz selbst. Es senken sich aber schon früher an einer Stelle, nämlich unterhalb der Stewiora-Mündung, obereretacische Sandsteine und Conglomerate bis zur Thalsohle des Czeremosz herab, die hier lappenförmig auch auf den am linken Czeremosz-Ufer gelegenen Baleseni-Rücken hinübergreifen.

Von der Stewiora-Mündung abwärts tritt gleichzeitig auch die schon früher bei der Beschreibung der unteren Kreide an der Dobryn-Mündung erwähnte Erscheinung der bankigeren Entwicklung der oberen Hieroglyphenschichten immer deutlicher zu Tage. In eben dieser Facies sind die Hieroglyphenschichten auch in der tiefer unten, an der Balasinow-Mündung beginnenden schmalen Aufbruchzone entwickelt. In letzterer Aufbruchzone bietet das rechte Czeremosz-Ufer an einer Stelle, etwas ober der Thalsohlhöhe (1150 Meter), einen grösseren Aufschluss, wo man die Ueberlagerung der Hieroglyphenschichten durch obere Kreidegebilde gut beobachten kann.

Es erhebt sich daselbst, gleich unterhalb eines von Osten kommenden Baches, ein steilerer und entblüster felsiger Gebirgsvorsprung. Zu unterst stehen dickbankigere Hieroglyphenschichten in gestörter Lage an, auf welche dann massigere Sandsteine und darauf felsbildende Conglomerate der oberen Kreide folgen.

Im Allgemeinen bestehen die in Rede stehenden untereretacischen Schichten (obere Hieroglyphenschichten) aus einem Wechsel von wenige Centimeter bis 0·3 Meter und darüber dicken Sandsteinbänken und dünneren Schieferlagen. Neben gröberen und mitunter bis fingerdicken Reliefformen, resp. Hieroglyphen, zeigen die dünnbankigen Sandsteine auch feine, selten jedoch typisch entwickelte Hieroglyphen. Verkohlte Pflanzenreste, darunter auch grössere, mehrere Millimeter breite und mitunter an Blattstiele, Stengelehen erinnernde Pflanzenstücke kommen hier überhaupt häufig in den Sandsteinen vor. Trotz des ziemlich bedeutenden Kalkgehaltes der Sandsteine treten in denselben Calcitabscheidungen weniger häufig auf und vermisst man auch den eigentlichen Typus der Strzolkasandsteine.

Es entsprechen diese Schichten ganz jener Kreidefacies, welcher wir vorher an der Dobryn-Mündung begegneten und gelangt da nur insoferne ein Unterschied zur Geltung, als hier die Schieferlagen eine grössere Entwicklung, wenn auch dies nur stellenweise, so z. B. unterhalb der Popadia-Mündung, erreichen. An der Popadia-Mündung erscheinen die Schiefer mehr lichtgrau gefärbt und von einer etwas weicheren Consistenz, als dies sonst in den Hieroglyphenschichten dieser



Kreidezone (a) beobachtet wurde. Wenn auch seltener, führen dort die Schiefer bezeichnende Fucoiden (*Sphaerococcites*).

Die unteren Kreideschichten dieser langen Aufbruchzone begleiten auf der ganzen Strecke den Lauf des Czeremosz in vorwiegend sanften Wellen. Seltener nur zeigen dieselben grössere Störungen, wie dies in dem früher angeführten Aufschlusse bei der Thalsohlhöhe (1150 Meter) der Fall war. Von den übrigen Stellen, wo diese Schichten eine gestörte Lage aufweisen, wäre noch z. B. jene am rechten Czeremosz-Ufer, unterhalb der Popadia-Mündung, zu erwähnen. Die Schichten bilden hier eine kleinere, am Scheitel aufgebrochene und im Ganzen steile Antiklinale. Die Schichtzone, welche dem südlichen Schenkel der Antiklinale entspricht, fällt mittelmässig flach nach SW. ein und biegt am oberen Ende etwas um; dann folgt eine kleine Unterbrechung und unmittelbar höher thalaufwärts tritt eine zweite Schichtzone auf, welche den entgegengesetzten Schenkel der Antiklinale darstellt und steil nach NO. einfällt. In eine ähnlich steile Antiklinale sind z. B. die Schichten auch tiefer unten im Thale, in dem kleinen Aufbruche unterer Kreide oberhalb der Prefuczny-Mündung, am rechten Czeremosz-Ufer, zusammengepresst, woselbst der südliche und sanfter verflächende Antiklinalenflügel, auf den nördlichen und fast senkrecht aufgerichteten sogar auch etwas überschoben erscheint.

Die für die unteren Kreideschichten charakteristischen, durch senkrechte Brüche verursachten kleineren Verwerfungen, wie solche vorher, so z. B. im Theiss-, Kwasny-Thale, dann an der Niemiska u. s. w. beobachtet wurden, sind hier in annähernd ähnlicher Art nur im obersten Czeremosz-Thale, in der Hieroglyphen-Hauptzone ( $\gamma$ ) anzutreffen. Sonst erscheinen die unteren Kreideschichten im Czeremosz-Thale, wie schon gesagt, vorwiegend seicht wellenförmig gefaltet. Diese sanftere Undulation der Schichten tritt als Regel selbst auch in dem mächtigen obereretacischen Sandsteinzuge zum Vorschein, welcher flussabwärts das Czeremosz-Thal bis Szybeny beherrscht und in welchem eine steile oder gestörte Schichtstellung nur selten zu beobachten ist.

#### b) Nördliche Zone der unteren Kreide und das Oligocengebiet der Czarna Hora.

Wir wenden uns jetzt der zweiten Hauptzone der unteren Kreide (b) zu, welche, wie vorher Eingangs erwähnt wurde, den Nordflügel einer grossen Mulde darstellt und im N. unmittelbar mit der mächtigen Oligocenzone der Czarna Hora zusammenstösst.

Auch für diese Zone wurden bereits früher Hieroglyphenschichten als das bezeichnendste Schichtelement angenommen, indem dieselben, die auch hier im Allgemeinen eine ziemlich grosse Verbreitung erreichen, fast stets bei einer genaueren Betrachtung die bekannte und charakteristische Facies der Hieroglyphenschichten der südlichen Kreidezone (a) erkennen lassen. Da dieselben ausserdem unter allen übrigen Gebilden dieser Zone verhältnissmässig am wenigsten in ihrer Faciesentwicklung variiren, so können sie auch als die eigentlichen Träger der unteren Kreide in dieser Zone bezeichnet werden.

So erreichen vor Allem die übrigen massigeren Sandsteinbildungen durch das häufigste Auftreten eines kieseligen Bindemittels eine vielfach

abweichende und ausserdem an und für sich sehr schwankende Ausbildung. Es fehlen hier ferner die Kalkeinlagerungen so gut wie gänzlich, während andererseits stellenweise echte Hornsteine u. s. w. auftreten, so dass der Kreidecomplex zum grossen Theil eine auffallende Aehnlichkeit mit der später zu beschreibenden unteroligoenen Schieferzone der Czarna Hora aufweist. Ich gelangte auch erst im Masse der Ansammlung von vereinzelt und oft anscheinend wenig bedeutenden Beobachtungen zu der Erkenntniss, dass man es hier in den so ähnlichen und aneinander grenzenden Bildungen mit zwei ganz altersverschiedenen Formationen zu thun hat.

Die Thatsache, dass zum Beispiele am Kopacz in Siebenbürgen unmittelbar über einem Ammoniten führenden Sandsteinhorizonte in concordanter Lage sehr kieselige Sandsteine und hierauf Schiefer mit schwärzlichen Hornsteinen u. s. w. folgen, welche letztere von Herbieh<sup>1)</sup> zur unteren Kreide gezählt werden, bestärkte mich umso mehr in der obigen Ansicht.

Die Aufgabe des Auseinanderhaltens der so ähnlichen Bildungen wurde hier andererseits noch dadurch sehr erschwert, dass gerade an der Grenze der unteren Kreide mit der Oligocenformation das dichtbewaldete Terrain keine massgebenden Aufschlüsse bietet und dass selbst die Hauptdurchschnitte im Thale der Schwarzen Theiss und andererseits in jenem des Czeremosz, (welch' letzterer sonst, wie wir das bald sehen werden, überhaupt das schönste Profil im ganzen Gebiete darstellt), in der kritischen Gegend ganz lückenhaft erscheinen. Es ist auch deshalb sehr wahrscheinlich, dass die Abgrenzung der unteren Kreidezone von jener des Oligocens, aus allen den oben angeführten Gründen nicht überall stets richtig erfolgte, was aber auch kaum je mit voller Genauigkeit geschehen kann. Bei dem Mangel an Profilen und an fossilführenden Schichten bleibt man eben an gewissen Stellen vollkommen im Zweifel, ob man die betreffenden Bildungen noch zur unteren Kreide, oder bereits zum Oligocen zählen soll.

Es soll nun jetzt die Beschreibung einiger wichtigerer Profile folgen und im Anschlusse mit der unteren Kreidezone zugleich auch die Oligocenformation behandelt werden. Wir schlagen hiebei wieder die Richtung von NW. nach SO. ein und fangen mit dem Profile im Thale der Schwarzen Theiss an.

**Thal der Schwarzen Theiss von Borkut Kwasy aufwärts bis Körösmező.**

Im genannten Thale treten am oberen Ende von Borkut Kwasy, im Liegenden der nach SW. verflächenden oberercretacischen Sandsteine, typische Hieroglyphenschichten der unteren Kreide zum Vorschein. Sie sind am rechten Theiss-Ufer gleich unterhalb der Eimmündung des von O. kommenden Kwasienska-Baches aufgeschlossen und zeigen die charakteristischen, durch senkrechte Brüche verursachten kleineren Verwerfungen, wie solche so häufig bei den festen und etwas spröden Hieroglyphenschichten zur Geltung gelangen.

<sup>1)</sup> Vergl. l. c. pag. 221; ferner Paul und Tietze. Neue Studien, pag. 192.

Im Liegenden der Hieroglyphenschichten, die hier nur eine schmale Zone zusammensetzen, folgt gleich höher, gegenüber der Kwasienska-Mündung, ein mehrere Zehntel Meter mächtiger Complex von abweichend entwickelten Strzolkaschichten, die wir jedoch bereits früher in den Aufbrüchen unterer Kreide von Lahi u. s. w., in Andeutungen beobachtet und bereits damals, mit Bezug auf diese Stelle, als Kwasienska-Schichten bezeichnet haben. Diese Schichten sind am rechten Steilufer der Theiss aufgeschlossen. Sie sind zum Theil steil aufgerichtet und führt die Strasse über ihre Schichtköpfe hinweg.

Man sieht hier einen Wechsel von lichtgrauen, gelblich oder bräunlich verwitternden und besonders in letzterem Falle ziemlich mürben, thonigen bis sandigthonigen Schiefen mit plattigen, etwas krummschaligen, licht graubläulich gefärbten Hieroglyphensandsteinen, die sehr kalkhaltig geädert sind und feine Glimmerblättchen enthalten und in ähnliche, jedoch dickbankigere Strzolkasandsteine übergehen. Ausserdem treten noch massige Sandsteinbänke auf.

Die Schiefer führen stellenweise sehr zahlreiche, vorwiegend dickere, bis 10 Millimeter breite, unverzweigte und bräunlich gefärbte Fucoidenabdrücke (?), wie solche bis jetzt noch nirgends beobachtet wurden; ausserdem noch andere verkohlte Pflanzenreste, die auch in den Sandsteinen vorkommen. Die plattigen Sandsteine zeigen nicht selten Hieroglyphen, die von einer etwas gröberen Zeichnung als jene der typischen Hieroglyphenschichten sind. Ihre Verwitterungsflächen, besonders aber jene der dickbankigeren Strzolkasandsteine, erscheinen meist von zahlreichen Sprüngen netzförmig durchsetzt, weshalb speciell die Strzolkasandsteine dieses Schichtencomplexes etwa an beim Trocknen zersprungene Schlammmassen erinnern. Die massigen Sandsteine schliesslich, welche durch Vermittlung in die vorgenannten übergehen und besonders in liegenderen Partien des Schichtcomplexes vorwalten, sind mittelkörnig entwickelt, führen zahlreiche, etwas gröbere Schüppchen weissen Glimmers und sind ebenfalls lichtgrau mit einem Stich in's Bläuliche oder Grünliche gefärbt. In einzelnen Lagen erweisen sie sich auffallend mürbe, während andererseits auch sehr feste, etwas kieselige Sandsteinbänke zu beobachten sind. In den hangenderen, dünnbankigeren Lagen fanden sich jedoch auch ganz kieselige Sandsteine in lose herumliegenden Stücken vor.

Die Kwasienska-Schichten, welche durch ihre allgemein lichtere Färbung, theilweise mürbere Beschaffenheit bei Vorkommen von kieseligen Sandsteinen, ferner durch ein relativ geringeres Gewicht wenigstens gewisser Gebilde, sowie durch die gröberen Hieroglyphen u. s. w., von den unteren Kreidebildungen der südlichen Zone (*a*) nicht unwesentlich abweichen, erinnern sehr an gewisse obereocene Bildungen (strzolkartige Schichten) in der südlichen Sandsteinmulde (vergl. z. B. pag. 467), noch mehr aber an jene in der nördlichen Sandsteinzone, wie wir sie gelegentlich später aus der Umgebung von Körösmező, dann von Zeleny in Czeremosz-Thale, näher anführen werden. Nach den Lagerungsverhältnissen zu schliessen unterliegt es jedoch keinem Zweifel, dass die Kwasienska-Schichten dem Complex der unteren Kreide angehören und nur als eine Faciesbildung, und zwar eines hangenderen Horizontes derselben, zu betrachten sind (vergl. auch pag. 532). Dass übrigens gewisse Eocenhorizonte mit den untereretacischen Ropianka-Schichten —

und diesen nähern sich gerade die Kwasienska-Schichten von allen Schichtbildungen der unteren Kreide im Gebiete am meisten — eine grosse Aehnlichkeit in ihrer Entwicklung zeigen können, wurde bereits in den Neuen Studien von Paul und Tietze nachgewiesen.

Gleich höher an der Mündung des Trostjenec-Baches bilden die Kwasienska-Schichten nur mehr einen geringen Gehängeschutt, (wie dies bei denselben auch meistens der Fall zu sein pflegt) und veranlassen die Entstehung eines kalkhaltigen, etwas bläulich gefärbten und durchnässten Lehmbodens, den gewisse Korbbliüther, insbesondere Tussilago, vorziehen.

Flussaufwärts treten dann oberhalb der Trostjenec-Mündung wieder dunkle Hieroglyphenschichten zum Vorschein, die nach SW. unter die Kwasienska-Schichten einfallen und somit einem tieferen Horizonte der unteren Kreide angehören. Sie sind insbesondere am linken Theiss-Ufer aufgeschlossen, wo man auch die bekannten, durch Brüche verursachten Verwerfungen beobachtet. Durch das Vorwalten von dunklen Thonschiefern erreichen hier die Hieroglyphenschichten im Allgemeinen ein von jenen der südlichen Zone (a) etwas abweichendes Aussehen. Nach einigem Suchen fanden sich aber auch da (linkes Theiss-Ufer) einzelne Schieferstücke mit den charakteristischen, etwas feiner eingezeichneten Fucoiden (*Sphaerococcites inclinatus?*) und andererseits Stücke von dunkelgraubläulichen, plattigen Sandsteinen mit feinen Hieroglyphen, wie eben solche Vorkommen für die Hieroglyphenschichten der südlichen Zone charakteristisch sind.

Im Liegenden dieser Hieroglyphenschichten folgen flussaufwärts Bänke von festen, graubläulichen Sandsteinen mit schmälere Schieferzwischenlagen. Die Sandsteine sind meist von zahlreichen Sprüngen, die mit Calcit erfüllt erscheinen, durchsetzt und zerfallen in scharfkantige Stücke. Dünnere Sandsteinbänke zeigen auch einige Spaltbarkeit und man findet nicht selten kleine Platten von diesen Sandsteinen, die etwa 30 Ctm. dick sind und reichlichen Glimmer auf den Schichtflächen führen. Petrographisch entsprechen diese Bildungen noch ziemlich genau den Strzolkaschichten der südlichen Kreidezone, wenn auch dieselben hier stellenweise etwas wie verkieselt erscheinen — ein Umstand, der sich hauptsächlich höher im Thale bis zu einem auffallenden Grade steigert.

Noch mehr im Liegenden treten massig bankige, in grosse eckige Blöcke zerfallende, glimmerarme Sandsteine auf, die graubläulich gefärbt, von einem sehr festen Gefüge und nur selten von Calcitadern durchsetzt erscheinen. Sie erinnern an die massigen Sandsteinbildungen der südlichen Kreidezone und gehen auch hier stellenweise in eine sehr feine und harte Conglomeratbreccie über, in der neben Quarz und Schuppen von krystallinischen Schiefern, auch dunkle Kalkbrocken vorkommen. Es treten jedoch mit diesen Sandsteinen auch solche auf, die ganz quarzitisch entwickelt, respective zum Theil verkieselt sind, eine lichtgraue bis etwas grünliche Färbung zeigen und in Klüften mitunter von feinen glitzernden Quarzkryställchen dicht besetzt erscheinen. Auch letztere Sandsteine werden stellenweise grobkörnig, doch vermisst man in denselben stets die Kalkbrocken.

Thalauflwärts folgen wieder Hieroglyphenschichten, dann massigere Sandsteinbildungen u. s. w., und ist dieser Wechsel auf der

linken Thalseite bis zur Einmündung des Kewele-Baches wiederholt zu sehen.

Zuvor noch beobachtete ich bei der Thalsohlhöhe (551 Meter), am rechten Theiss-Ufer, im Hangenden von Hieroglyphenschichten massige Sandsteine, welche grau gefärbt und glimmerreich sind und im Vergleich mit der vorerwähnten massigen ein minder festes Gefüge aufweisen. Diese Sandsteine gehören jedenfalls einem höheren Horizonte der unteren Kreidestufe an und dürften dem Liegenden der Kwasienska-Schichten entsprechen.

Gleich oberhalb der erwähnten Kewele-Mündung stehen an der rechten Thalseite, an der Einmündung des Gropenec-Baches, dickbankige feste Sandsteine an, die auch hier stellenweise in feine feste Conglomeratbreccien übergehen. Sie wechseln mit Strzolkasandsteinen und schmälere Zonen von dunklen schiefrigen und plattigen Gebilden (Hieroglyphenschichten) ab. In ihrem Hangend folgen thalaufwärts wieder typische Hieroglyphenschichten mit nordwestlichem Verfläachen und über diesen in Surdok massige, relativ mürbere Glimmersandsteine, in denen man hie und da nebst verkohlten Pflanzenresten auch kleinere thonige Einschlüsse beobachtet. Die letztgenannten Sandsteine bedecken mit grossen Blöcken das rechte Thalgehänge und sind jenen ähnlich, die wir vorher bei der Thalsohlhöhe (551 Meter) angetroffen haben.

Oberhalb von Surdok treten am Fusse der linken Thalgehänge dunkle Hieroglyphenschichten mit Einlagerungen von Strzolkasandsteinen schwach aufgeschlossen auf. Ausserdem wurden dort noch Stücke von ganz kieseligen dunkelgefärbten Sandsteinen beobachtet. Flussaufwärts erscheinen wieder die massigen festen Sandsteine, die auf der rechten Thalseite aufgeschlossen sind, daselbst im Allgemeinen nach NW. verfläachen und bis zu der starken Theiss-Krümmung, oberhalb der Einmündung des Trofancec wielki, herrschen. Die Sandsteine zerfallen in grosse eckige Blöcke und wechseln auch da mit stark geaderten Strzolkasandsteinen und schmälere Zonen von dünn-schichtigen Lagen ab. Sie sind hier stellenweise, insbesondere aber die dünnbankigeren Strzolkasandsteine, braunroth gefärbt.

An der erwähnten Thalkrümmung folgen im Hangenden der dickbankigen Sandsteine, am rechten Thalgehänge aufgeschlossen, wieder Hieroglyphenschichten mit dünneren Bänken von Strzolkasandsteinen. Die plattigen, dunklen und fein vertheilten Glimmer führenden Sandsteine lieferten in einzelnen Gesteinsstücken ziemlich schön erhaltene feinere Hieroglyphen, während dünne sandige Schiefer verkohlte Pflanzenreste zeigten.

Die dunklen Schiefer erscheinen hier theilweise auch merglig entwickelt (vergl. pag. 490, Kreidescholle von Trebusa pag. 493 u. s. w.), sie sind dann minder fest, brechen etwas flachmüschlig, zeigen hie und da gelbliche und gelbbraunliche Verwitterungsbeschläge und führen sehr zerstreute Glimmerschüppchen — während der eigentliche Schiefertypus der Hieroglyphenschichten, der übrigens auch hier auftritt, als ein fester Thonschiefer zu bezeichnen ist, der durch seinen reichlichen Gehalt an feinem Glimmer mitunter fast ein phyllitisches, im Allgemeinen aber an Schiefer alter Formationen erinnerndes Aussehen erlangt. Wir werden in der Folge sehen, dass die Schiefer stellenweise

auch noch anderen Veränderungen unterliegen und dass sich nur der Typus der dunklen feinglimmerigen Hieroglyphensandsteine in beiden Zonen der unteren Kreide als das beständigste Gesteinsglied erweist.

Flussaufwärts bieten die Thalgehänge einige Zeit keine Aufschlüsse. Es scheinen jedoch Hieroglyphenschichten die Gehänge zu beherrschen, welche letztere auch höher, kurz unterhalb der Einmündung des Swidowec-Baches, am rechten Theiss-Gehänge aufgeschlossen sind und nach NW. bei circa 25° Neigung verflachen.

Man sieht an letzterer Stelle einen Schichtcomplex, der vorwiegend aus Thonschiefern besteht und dem sich plattige, selten Hieroglyphen führende Sandsteine, ausserdem Bänkechen von theils mit Calcitadern durchzogenen Strzolka-, theils von ganz kieseligen, in kleine scharfkantige, prismatische oder parallelepipedische Stücke zerfallenden Sandsteinen einschalten. Die Thonschiefer sind stellenweise auch rüthlich gefärbt; auch beobachtete ich hier Lagen von griffelförmig zerfallenden Thonschiefern und solche von etwas flachmuschlig brechenden mergligen Schiefern.

Die Verschiedenartigkeit in der Ausbildung der so veränderten Hieroglyphenschichten ist noch auffallender in den Aufschlüssen gleich gegenüber am linken Theiss-Ufer. Man sieht daselbst, an der Einmündung des von Szesa kommenden Baches, ganz rothe, z. Th. auch grünlich gefärbte feste Thonschiefer in gestörten Schichtstellungen. Etwas höher bachaufwärts nehmen in diesem Seitenthale die Hieroglyphenschichten wieder ihr gewöhnliches dunkles Aussehen an. Sie beherrschen längere Zeit hinauf die Bachgehänge und wechseln überall mit dünneren bis ziemlich dicken Bänken von vorwiegend ganz kieseligen, etwas grünlich gefärbten Sandsteinen ab, die von geraden, meist mit Calcit ausgefüllten Sprüngen durchsetzt und wie zerhackt erscheinen und in kleine prismatische Gesteinsstücke zerfallen. Nur in geringem Theile sind es auch kalkhaltige Strzolkasandsteine und Bildungen, die sozusagen zwischen ersteren und letzteren die Mitte halten.

Höher in diesem Thale beobachtete ich auch Stücke von schwärzlichen und ganz hornsteinartigen Gesteinen, die breccienartig zerfallen und von feinen geraden Sprüngen, die jedoch meist mit Calcit ausgefüllt sind, durchsetzt werden. Dann verquert man eine Zone von echten Kwasienska-Schichten, über welchen auf dem zur Młaki-Wiese führenden Fusssteige, in einem feineren Schutte vorkommend, Schiefer und prismatische Stückchen von kieseligen Sandsteinen und hierauf, den Szesa-Berg einnehmend, massige Sandsteine der oberen Kreide folgen.

Ein ähnliches Profil bietet auch das Theiss-Thal von der Einmündung dieses Baches flussaufwärts. Man sieht nämlich gleich höher am linken Theiss-Ufer Hieroglyphenschichten, die mit Bänkechen von kieseligen, wie zerhackten und prismatisch oder parallelepipedisch zerfallenden Sandsteinen wechseln. Ueber ihnen folgen, bald oberhalb der Swidowec-Mündung, (leider nur in einem geringeren Schutte auf dem rechten Theiss-Ufer zu finden) den Kwasienska-Schichten entsprechende Bildungen. Dann herrschen bis zu dem, die Grenze des aufgenommenen Gebietes bezeichnenden Bache, Hieroglyphenschichten, die sich hier und da auf der linken Thalseite in kleinen Aufschlüssen bemerkbar machen.

Gleich beim Eingange in das Thal des letztgenannten Baches (an der Grenze des aufgenommenen Gebietes) sieht man auf der rechten Bachseite einige Sandsteinbänke anstehen, welchen sich auch eine feine Kalkbreccie einschaltet. Die licht chocoladebräunlich gefärbten, einer gewissen Jura-Kalkvarietät entsprechenden Kalkpartikelchen dieser Breccie, in der ganz untergeordnet auch Quarzstückchen vorkommen, sind fest mit einander verkittet. Diese sehr charakteristisch entwickelte mosaikartige Breccie wird sich in der Folge als ein wichtiges Orientierungsgestein erweisen.

Nach dem Gesagten haben wir im Theiss-Thale, auf der Strecke von oberhalb Borkut bis oberhalb von Swidowec, mit einem Wechsel von Hieroglyphenschichten mit dünnbankigen Sandsteinen — in welch' letzteren thalaufwärts allmähig eine immer grössere Verkieselung eintritt — und massigen Sandsteinen zu thun.

Die Schichten fallen auf der ganzen Strecke am rechten Theiss-Ufer vorwiegend nach NW., am linken nach SO. ein, so dass hier das von steilen Gebirgsgehängen, die stumpf kegelförmige Formen zeigen, eingengegte Theiss-Thal einer wirklichen Aufbruchsspalte zu entsprechen scheint.

Von den erwähnten Bildungen und speciell jenen, die an der Einmündung des Swidowec-Baches anstehen, sagen Paul und Tietze in den Studien pag. 93 Folgendes:

„Es ist dieses ein echter, etwas glimmeriger, dem gesammten Habitus nach sehr an paläozoische Gesteine (namentlich Culmschiefer) erinnernder Thonschiefer.“ Dann gleich weiter: „Dieser Thonschiefer bildet thalabwärts bis gegen Borkut die Gehänge der Theiss; ungefähr in der Mitte zwischen Swidowec und Borkut treten Sandsteine auf, die meistens dunkelgrau, zuweilen aber auch braunroth gefärbt sind, stellenweise in feines Conglomerat übergehen, und durch Wechsellagerung mit dem Thonschiefer in enger Verbindung stehen.“

In den Neuen Studien (pag. 192) wurden nun diese Thonschiefer den „älteren Karpathen-Sandsteinbildungen“ zugerechnet.

Die Zusammengehörigkeit dieser Bildungen mit jenen in der südlichen Zone der unteren Kreide (*a*) erscheint schon in den Studien angedeutet, indem es daselbst auf pag. 94 heisst: „Südlich von der Stadt (Boeskó Rahó) beobachteten wir ganz ähnliche glimmerige Thonschiefer, wie bei Swidowec.“

Thalerweiterung von Körösmező, obereocene Schichten daselbst. Bliznica-Zug in den Swidowec-Alpen.

Auf dem weiteren Wege von Swidowec Theiss-aufwärts bieten leider die flachen Gehänge in der grossen Thalerweiterung von Körösmező fast gar keine Aufschlüsse. Erst in den bei Körösmező einmündenden Seitenthälern, so am Laszczyna-, Łopuszanka-, Stebna-Bache u. s. w., sind allenthalben anstehende Schichten in grösseren Aufschlüssen zu beobachten. Man hat es hier in der nächsten Umgebung von Körösmező überall mit einem einheitlichen Schichteomplexe zu thun, der aus einem Wechsel von lichtgrauen, mürberen und mergligen Schiefen mit kalkhaltigen, meist stark von Calcitadern durchzogenen und ganz strzolkaartigen Sandsteinen besteht und dem sich auch vielfach massigere, mürbere Sandsteine

einschalten. Die dünnbankigeren Sandsteine führen stellenweise, neben gröberem, auch auffallend feine und scharf ausgeprägte Hieroglyphen in der Form von Nadeln, Würmern u. s. w.

Um diese Schichten näher kennen zu lernen, lohnt sich insbesondere eine Begehung des Łopuszanka-Thales (S. von Körösmező), woselbst man nach wenigen Minuten Weges, von der Einmündung bachaufwärts, einem grösseren Aufschlusse von hieroglyphenführenden strzolkartigen Schichten begegnet, in denen man bald thalaufwärts an einer Stelle auch eine Einlagerung einer eigenthümlichen, dunkel bräunlichen Mergelkalkbreccie beobachtet. In den strzolkartigen Sandsteinen erscheinen in Klüften auch Aggregate von Calcitkrystallen, wie ich solche, nebenbei erwähnt, in den Kreideschichten niemals bemerkte. Die Schichten sind hier zum Theil sehr steil aufgerichtet.

Diese Bildungen, welche zwar sehr an die Kwasionka-Schichten erinnern, möchte ich am ehesten mit den obereocenen strzolkartigen Schichten der südlichen Sandsteinzone — und zwar mit jenem Horizonte, der unmittelbar an der Basis der unteroligocenen Schieferzone auftritt — parallelisiren, wie sich dies noch später im Czeremosz-Thale wird näher begründen lassen. Auch wurde bereits von Paul und Tietze die Umgebung von Körösmező als eocen bezeichnet. (Vergl. Studien pag. 91, und insbesondere Neue Studien pag. 217.)

Leider muss ich auf eine nähere Beschreibung der Umgebung von Körösmező verzichten, nachdem ich den Anschluss gegen N. und W. nicht mehr gewinnen konnte. Bemerken möchte ich nur, dass ich auf den hohen Kämmen des westlich von Körösmező gelegenen Bliznica-Zuges, während einer flüchtigen Orientirungs-Excursion, grössere und schöne Aufschlüsse von dünnplattigen, festen und dunkelgrauen, beim Anschlagen hellklingenden kalkhaltigen Sandsteinen mit feinen vielfach verzweigten Fucoiden, in Verknüpfung mit sehr festen massigeren Sandsteinbänken u. s. w. beobachtete — Bildungen, die anscheinend von allen Flyschgebilden des aufgenommenen Gebietes ganz abweichend sind.

### Oberes Bogdan-Thal.

In ihrem weiteren südöstlichen Verlaufe bietet die untere Kreidezone im oberen Theile des, bereits aus früheren Betrachtungen bekannten Bogdan-Thales, in manchen Beziehungen lehrreiche Aufschlüsse.

In diesem Thale treten gleich unterhalb der Einmündung des von NW., von der Rohonieska połonina kommenden Baches, im Liegenden von obercretacischen Sandsteinen, typische Hieroglyphenschichten der unteren Kreidestufe in einer schmalen Zone auf. Denselben schalten sich auch Bänke von theilweise etwas quarzitischem Strzolkasandsteinen ein.

Im Liegend der Hieroglyphenschichten folgen weiter Kwasionka-schichten, die ein schwankendes, vorwiegend südwestliches, aber auch nordöstliches Verfläichen zeigen (wie man letzteres an einer Stelle am linken Bogdan-Ufer sieht) und im Bachbette selbst, an einer Stelle, sehr steil bis fast senkrecht aufgerichtet sind. Dieselben umfassen in tieferen Lagen sehr massige, graue bis lichtgraue, glimmerreiche Sandsteine mit kleinen thonigen Einschlüssen, welche z. Th. auch quarzitisches



entwickelt, dabei aber stets mehr oder weniger kalkhaltig sind, worauf schon die in ihnen ziemlich häufig zu beobachtenden Calcitadern hindeuten.

Auf diese Schichten der unteren Kreide, die nur eine schmale, im genannten Seitenthale sich nach NW. hinaufziehende Aufbruchzone bilden, lagern thalaufwärts wieder obercretacische Sandsteine, in deren Liegendem bald untere Kreideschichten auftreten, die dann das ganze obere Bogdan-Thal beherrschen.

Gleich beim Eingange in das obere Thalgebiet fand sich in dem, unterhalb der Klausse am linken (östlichen) Bogdan-Ufer einmündenden Bache, jene charakteristische Kalkbreccie von Swidowec in wenigen Gesteinsstücken vor, die allem Anscheine nach dem Horizonte der Kwasienska-Schichten, resp. ihrem Liegend, angehören dürfte.

Etwas höher, bei der Lolin-Klausse, bietet das rechte Thalgehänge einen grösseren Aufschluss von anstehenden Hieroglyphenschichten, die (ähnlich wie dies im Streichen im Theiss-Thale der Fall war) dem Liegendhorizonte der Kwasienska-Schichten zu entsprechen scheinen und als tiefere Hieroglyphenschichten zu betrachten wären.

Man sieht hier vorwiegend dunkle feste Thonschiefer, plattige Sandsteine mit seltenen, jedoch bezeichnenden Hieroglyphen, dünne Lagen von sandigen, viel verkohlte Pflanzenreste führenden Schiefen und meist dünnere Bänke von festen Sandsteinen, im wiederholten Wechsel mit einander. Letztere sind zum Theile kalkhaltig, von Calcitadern durchzogen und entsprechen ziemlich genau dem Strzolkatypus; vorwiegend aber sind es kieselige, dichte von geraden Sprüngen durchzogene und wie zerhackte Sandsteine, die in kleine, mehr weniger prismatische oder parallelepipidische Stücke zerfallen und auf den natürlichen Schichtflächen Andeutungen von grösseren Hieroglyphen zeigen. Diese Form des Zerfallens kommt hier in einem gewissen Grade selbst noch den eigentlichen kalkhaltigen Strzolkasandsteinen zu.

Die kieseligen Sandsteine, welche fast glasige Bruchflächen zeigen, lassen jedoch in einem mehr verwitterten Zustande häufig ein feinkörniges Sandgemenge erkennen. Kleine Quarzkryställchen (Marmaroscher Diamanten), die sich nicht selten in Klüften und Sprüngen dieser Sandsteine ausscheiden, verleihen denselben ein glitzerndes Aussehen. Aber auch in den Strzolkasandsteinen sind ähnliche Quarzkryställchen anzutreffen, wie sich andererseits in den kieseligen Sandsteinen auch Calcit in Sprüngen ziemlich häufig ansammelt. Ueberhaupt existiren vielfache Beziehungen zwischen den kalkhaltigen und kieseligen Sandsteinen und man gelangt schliesslich stets zu der Ansicht, dass man es in dieser (nördlichen) Zone der unteren Kreide mit einer allmählig und wohl nur auf nassem Wege vor sich gegangenen, meist nicht vollständigen Verkieselung der Strzolka-, z. Th. auch der massigeren Sandsteine selbst, zu thun hat.

Die erwähnten Schichten, welche der Kürze und leichteren Uebersicht halber, *Lolin-Schichten* benannt werden sollen, begleiten von der Klausse thalaufwärts durch längere Zeit das rechte Bogdan-Ufer. Es treten dann in denselben die Thonschiefer, welche nicht selten auch etwas röthlich oder grünlich gefärbt sind, stellenweise so sehr in den Vordergrund, dass die Schichten fast das Aussehen einer Schieferzone

annehmen. Hie und da schalten sich den Schichten auch kleine Sphäro- sideritflötzen ein.

Die Schichten erscheinen auf dieser Strecke am rechten Ufer in sanfte Wellen gefaltet und fallen flach nach W. bis NW., unter den obercretacischen Sandsteincomplex des Szesul-Pietrosz-Zuges ein. Ihre Schichtköpfe bilden stellenweise felsige Gehänge, die das Thalbett schluchtartig einengen.

Am linken Thalgehänge dagegen hat man es gleich oberhalb der Thalsohle auf einer längeren Strecke vorwiegend nur mit einem feineren Schutte eckiger Stückchen von kieseligen, hie und da auch weisslich gefärbten Sandsteinen zu thun. Diese rechne ich mit einiger Wahrscheinlichkeit bereits der unteroligoenen Schieferzone zu, auf welche wir bald des Näheren zu sprechen kommen werden und die hier zungenförmig über die untere Kreide greift.

In den vorher genannten Hieroglyphenschichten (Lolin-Schichten) beobachtete ich oberhalb der Klause im dunklen Thonschiefer hie und da die bezeichnenden Fucoiden (*Sphaerococcites inclinatus?*), welche hier meistens eine feinere Zeichnung zeigen. Eine kurze Strecke höher fand sich in einem Schieferstück auch jene bekannte, charakteristische und seltene, rosetartige Fucoidenform (*Sphaerococcites affinis?*) von oberhalb der Dobryu-Mündung im Czeremosz-Thale, vor (pag. 542). Dieser Fund hat mir erst eine gewisse Sicherheit von der Zusammengehörigkeit der südlichen (a) und nördlichen Zone (b) der unteren Kreide verschafft.

Im Bogdan-Thale bachaufwärts treten im Liegenden der Hieroglyphenschichten immer häufiger massige, sehr feste, zum Theil grobkörnige quarzitishe Sandsteine, ähnlich jenen im Theiss-Thale, und ausserdem grüne, zum Theil stark verkieselte, seltener etwas mürbere Sandsteine, auf. Letztere Sandsteinvarietät, die bis jetzt noch nicht beobachtet wurde, ist höher oben, an der Bachgabelung bei 978 Meter, im Schichtverbande anzutreffen.

An der genannten Bachgabelung sieht man zu unterst an der Thalsohle die grünen, harten, dickbankigen Sandsteine, welche von Sprüngen vielfach zerklüftet erscheinen. Die Klüfte sind mit milchweissem Quarz, der auch ähnlich gefärbte Krystallaggregate bildet, ausgefüllt; ausserdem kommen auf den Klüftflächen feinere, schön glitzernde Quarzkryställchen häufig vor. Ueber diesen Sandsteinen folgen Hieroglyphenschichten, in denen ich hie und da feine typische Hieroglyphen bemerkte.

Von der erwähnten Bachgabelung ging ich längs dem nordöstlichen Bacharme, und hierauf von einer neuerlichen Gabelung längs dem nordwestlichen Arme auf die Harmanieska polonina hinauf. In Folge sehr mangelhafter Aufschlüsse liess sich nur so viel mit Bestimmtheit feststellen, dass die früheren Bildungen ununterbrochen längs dem genannten Bache nach N., bis auf den Kamm fortsetzen.

Auf dem erwähnten Kamme, der in östlicher Richtung zur Horwera (2058 Meter) führt, erheben sich am Fusse der mächtigen Pietrosz-Kuppe, in einem fast ganz aufschlusslosen, berasten Terrain einige Jurafelsen (Kalk und Melaphyr), die später näher beschrieben werden. Etwas nördlich von dem am meisten nach N. vorgeschobenen Jurafelsen beobachtete ich im Liegenden der obercretacischen Pietrosz-

Sandsteine schwache Aufschlüsse von verwitterten mürheren Schiefen und plattigen Sandsteinen, die hier und da verwitterte, jedoch charakteristische und feine Hieroglyphen führen. Ausserdem fanden sich auch etwas sandige Schiefer mit grösseren Fucoiden(?) vor, die jenen der Kwasienska-Schichten (pag. 547) ähnlich sind.

Fortsetzung des Profiles nach N. im Laszezyna-Thale.

Von den Jurafelsen am Kamme stieg ich längs dem direct von da nach NO. abfliessenden Laszezyna-Bache hinunter — mich bis in die Nähe der Klause Laszezyna in einem dicht bewaldeten, auffallend flachen und mit den steilen Pietrosz-Gehängen contrastirenden Terrain bewegend.

Gleich anfangs, nördlich von den Jurafelsen, erscheinen in dem Bache kleine Aufschlüsse von südwestlich verflächenden, verwitterten Hieroglyphenschichten. In denselben sind die Thonschiefer theilweise auch graugrünlich gefärbt, mitunter treten etwas mürbe und flachmuschelartig brechende Schiefer auf; die dickeren Bänke sind theils kieselige, in kleine kantige Stücke zerfallende, theils aber Strzolkasandsteine. Etwas tiefer unten zeigen die Schichten grosse Störungen und ein schwankendes, vorwiegend süd- bis nordwestliches Verfläichen.

Im Liegenden dieser Hieroglyphenschichten folgen bachabwärts Kwasienska-Schichten, die in einem reichlichen Schutte vorliegen und in welchem lichtgraubläuliche kalkreiche Strzolkasandsteine vorwalten. Gegen das Liegende kommen massige lichtgrau bis weissgelblich gefärbte Sandsteine zum Vorschein, die viel weissen Glimmer in vorwiegend grösseren Schüppchen führen. Sie sind fein- und fast zuckerartig, zum Theil aber auch grobkörnig entwickelt und enthalten im letzteren Falle kleine rundliche Einschlüsse thoniger Substanzen; sie sind etwas mürbe, brausen, mit Säuren behandelt, nur schwach und zeigen nirgends Calcitausecheidungen. Wir haben es hier mit einer Modification der überhaupt ziemlich stark variirenden massigeren Sandsteinbildungen der Kwasienska-Schichten zu thun. Diese Varietät erinnert auch, nebenbei erwähnt, an gewisse licht gefärbte massige Sandsteine, wie ich solche in dem, der Czarna Hora-Kette nördlich vorlagernden Eocen, so im Dzembronia-Thale an der Einnündung des Deretyniczuk-Baches, beobachtete.

Im Bereiche dieser Bildungen fanden sich im Bachbette auch einzelne Blöcke der charakteristischen Kalkbreccie von Swidowee vor, die somit, wie schon früher gesagt, an die Kwasienska-Schichten, und zwar an einen tieferen Horizont derselben, gebunden sein dürfte.

Etwas tiefer bachabwärts sind die erwähnten lichten Sandsteine auch im Schichtverbande anzutreffen. Sie bilden hier zusammen eine etwa 8 Meter mächtige Zone und verfläichen unter 45° Neigung nach SW. Ueber ihre dickbankigen Schichtköpfe stürzt der Bach in kleinen Cascaden herunter. In ihrem Liegenden folgen hierauf dünnschichtige Lagen, die nach SW. einfallen, wobei sich der Neigungswinkel bis 70° steigert. Es sind dies dunkle Schiefer, dunkle plattige Sandsteine, die hier und da feine, walzen- oder wurmförmige Hieroglyphen zeigen, mit einem Worte typische Hieroglyphenschichten. Diese wechseln nach unten mit bis 0.3 Meter dicken Bänken von festen, in kantige Stücke

zerfallenden Sandsteinen ab, und nehmen tiefer, wo sich die Schichten etwas flacher legen, auch einige Bänke von massigen Sandsteinen auf, die etwas an die oberen, licht gefärbten erinnern.

Bachabwärts folgt dann ein wiederkehrender Wechsel von vorwiegend grünen, seltener rothen, theilweise auch dunkel gefärbten Thonschiefern, in denen dünnplattige Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten (Hieroglyphensandsteine) nur ganz untergeordnet vorkommen — und von dickbankigen grünen, zum Theil stark verkieselten Sandsteinen, wie wir letztere im Bogdan-Thale (978 Meter) angetroffen haben. Die grünen Sandsteine sind stellenweise grobkörnig und zum Theil auch etwas mürbe entwickelt und enthalten häufig zahlreiche Einschlüsse von thonigen, grünlich gefärbten Substanzen. Wo Schieferbildungen überwiegen, sinken in ihrem Bereiche die Sandsteine zu dünnen Bänken (die in kleinere kantige Stücke zerfallen) herab und umgekehrt reduciren sich erstere im Bereiche der massigen Sandsteine auf ganz schmale Zwischenlagen. Die Schichten verflachen fortwährend nach SW. mit meist 45° Neigung.

Thalabwärts, bevor man noch die oberste Hauptgabelung des Baches erreicht hat (die auf der Karte zu hoch, resp. die Waldgrenze zu niedrig eingezeichnet ist), treten wieder typischere dunkle Hieroglyphenschichten auf. Der Bach nimmt von da ein kleineres Gefälle an. Leider sieht man dann lange Zeit, bis zur Klause Laszczyna, keine Aufschlüsse. Es kommen jedoch auf dieser Strecke, in mächtigen Blöcken im Bachbette herumliegend, massige, feinkörnige, dunkel graubläulich gefärbte und bräunlich verwitternde, glimmerarme Sandsteine, hie und da mit stärkeren Calcitadern, zum Vorschein, wie ich solche sonst nur im unteren Kreidecomplexe, und zwar in tieferen Lagen, beobachtete.

Ob die bis jetzt in dem Bache angetroffenen untereretacischen Bildungen concordant sich aufbauen und einem einzigen grossen Schicht-complexe entsprechen, oder aber dieselben durch senkrechte Brüche verschoben wurden, so dass, wenigstens theilweise, eine Wiederholung derselben Schichthorizonte eintritt, kann nicht mit Bestimmtheit entschieden werden. Indess scheint das letztere, wie wir es bald an einer anderen, jedoch nahe und im unmittelbaren Streichen gelegenen Stelle sehen werden, sehr wahrscheinlich der Fall zu sein.

Unterhalb der vorerwähnten Laszczyna-Klause treten massig entwickelte, lichtgrau gefärbte, glimmerreiche Sandsteine auf, die nach SW., somit scheinbar unter die oben erwähnte Schichten der unteren Kreide einfallen. Der Sandstein ist mittelkörnig und weist einen geringen Gehalt an Kalkbindemittel auf.

Dieser Sandstein begleitet thalabwärts einige Zeit den Laszczyna-Bach und setzt einen steiler sich erhebenden Gebirgszug zusammen, der zur Howerla in der Czarna Hora-Kette hinüberstreicht. Ich zähle ihn bereits dem oberen Oligocen zu und betrachte ihn als ein Aequivalent des Borsa-(Magóra-)Sandsteines, was sich aber erst später wird näher motiviren lassen. Wir werden ihn unter der Bezeichnung Czarna Hora-Sandstein näher kennen lernen.

Im Liegenden dieser Sandsteine kommt thalabwärts plötzlich eine Schieferzone zum Vorschein, die auf dem rechten Steilufer des Baches gut aufgeschlossen ist. Es sind dies dunkle, bis ziemlich lichtgrau oder

auch grünlich gefärbte Mergelschiefer und mergelig-thonige Schiefer, die etwas flachmuschelartig brechen, nicht selten bräunliche Verwitterungsbeschläge zeigen und hie und da Fucoiden führen, welche durch ihre stärkere und mehr vom Grunde ausgehende Verzweigung und allgemein feinere Zeichnung, vom *Sphaerococites* der unteren Kreide abweichen und am meisten an den *Chondrites intricatus Sternb.* erinnern. Die Schiefer wechseln mit Bänken von festen, dichten und kalkhaltigen, aber auch kieseligen Sandsteinen ab, die in kleine prismatische oder parallel-pipedische, mitunter etwas gebänderte Stücke zerfallen. Die Sandsteine sind schmutzig und ziemlich dunkelgrau, mit einem Stich in's Bläuliche oder Grünliche gefärbt und zeigen nicht selten auf den Verwitterungsflächen gröbere, aber auch ziemlich feine, gerade, gekrümmte und knopfförmige Hieroglyphen. Die rauhe Beschaffenheit und die häufig zu erkennende sandige Beschaffenheit letzterer, sowie noch andere, mehr dem Gefühlsurtheile anheimfallende Erscheinungen, lassen in denselben bei einer näheren Betrachtung häufig nur Reliefformen von mitunter täuschender Aehnlichkeit mit den cretacischen Hieroglyphen erkennen. Es soll damit jedoch nicht gesagt werden, dass die cretacischen Hieroglyphen ausschliesslich organischen Ursprunges sind.

Die Sandsteine dieser Schieferzone sind mehr oder weniger zerklüftet und die Klüfte mit Calcit ausgefüllt. In einzelnen Lagen erscheinen die Sandsteine von so zahlreichen Calcitadern durchsetzt, dass sie den Strzolkasandsteinen und speciell jenen aus den Kwasienska-Schichten zum Verwechseln ähnlich sind. Es erweisen sich aber auch diese strzolkaartigen Sandsteine stets etwas kieselhältig und es erscheinen auf deren Klüftflächen nicht selten winzige, schön ausgebildete, helle Quarzkrystalle <sup>1)</sup>, ausserdem auch Colonien von Pyritkryställchen.

Diese Zone parallelisire ich nun mit den unteroligoenen Schieferbildungen des südlichen Flyschgebietes, in welchem uns letztere wiederholt in einer ganz ähnlichen Faecesentwicklung entgegentraten (vergl. z. B. pag. 482). Immerhin ist die grosse Aehnlichkeit dieser Schieferzone mit gewissen untercretacischen Schichten nicht zu verkennen. Es unterscheidet sich jedoch dieselbe von den letzteren vor Allem durch das Fehlen der festen plattigen dunklen Hieroglyphensandsteine, sowie der festen ähnlich gefärbten Thonschiefer. Auch erscheint hier die Schieferzone in zahlreiche kleinere und stark gewölbte Wellen verbogen, eine Form der Schichtstellung, die im Kreidegebiete nicht vorkommt.

Die Schichten dieser Schieferzone fallen anfangs vorwiegend nach NO., dann nach SW. ein, in deren Hangenden thalabwärts, in der Nähe von Kozmieszczek, wieder grobe glimmerige Sandsteine des oberen Oligocens folgen. In letzteren Sandsteinen machen sich auch thonige und gewöhnlich etwas graugrünlich gefärbte Einschlüsse bemerkbar, denen wir in den Czarna Hora-Sandsteinen überhaupt häufig begegnen werden und was mitunter leicht einen Anlass zu Verwechslungen mit den massigen Sandsteinen der cretacischen Kwasienska-Schichten geben könnte.

Im Orte Kozmieszczek kommt wieder die unteroligoene Schieferzone zum Vorschein, die insbesondere etwas tiefer, am rechten Laszeczyna-

<sup>1)</sup> Marmaroscher Diamanten, die somit sowohl in der unteren Kreide, als auch im Unteroligoenen vorkommen.

Ufer, grössere Aufschlüsse bietet. Man sieht daselbst dunkle und grünlich gefärbte Schiefer, die mit 0·3 bis 0·6 Meter dicken Bänken von harten, in kantige Gesteinsstücke zerfallenden Sandsteinen wechsellagern. Die Schichten fallen daselbst zum Theil sehr steil nach SW. ein.

In der unteroligocenen Schieferzone, die wir soeben im Laszczyna-Thale verquerten, gelangt dann in der südöstlichen Fortsetzung des Streichens (wie wir das später sehen werden) insoferne ein Unterschied zur Geltung, als dieselbe in dieser Richtung immer mehr an Mächtigkeit gewinnt und kieselige Sandsteine in derselben eine immer grössere Verbreitung finden.

Längs dem Kozmieszczek, bachaufwärts bis zur Howerla-Spitze.

Von dem Orte Kozmieszczek wendete ich mich, dem Laufe des Kozmieszczek-Baches folgend, wieder nach SO., um die Howerla zu besteigen.

Oberhalb der Kozmieska-Klause, in welch' letzterer Nähe sich hie und da rothe, lehmige Schuttstellen bemerkbar machen, beobachtete ich an der Thalsohle, längere Zeit bachaufwärts, unteroligocene Bildungen, die sich in einem geringeren Schutte vorfinden. Ich traf hier auch Stücke von dunkelbraun gefärbten Schiefen, welche direct an Smilno-Schiefer erinnern; doch waren grünlich gefärbte Schiefer häufiger zu sehen.

Thalaufwärts erscheint die Schieferzone hie und da auch im Schichtverbande, und bietet dieselbe an einer Stelle am linken Bachufer einen grösseren Aufschluss. Man bemerkt hier dunkelbraune bis lichtgraue, zum Theil auch grünlich gefärbte Schiefer im Wechsel mit 4—25 Centimeter dicken Bänken von vorwiegend kieseligen Sandsteinen, die glasige Bruchflächen zeigen. Die Schichten fallen mit 65° Neigung nach SW. bis WSW. ein. Ihren liegenderen Partien schalten sich auch einige Bänke massiger Glimmersandsteine ein (wie wir dies auch anderswo im Bereiche der Schieferzone beobachten werden), welche den früher angetroffenen oberoligocenen Sandsteinen ähnlich sind. Thalaufwärts erreicht man im Hangenden der Schieferzone einen ziemlich breiten Zug von oberoligocenen Sandsteinen und ist dies derselbe Zug, dem wir vorher beim Ort Kozmieszczek begegnet sind. Diese Sandsteine bedecken häufig das Bachbett mit bis 2 Meter grossen Blöcken und dicken groben Platten.

Höher, an der Gabelung des Baches, tritt wieder die unteroligocene Schieferzone hervor. Von dieser Gabelung schlug ich den Weg über den sich direct von da nach SO. zur Howerla hinaufziehenden Gebirgsrücken ein. In den düsteren Urwäldern verlor ich meinen Begleiter. Ich musste mich beeilen, um die Waldgrenze und eine daselbst vermuthete Alpenhütte zu erreichen. Im Scheine einer Touristenlaterne beobachtete ich beim Hinaufgehen auf dem genannten Rücken Gesteinsstücke, die annehmen liessen, dass hier die unteroligocenen Bildungen — denen sich, ähnlich wie vorher, auch einzelne Bänke von massigen Sandsteinen einschalten dürften — längere Zeit und bis in die Nähe der Waldgrenze, das Terrain beherrschen.

Am Eingange in den Thalkessel der erwähnten Jasińska Kozmieska, an der Waldgrenze, herrschen massige oberoligocene Sandsteine, die z. Th. auch grobkörnig sind und die bekannten thonigen Einschlüsse führen. Sie sind gleich weiter oben, in dem sich direct zur Howerla-Spitze hinaufziehenden Thaleinrisse des Kozmieszek-Baches, im Schichtverbande anzutreffen. Die bis 1·5 Meter dicken Sandsteinbänke verflachen stellenweise sehr steil, mit bis 65° Neigung, nach SW.

Höher tritt wieder eine Schieferzone zum Vorschein, die bachaufwärts längere Zeit den genannten Thaleinriss beherrscht. Die Schiefer, denen sich stellenweise ganz kleine Linsen von mergeligen Sphärosideriten einschalten, wechseln mit hieroglyphenführenden, festen Sandsteinen ab. Die Schieferzone zeigt überhaupt eine ganz ähnliche Entwicklung, wie die vorher, z. B. im Laszczyna-Thale verquerte, weshalb ich dieselbe dem unteren Oligocen zuzähle und als einen Aufbruch im Bereiche der oberoligocenen Sandsteine bezeichne. Die Möglichkeit aber, dass diese Schieferzone dem oberen Oligocen angehören und, ähnlich wie die D. Fagu-Schieferzone im oberen Oligocen der südlichen Flyschmulde, auch hier die massigen Sandsteine etwa in zwei grosse Complexe trennen könnte, scheint mir ganz ausgeschlossen zu sein. Dies näher zu begründen, wird jedoch erst dann möglich sein, wenn wir die Czarna Hora-Kette auch noch an anderen Stellen verquert haben werden.

Ueber den unteroligocenen Schichten, die höher constant überall nach SW. unter 35° bis 40° Neigung verflachen, folgen concordant die früheren massigen, lichtgrau gefärbten, glimmerreichen Sandsteine des oberen Oligocens, welche auch die kegelförmige Kuppe der Howerla einnehmen.

Der Uebergang aus der Schieferzone zu diesem hangenden Sandsteincomplexe vollzieht sich hier äusserst langsam, wie man dies in dem früher angegebenen Bacheinrisse beobachten kann. Bei einem allmäligen Zurücktreten der festen kalkig-kieseligen Sandsteine, treten nämlich allmählig immer mehr in den Vordergrund massigere glimmerreiche Sandsteine, die anfangs noch vielfach mit Schiefeln wechseln. Letztere sind stellenweise auch ganz dünnplattig und ziemlich feinkörnig entwickelt, sind sehr glimmerreich und an den Verwitterungsflächen hie und da mit auffallenden, an Regenwürmer erinnernden, oder vielfach verzweigten und rauhen Reliefformen versehen. Einzelne Lagen von diesen hieroglyphenartigen Sandsteinen machen sich, wenn auch stets ganz untergeordnet, nicht nur in liegenden, zunächst über der Schieferzone gelegenen, sondern auch in den hangenden Partien des oberen Oligocens bemerkbar und wurden dieselben auch weit von hier im südöstlichen Streichen, so am Gipfel des Pop Iwan, beobachtet. Würde man daher auch diese Vorkommen kurzweg als Hieroglyphen bezeichnen, so wären dann überhaupt im Gebiete: untercretacische, obereocene, unter- und oberoligocene Hieroglyphenzonen zu unterscheiden, sowie andererseits ausser den cretacischen Strzolkaschichten, auch im Oberocenen und Unteroligocenen strzolkaschichtartige Bildungen vorkommen.

Gegen die Spitze der Howerla zu herrschen ausschliesslich massige Sandsteinbänke, die nach oben allmählig eine immer steilere Neigung annehmen.

Von der Howerla zum Pietrosz, und dann nach S. über den Lanczynieski groń zum Menczil; die Ähnlichkeit der Kreidegebilde von Menczil mit den Wernsdorfer Schichten.

Auf der Südseite der Howerla, etwa 150 Meter unterhalb ihrer Spitze, sind an einigen Stellen die Flächen der Sandsteinbänke aufgeschlossen, welche unter einem Winkel von  $55^{\circ}$  nach SW. geneigt sind. In ihrem Liegenden folgt gegen S., am Sattel der zum Lanczynieski groń führt, die unteroligocene Schieferzone, welche weiter südlich an untereretaische Schichten anstosst. Gegen W. jedoch greifen selbst die Czarna Hora-Sandsteine lappenförmig und in getrennten Schollen auf die unteren Kreideschichten über, wie man dies auf dem zum Pietrosz führenden Kamme sieht.

Auf diesem Kamme begegnet man gleich im O. von der Jura-Felsgruppe, oberoligocenen Sandsteinen, die daselbst eine flache und breite Kuppe zusammensetzen. In ihrem Liegenden erscheinen, von der Nordseite schwach aufgeschlossen, dünn-schichtige, stark verwitterte Lagen mit festen prismatisch zerfallenden Sandsteinbänken, und darunter im NO. von der Oligocenscholle, in dieken nach SW. verflächenden Bänken anstehend, die aus dem Bogdan- und obersten Laszczyna-Thale bekannten, sehr harten und grün gefärbten kieselhaltigen Sandsteine des tieferen Horizontes der unteren Kreidestufe.

Das Vorkommen der letztgenannten grünen Sandsteine, sowie der Umstand, dass wir uns da nahe im Streichen jener Schichten befinden, die wir vorher im obersten Laszczyna-Thale verquerten und daselbst als untereretaisch erkannten, lässt hier kaum über das untereretaische Alter der fraglichen Schichten zweifeln. Ähnlich wie hier, haben wir auch im genannten Laszczyna-Thale das unmittelbare Aneinandergrenzen der oberoligocenen Sandsteine mit der unteren Kreide beobachtet.

Die untereretaischen Schichten behaupten dann im O. von der Oligocenscholle die tiefste Einsattlung des Kammes, während über denselben gleich weiter östlich wieder oberoligocene Sandsteine lagern, welche die mit 1620 Meter berechnete flache Kuppe einnehmen und bereits mit der Czarna Hora-Sandsteinmasse im Zusammenhang stehen. Die Kreidegebilde sind auf dieser Nordseite dieser Kuppe aufgeschlossen und verflächen nach SW. bis W.

Allem Anscheine nach sind daher am genannten Kamme die unteren Kreideschichten mit den sie belastenden oberoligocenen Sandsteinmassen von mehreren verticalen Brüchen betroffen worden, wie dies im Prof. Fig. 7 (Taf. VII) zum Ausdruck gebracht wurde, wobei es jedoch immerhin fraglich bleibt, ob letztere concordant den ersteren aufliegen.

Es wäre noch zu betonen, dass sich die oberoligocenen Sandsteine durch eine lichtgraue Färbung, den gänzlichen Mangel von Calcitabscheidungen, die häufigen Einschlüsse von thonigen Substanzen und durch ihre im Allgemeinen mürbere Beschaffenheit sehr deutlich von den obereretaischen, sowie von den massigen Sandsteinen der unteren Kreide und speciell auch von jenen der Kwasienska-Schichten (mit welchen letzteren sie noch am ehesten verwechselt werden könnten) unterscheiden.



Wir kehren auf den Lanczynieski groß zurück, um den Weg über den Kamm dieses Gebirgsrückens nach S. fortzusetzen.

Wie schon erwähnt wurde, folgt daselbst im Liegenden der Czarna Hora-Sandsteine eine unteroligocene Schieferzone, die vorwiegend aus dunkelbraun gefärbtem und flachmuschlig brechendem Schiefer mit Bänken von kieseligen Sandsteinen besteht. Letztere zerfallen in kleine eckige Stückchen, zeigen glasige Bruchflächen und erscheinen nicht selten (bei der Verwitterung) weisslich, annähernd zuckerartig gefärbt. Die Schichten bieten stellenweise am Kamme kleine Aufschlüsse und verflachen anfangs steil nach NO., unter die Czarna Hora-Sandsteine, während sie weiter südlich ein entgegengesetztes Einfallen, nämlich nach SW. annehmen.

Diese Schichten erinnern zwar in vielen Beziehungen an die untercretacischen Gebilde, wie wir letztere z. B. soeben am Wege zu den Jurafelsen unter dem Pietrosz gesehen und andererseits gleich weiter südlich am Lanczynieski groß beobachten werden, doch zähle ich dieselben mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Unteroligocen zu, das hier wieder längs der Süd-Westseite der Czarna Hora-Kette, als Gegenflügel der vorher auf ihrer Nord-Ostseite angetroffenen Schieferzone, auftritt und im Allgemeinen eine ziemlich breite und zum Theil unterbrochene Zone zusammensetzen scheint. Der Umstand jedoch, dass diese Schichten hier im Liegenden von oberoligocenen Sandsteinen auftreten, kann an und für sich in dem vorliegenden Falle nicht entscheiden, da wir letztere auf dem früheren Wege zu den Jurafelsen, auch im Hangenden von untercretacischen Schichten vorgefunden haben. Es sprechen aber für die obige Horizontirung auch noch andere, und zwar petrographische Momente. So bleibt der Typus der dunklen flachmuschlig brechenden Schiefer den untercretacischen Gebilden doch schliesslich ganz fremd (wenn auch im Unteroligocen letztere nur stellenweise in dieser typischen Form erscheinen). Vor Allem aber sind hier für das Unteroligocen die weisslichen kieseligen Sandsteine sehr charakteristisch, welche in den Kreideschichten niemals vorkommen, dagegen in den unteroligocenen Schieferzonen häufig anzutreffen sind. Da wieder andererseits diesen Schichten auch gewisse, für die untere Kreide charakteristischen Bildungen fehlen, wie dies vorher bei der Begehung des Laszczyna-Thales hervorgehoben wurde (pag. 557), so sind dieselben eben mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Unteroligocen zuzurechnen.

Letzteres zieht von hier in einer schmalen Zone auch auf die linken Thalgehänge des Bogdan-Baches hinüber (pag. 554) und scheint daselbst eine untercretacische Mulde auszufüllen, welche, conform mit dem anormalen Verflachen und Streichen des Kreidegebirges im oberen Bogdan-Thale, ebenfalls von NO. nach SW. streicht.

Im weiteren Verfolg des langen Lanczynieski-Kammes nach S. begegnet man bald untercretacischen Schichten, die leider sehr mangelhafte Aufschlüsse bieten. Es sind dies vor Allem feste Thonschiefer, die stellenweise grünlich, sonst dunkel gefärbt und von jener typischen Form sind, wie wir sie z. B. im Thale der Schwarzen Theiss und auch allgemein in der südlichen Kreidezone (a) beobachteten. Sie wechseln mit dünnen Bänken von sehr feinkörnigen, festen und grau bis ziemlich dunkel gefärbten Sandsteinen ab, die von geraden, feinen Sprüngen

durchsetzt und wie zerhaekt sind und allmählig in mehr oder weniger stark verkieselte Sandsteine übergehen (vergl. pag. 550).

Beim Herabsteigen vom Lanczynieski groń z. B. nach O. in das Howerla-Thal, trifft man auf den dichtbewaldeten Gehängen meist nur diese kieseligen Sandsteine in kleinen Gesteinstücken an, weshalb man unwillkürlich an das Oligocen zurückdenkt.

Die untereretacischen Schichten sind erst weiter südlich, auf der Süd-Ostseite der Menczil-Kuppe 1592 Meter, in einem grösseren Masse aufgeschlossen. Man sieht daselbst an der Waldesgrenze typische Thonschiefer des Theiss-Thales, vorwiegend jedoch solche von fast schwärzlicher Färbung mit merklichem Bitumengehalt, untergeordneter dunkle plattige Sandsteine — in Wechsellagerung mit Bänken von dunklen, schweren und in prismatische Stücke zerfallenden Sandsteinen. Letztere sind zum Theil fast ganz verkieselt und dunkel schmutzig grünlich gefärbt, zum Theil dagegen beschränkt sich die Verkieselung nur auf die, die prismatische Form des Gruses bestimmenden Kluffflächen, während die Sandsteine auf frischen Längsbrüchen, mehr oder weniger deutlich, eine feinkörnige, hier meist ganz dunkel gefärbte Sandmasse, in der Glimmerschüppchen erscheinen, erkennen lassen (vergl. Lolin-Schichten im Bogdan-Thale). In dem einen wie auch anderen Falle sind die kieseligen Kluffflächen häufig mit glitzernden Quarzkryställchen bedeckt. Nur untergeordnet treten Bänke von Sandsteinen auf, die gar nicht verkieselt zu sein scheinen. Auf den natürlichen Schichtungsflächen der Sandsteine machen sich hier und da gröbere Hieroglyphen bemerkbar, (die an gewisse dickere hieroglyphenartige Protuberanzen der unteroligocenen Sandsteinbänke erinnern). Dem Schichtkomplexe, der flach nach NW. einfällt, schalten sich ausserdem einzelne Bänke von dunkelgrauen bis schwärzlichen Hornsteinen ein, die meist von zahlreichen, geraden und feinen Sprüngen durchsetzt sind und breccienartig zerfallen (pag. 550).

Diese Schichten sind auch auf der Nord-Ostseite der Kuppe aufgeschlossen und zeigen an einer Stelle eine sehr steile Neigung nach SW. Ich beobachtete daselbst auch Stücke von plattigen Sandsteinen mit Hieroglyphen und Schiefer mit Fucoiden (*Sphaerococcites*).

Im Hangenden, d. i. gegen den Gipfel des Menczil zu, machen sich einzelne Bänke von massigeren, ziemlich dunkelgrau gefärbten und glimmerreichen Sandsteinen bemerkbar, die direct jenen ähnlich sind, welche wir vorher im Theiss-Thale, bei Surdok und tiefer unten in der Thalsohlhöhe 551 Meter, angetroffen haben.

Den Südabhang der Menczil-Kuppe bedecken dagegen die erwähnten Schichten mit einem reichlichen, vorwiegend feinerem und dunkelgefärbten Gruse. Auf dieser Seite beobachtete ich etwas tiefer, an der Waldgrenze, die dunklen bis fast schwärzlichen Thonschiefer in mitunter auffallend grossen und eckigen Blöcken, wobei sie zugleich eine z. Th. weniger deutliche Spaltbarkeit und eine Neigung zum Zerfallen in prismatische Stücke zeigten, wie man dies sonst nur bei den betreffenden Sandsteinen zu sehen pflegt. Hier fand sich auch in einem schwärzlichen Schieferstück ein unverzweigter, sanft gebogener *Sphaerococcites* (!) vor, der fast an einen Graptoliten erinnert; es dürften jedoch bei demselben die einzelnen Zweigchen abgebrochen sein.

Wie es hier zu erwähnen wäre, erinnern die Menezil-Schichten, insbesondere beim ersten Anblick, an die dunklen unteroligocenen Schieferbildungen, wie dies übrigens mehr weniger für die ganze nördliche Kreidezone (*b*) zutrifft. Bei einer näheren Betrachtung kommen jedoch nicht unwesentliche Unterschiede zur Geltung, wie sich dies schon theilweise aus den bisherigen Beobachtungen ergibt und in der Folge noch vervollständigen wird. Eine genaue Fixirung der diesbezüglichen petrographischen Unterschiede ist jedoch in einer Beschreibung oft kaum möglich. So kommen in der unteren Kreide wie im Unteroligocen dunkle Schiefer, Hornsteine u. s. w. vor. Erstere, und speciell jene von Menezil, weichen von den unteroligocenen Schiefen vor Allem durch ihre grössere Festigkeit und Schwere ab, was jedoch kaum eine genauere Vorstellung von den Unterschieden zwischen den betreffenden Bildungen geben kann, u. s. w.

Erinnern die unteren Kreideschichten von Menezil in ihrer Faciesausbildung mehr wie anderswo an das Unteroligocen, so erscheint es von viel grösserer Wichtigkeit, dass dieselben und insbesondere die fast schwärzlichen Schiefer, viel Aehnlichkeit mit den Wernsdorfer Schichten aufweisen. Es würde dies auch ganz gut mit der in dieser Abhandlung gebrauchten Eintheilung der Kreideformation im Einklange stehen. So lange jedoch aus diesen Schichten keine Petrefacten vorliegen, kann diesbezüglich nichts Bestimmtes gesagt werden.

Zum Menezil zurückkehrend, beobachtet man hierauf etwas tiefer auf der zuletzt erwähnten Südseite grosse abgerundete Blöcke von gelblichgrauen, weniger gut spaltbaren, thonigen Schiefen mit dunklen Flecken auf den Schichtflächen, die auch noch weiter südlich, wo sich der Abhang flacher legt, an einigen Stellen, in Verbindung mit den früher erwähnten, kieselige Sandsteine und Hornsteine führenden Schichten anzutreffen sind, bis schliesslich unvermittelt obercretacische Sandsteine erscheinen, die über Borkutowy Prelug ununterbrochen bis Bogdan den langen Rücken zusammensetzen.

Allem Anscheine nach geht auf der Südseite der Menezil-Kuppe ein Längsbruch durch, an welchen die Schichten vertical verschoben und die unteren Kreidegebilde des Menezil in eine von dem oberen Kreidecomplexe orographisch höhere Lage gebracht wurden. Es spricht dafür vor Allem der Umstand, dass die Schichten auf der Südseite des Menezil vom oberen Kreidecomplexe des Borkutowy Prelug abfallen. Auch folgt letzterer unvermittelt auf die untercretacischen Schichten, d. i. ohne Dazwischenkunft der oberen Hieroglyphen- und Kwasienska-Schichten, wie dies im Streichen im Bogdan- und andererseits im Howerla-Thale — in welchem letzteres wir uns jetzt begeben — der Fall ist.

#### Howerla-Thal.

In diesem Thale erreicht man nach etwa einer halben Stunde Weges von der Einmündung bachaufwärts, die nördliche Grenze des obercretacischen Sandsteinzuges, in dessen Liegendem eine schmale Zone von Hieroglyphenschichten zum Vorschein kommt, die am linken Thalgehänge an einer Stelle schwach aufgeschlossen sind und steil nach SW. verflachen. Gleich höher am rechten Ufer bemerkt man hierauf die charakteristischen, von Kwasienska-Schichten gebildeten Schuttgehänge.

Von dem höher am linken Howerla-Ufer einmündenden Seitenbache (in welchem eine starke Sauerquelle zu Tage tritt, während sich eine zweite gegenüber, am rechten Thalgehänge befindet), herrschen thalaufwärts die Lolin-Schichten, die eine kurze Strecke oberhalb der genannten Bachmündung aufgeschlossen sind und mit 15–20° Neigung nach SW., unter die Kwasienska-Schichten, verflächen. Die lichtgrau bis dunkelbraun gefärbten Schiefer erscheinen hier ausnahmsweise fast kieselig entwickelt, sind hart und zerfallen in etwas blättrig-muschlige und scharfkantige Stücke. Die lichter gefärbten führen hier und da Spuren von Sphaerococcites-Exemplaren und zeigen nicht selten dunklere Flecken, was an die Fleckenschiefer von Menezil erinnert. Die festen meist stark verkieselten Sandsteine dieser Schichten, sind wie gewöhnlich von feineren geraden Sprüngen durchzogen, die wieder mit Quarz, aber auch mit Calcit ausgefüllt werden. Ihre natürlichen Verwitterungsflächen zeigen nicht selten gröbere Hieroglyphen, was umso mehr an die unteroligocenen Schieferzonen erinnert, als hier die eigentlichen plattigen Hieroglyphensandsteine fast ganz zurücktreten.

Thalaufwärts, gegen das Liegende, kommen die festen Sandsteine dieser Schichtzone in bis 1 Meter und darüber dicken Bänken vor und sind häufig ganz dunkel gefärbt. Hier beobachtete ich auch Stücke von schwärzlichen breccienartig zerfallenden Hornsteinen.

Es treten uns somit die Lolin-Schichten des Bogdan-Thales im Howerla-Thale, wie auch am Menezil, in einer zum Theil abweichenden Faciesentwicklung entgegen.

Höher im Thale erscheinen untergeordneter auch massige, ziemlich dunkelgrau gefärbte und glimmerreiche Sandsteine, die jenen von Surdok im Theiss-Thale entsprechen und ähnlich wie dort und am Menezil auch hier dem Hangenden der Lolin-Schichten (Liegend des Kwasienska-Horizontes) angehören dürften.

Eine Strecke bachaufwärts, bereits in der Nähe der Klause, begegnet man am linken Howerla-Ufer einem Aufschlusse von südwestlich verflächenden Schichten, deren Schiefer zum Theil wieder deutlich an die festen Thonschiefer des Theiss-Thales u. s. w. erinnern und denen sich auch Bänken kalkhaltiger, dunkler Strzolkasandsteine einschalten.

Letztere Schichten, die allem Anscheine nach einem tieferen Horizonte der Lolin-Schichten angehören und in ihrer Entwicklung sich wieder mehr den eigentlichen Hieroglyphenschichten nähern, sind auch oberhalb der Klause am linken Howerla-Ufer (nördlicher Hauptarm) aufgeschlossen, woselbst ich auch plattige Sandsteine mit typischen feinen, geschlängelten Hieroglyphen (Hieroglyphensandsteine) beobachtete. Die Schichten fallen dort entgegengesetzt, nämlich nach NO., ein. In ihrem Liegenden folgen im genannten Zweigthale bachaufwärts sehr massige lichtgrau gefärbte Sandsteine, die häufig in mächtigen, mehrere Meter langen Blöcken im Bachbette herumliegen. Sie sind glimmerreich, führen nicht selten kleine, dunkle, thonige Einschlüsse, ausserdem auch Spuren von verkohlten Pflanzenresten und erscheinen häufig von weissen, unregelmässig verlaufenden Calcitadern durchsetzt, trotzdem sie im Allgemeinen einen ziemlich geringen Gehalt an Kalkbindemittel aufweisen. Diese Sandsteine, die theilweise auch grob-

körnig entwickelt sind, erinnern zwar vielfach an die massigen Sandsteine der Kwasienska-Schichten, doch dürften dieselben, als das Liegende der obenerwähnten tieferen Hieroglyphen, auch einem viel tieferen Horizonte angehören. Sie wären am ehesten mit den massigen Quarzsandsteinen aus dem Theiss- und Bogdan-Thale zu parallelisiren.

Ich folgte thalaufwärts bis zu der neuerlichen Gabelung des Baches (817 Meter) und von da, in directer Verlängerung, dem von NW. kommenden Zweigarme weit hinauf. Da der Bach auf dieser ganzen Strecke fast genau dem Streichen der Schichten folgt, die am linken Ufer vorwiegend nach NO. verfläichen, so sieht man fortwährend denselben Wechsel: zu unterst die lichten massigen Sandsteine, darüber Hieroglyphenschichten, dann Hieroglyphenschichten mit kieseligen Sandsteinen (Lolin-Schichten). Letztere, in welchen keine Hornsteine mehr auftreten, beherrschen vorwiegend die Gehänge des Thales, wie man sich hievon insbesondere bei einem Anstieg zum Lanczynieski groß überzeugen kann.

Im obersten Theile dieses Zweigthales bieten später die bis an den Bach bewaldeten Ufergehänge keine Aufschlüsse mehr. Ich beobachtete daselbst im Bachgerölle kleine, abgerundete Stücke von rothen und grünen Thonschiefern, Blöcke von Czarna Hora-Sandsteinen u. s. w. Sowohl die einen, wie auch die anderen waren übrigens auch schon viel früher (ähnlich so auch im Streichen im Bogdan-Thale) im Bachbette anzutreffen. Wie wir nun früher im Theiss-Thale bei Swidowec, im Bogdan-Thale u. s. w. gesehen haben, erscheinen stellenweise auch die untereretacischen Thonschiefer roth und grün gefärbt. Andererseits sind wir rothen und grünen Thonschiefern wiederholt schon in der unteroligoenen Schieferzone begegnet und werden wir dieselben noch in einer local sehr typischen Entwicklung im Unteroligoenen auf der Nordseite der Czarna Hora antreffen. Es ist hier daher schwer zu entscheiden, welcher Formation diese Schieferstücke im Howerla-Thale entstammen. Das Wahrscheinlichste ist jedoch, dass sie von der unteroligoenen Schieferzone herrühren, die sich auf der Südseite der Czarna Hora vom Lanczynieski groß mit Unterbrechungen nach SO., über Waskul bis in das Czeremosz-Thal hinüberzieht. Von der vorher erwähnten Hauptgabelung des Howerla-Baches oberhalb der Klause wollte ich direct nach NO. zur Turkulska polonina hinaufsteigen, um so die genannte unteroligoene Schieferzone zu verqueren. Leider bin ich nicht mehr dazu gekommen, sowie überhaupt meine Beobachtungen über die Czarna Hora noch manche Lücken aufweisen.

Ueber den Brebenieskul-Rücken bis auf den Grenzkamm der Czarna Hora.

Aus dem Howerla-Thale streicht die untere Kreidezone weiter nach SO. auf den langen Brebenieskul-Rücken, den sie auch zum grossen Theil zusammensetzt. Der genannte Gebirgszug nähert sich schon mehr einem Längsrücken, während dessen Nebenzweige, welche derselbe nach S. gegen das Stohowec-Theiss-Thal absendet, als Querrücken zu betrachten sind. Umgekehrt entspricht der vorher begangene Kamm des Lanczynieski-Menczil, wie auch des hohen Pietrosz-Szesul-Zuges einem Querrücken, der aus einer Anreihung von Längsrücken, die Nebenzweigen entsprechen, besteht.

Auf dem südwestlichen Gehänge des Brebenieskul erreicht man, von Lubi hinaufsteigend, in kurzer Zeit eine ziemlich schmale Aufbruchzone von untercretacischen, Lolin-artigen Schichten, auf welche höher wieder zum Theil grobkörnige Sandsteine der oberen Kreide folgen, die lange Zeit hinauf, bis zu der Kammhöhe (1223 Meter) herrschen.

Oestlich von der letztgenannten Höhe treten im Liegenden der oberen Sandsteine wieder untercretacische Schichten auf, die jedoch leider längere Zeit nur im Schutte zu finden sind. Man beobachtet hier Thonschiefer, untergeordnet plattige Hieroglyphensandsteine, dann tafelförmige feste Sandsteine, die von feinen geraden Sprüngen durchsetzt und wie zerhackt erscheinen (pag. 561 u. f.), ausserdem verbreitet meist stark kieselige Sandsteine, und hie und da massigere Glimmersandsteine. Diese Schichten sind erst weiter östlich, wo der steilere Abhang beginnt, aufgeschlossen, woselbst sie anfangs ziemlich steil nach NO. verflüchen. Es schalten sich denselben höher die erwähnten massigen Sandsteine ein, welche jenen von Menczil, Surdok u. s. w. entsprechen.

Die erwähnten Schichten bieten dann weiter östlich am Kamme an vielen Stellen kleinere Aufschlüsse, wobei man ein rasch wechselndes Einfallen nach SW. und NO., bei stellenweise sehr steiler Schichtneigung, beobachtet. In denselben beobachtete ich stellenweise auch dunkle, fast schwärzliche Kiesel- und Hornsteine.

Auf der östlichsten Einsattelung des Kammes, von der man bereits auf die Czarna Hora gelangt, erscheinen plötzlich grobe Czarna Hora-Sandsteine, in deren Liegendem, beim Herabsteigen in nordöstlicher Richtung in das Thal des Brebenieskul-Baches, vorwiegend ganz dunkel gefärbte, relativ weichere Schiefer, kieselige Sandsteine und hie und da auch schwärzliche Hornsteine zum Vorschein kommen. Die letzteren Bildungen zähle ich der unteroligocenen Schieferzone zu, die somit eine grosse Aehnlichkeit mit den kurz vorher besprochenen Schichten der unteren Kreidestufe aufweisen, wie dies übrigens schon wiederholt früher hervorgehoben wurde.

In dem genannten Brebenieskul-Thale herrscht dann bis an den Grenzkamm ausschliesslich der oberoligocene, häufig grobkörnige Czarna Hora-Sandstein. Derselbe bildet an verschiedenen Stellen felsige Gehänge, die insbesondere eine grosse Entwicklung auf der Nord-Ostseite des Gutin Tomnatek 2018 Meter und um den kleinen, Ozero genannten und in einem tiefen Thalkessel gelegenen See (1791 Meter, von welchem der Brebenieskul-Bach seinen Ursprung nimmt) erreichen. Auf der genannten Seite des Tomnatek sieht man die Sandsteinbänke aus einer steilen Neigung nach SW., sich nach oben, gegen die Spitze zu etwas umbiegen und sich hierauf weiter gegen N., ober dem See, flach wellenförmig legen.

Nebenbei sei hier erwähnt, dass im Einklange mit dem geologischen Baue der Czarna Hora-Kette, in welcher ein südwestliches Einfallen der Schichten vorherrscht, ihrer Nord-Ostseite im Allgemeinen eine viel felsigere Beschaffenheit und steilere Gehängeneigung zukommt, als ihrer Süd-Westseite.

Balcatul-Thal und aus diesem bis auf den Czarna Hora-Kamm.

Wir kehren jetzt zu der unteren Kreidezone zurück, die in ihrem weiteren Verlaufe gegen SO. das Thal des Balcatul-Baches erreicht.

In diesem Thale treten im Liegenden von obercretacischen Sandsteinen bachaufwärts, wie gewöhnlich, zuerst Hieroglyphenschichten, die im Bachbette selbst aufgeschlossen sind, dann im Liegenden letzterer Kwasienska-Schichten, die hier und da charakteristische Schuttbildungen auf den Gehängen veranlassen und höher, am rechten Ufer (gegenüber der Einmündung des ersten grösseren, von O. kommenden Nebenbaches) auch im Schichtverbande anzutreffen sind und daselbst durch ihre gestörte Lage auffallen.

An letzterer Stelle zeigen jedoch die dünneren und festeren Sandsteinbänke (Strzolka) eine deutliche Neigung zum Zerfallen in prismatische oder parallelepipedische Stücke, wie dies sonst nur bei den Sandsteinen der tieferen Lolin-Schichten beobachtet wurde. Ueberhaupt weist die untere Kreide im Balcatul-Thale (ähnlich so auch in der Fortsetzung des Streichens gegen das Czeremosz-Thal) auch noch manche andere locale Abweichungen, wodurch sich dieselbe, wie wir dies gleich sehen werden, z. Th. wieder der Faciesentwicklung der südlichen Kreidezone (*a*) nähert, z. Th. aber Faciesschwankungen umfasst, die kaum näher fixirt werden könnten.

Im Liegenden letzterer Bildungen folgen thalaufwärts wieder typische Hieroglyphenschichten, die hier und da am rechten Ufergehänge kleine Aufschlüsse bieten und im Allgemeinen nach SW. verflachen. In denselben fanden sich seltene, jedoch charakteristische, fein geschlängelte Hieroglyphen vor; auch traf ich an einigen Stellen Stücke von festen, plattigen und dunkel gefärbten Mergelkalken an, wie solche eben im südlichen Kreidegebiete in der Zone der Kalkeinlagerungen (*β*) vorkommen. Diese Schichten wechseln ausserdem mit Strzolkasandsteinen ab, aus denen sich nach unten allmählig ein massiger, dunkel graubläulicher, fester Sandstein entwickelt, der häufig von Calcitadern durchsetzt erscheint und in mächtigen Blöcken im Bachbette herumliegt.

Eine Strecke thalaufwärts erscheinen die Schichten an einer Stelle sehr steil, fast senkrecht aufgerichtet, nehmen jedoch bald höher wieder ein sanfteres südwestliches Verflachen an, wie man dies am rechten Ufergehänge (dem ich bis zur Klause folgte) beobachtet.

Höher im Thale, unterhalb der Klause, gehen die typischen Hieroglyphenschichten nach unten allmählig in Lolin-artige Schichten über. Letztere bestehen aus dunklen, vorwiegend flachmusehlig brechenden Schiefnern und meist kieseligen, von geraden Sprüngen durchsetzten und prismatisch zerfallenden Sandsteinen, die gröbere Hieroglyphen führen. Diesem Complexe schalten sich ausserdem dunkle, täfelchenförmige, von geraden Sprüngen durchsetzte Sandsteine ein; auch beobachtete ich hier Stückchen von Hornsteinen u. s. w.

Im Liegenden treten bachaufwärts, ähnlich wie vorher, massige dunkle Sandsteine auf.

Wir sehen somit, dass die tieferen Kreideschichten im Balcatul-Thale quer auf das Streichen einer ziemlich bedeutenden Faciesänderung unterliegen, indem der vorher verquerte Hieroglyphencomplex sich in

seiner Ausbildung mehr der südlichen Kreidezone nähert, dieser dagegen mehr weniger den Lolin-Schichten entspricht. Ähnliches wurde übrigens in dieser (nördlichen) Kreidezone auch schon früher, so z. B. im Thale der Schwarzen Theiss, von Borkut flussaufwärts, beobachtet.

Der scheinbare Widerspruch, der darin besteht, dass wir vorher im oberen Howerla-Thale Hieroglyphenschichten im Liegenden von Lolin-Schichten angetroffen haben (pag. 565), während hier das Entgegen gesetzte eintritt, löst sich von selbst, wenn wir uns dessen erinnern, was anfangs gesagt wurde, dass nämlich die Hieroglyphenschichten in mehreren Horizonten erscheinen. Ebenso dürften auch die Lolin-Schichten, die nur einer stärkeren oder geringeren Verkieselung der Kreidegebilde entsprechen, wahrscheinlich nicht an ein einziges Niveau gebunden sein.

Oberhalb der Balcatul-Klause halten die früheren untercretacischen Schichten noch längere Zeit in dem von O., vom Pop Iwan kommenden Zweigthale des Balcatul bachaufwärts an, woselbst stellenweise auch die für die untere Kreide typischen dunklen festen Thonschiefer beobachtet wurden. Erst eine Strecke höher erreicht man in dem genannten Zweigthale eine Zone von unteroligocenen, lichten mergeligen Schieferen, mit feinen und stark verzweigten Fucoiden (*Chondrites intricatus?*), die mit kieseligen Sandsteinbänken abwechseln und über welche letzterer, von der Waldgrenze an hinauf, grobe Czarna Hora-Sandsteine folgen, die bis auf den Grenzkamm reichen.

Vom Waskul auf den Pop Iwan und dann nach S. zum Poliwny.

Die oben erwähnte unteroligocene Schieferzone streicht aus dem Balcatul-Thale nach SO. und bietet am Waskul-Berge, über welchen die Landesgrenze zwischen Ungarn und Galizien läuft, einige Aufschlüsse (vgl. Taf. VII, Fig. 6). Man sieht daselbst theils licht gefärbte mergelige, theils festere, graue oder grünliche Schiefer mit feineren, vielfach verzweigten Fucoiden, im Wechsel mit kieseligen Sandsteinen. Die Schichten fallen auf der Nord-Westseite des Waskul steil nach NO., dann, weiter nördlich von der Kuppe, nach SW., hierauf wieder nach NO. ein. Ihnen schalten sich in hangenderen Lagen graue glimmerreiche Sandsteine ein, die mitunter ganz dünnplattig entwickelt sind und hier und da manchmal auffallend feine Hieroglyphenzeichnungen führen.

Ueber dieser Schieferzone folgen am Pop Iwan 2026 Meter (auf der Karte irrtümlich als Czarna Hora benannt) mit nordöstlichen Einfallen die groben Czarna Hora-Sandsteine bis feinere Conglomerate, die vorwiegend aus Quarzgeschieben bestehen, zahlreiche Glimmerblättchen führen, einen sehr geringen Gehalt an Kalkbindemittel aufweisen und, wie gewöhnlich, häufig kleinere Einschlüsse von grauen, grünlichen oder dunkel gefärbten thonigen Substanzen enthalten. Die Sandsteine (Conglomerate) bedecken oft mit mächtigen, mehrere Meter an Länge betragenden Blöcken die Gehänge.

Die genannten Conglomeratbildungen erreichen eine grössere Verbreitung im südöstlichen Streichen von Pop Iwan, so vor Allem auf der Südseite des Szuryn-Berges 1773 Meter. (Auf der Karte steht hier Hala Gropa verzeichnet.)



Auf dem Wege vom Pop Iwan direct nach S. sieht man längere Zeit überall die groben Czarna Hora-Sandsteine. Erst weiter südlich treten am Poliwny feinkörnigere Sandsteine auf, die ich mit aller Wahrscheinlichkeit der oberen Kreide zuzähle, so dass hier oberoligocene und obercretacische Sandsteine an einander grenzen.

Die untercretacische Zone dagegen, welche wir vorher im Balcatul-Thale verquerten, streicht aus dem letzteren nach SO. über die Landesgrenze (südlich von Waskul) nach Galizien hinüber, keilt dann im Regieski-Thale aus, um bald wieder im unteren Szybeny-Thale zu erscheinen und schliesslich den Czeremosz zu erreichen.

#### Czeremosz-Thal von Zeleny flussaufwärts bis Szybeny.

Es soll jetzt des schönen Profiles im Czeremosz-Thale, auf der Strecke von Szybeny bis zum Dorfe Zeleny, in Kürze gedacht werden, das bereits von Paul und Tietze in den Studien (pag. 103 u. f.) beschrieben wurde. Um mich auf diese Beschreibung an den betreffenden Stellen berufen zu können, werden wir diesem Profile ebenfalls von N. nach S., d. i. von Zeleny flussaufwärts folgen.

Unterhalb von Zeleny stehen an der Skoruszny-Mündung dickbankige, lichtgraue glimmerreiche Sandsteine an, die noch eine Strecke flussaufwärts am linken Thalgehänge des Czeremosz anhalten und constant nach SW., mit beiläufig 40° Neigung verflachen. Ueber ihnen folgen in Zeleny, gleich unterhalb der Kirche am linken Steilufer des Czeremosz aufgeschlossen, in concordanter Lage strzolkaartige Schichten. (Aehnlich so auch im Streichen von hier im Skoruszny-Thale.)

Letztere bestehen aus einem Wechsel von Schiefer und kalkhaltigen glimmerreichen, von Calcitadern vielfach durchzogenen Sandsteinen, die in den dünner geschichteten Lagen etwas krummschalig sind und auf den Verwitterungsflächen häufige Hieroglyphen führen. Die Hieroglyphen sind von feiner, vorwiegend jedoch größerer Zeichnung und annähernd rauher Beschaffenheit, und sind dieselben bei einer näheren Betrachtung leicht von den untercretacischen zu unterscheiden. Die Schiefer sind merglig entwickelt, lichtgrau bis etwas gelbbräunlich gefärbt und enthalten feinere und vielfach verzweigte Fucoiden (Formen des *Chondrites intricatus?*). Es erscheinen auch festere, anscheinend eisenhaltige Bänke von Mergelbildungen, in denen sich Calcit hie und da in dickeren Adern ausscheidet. Sandige Schiefer mit größeren verkohlten Pflanzenresten kommen hier ebenfalls vor.

Wiederkehrend treten in diesem Complexe ausserdem noch einzelne Bänke von massigen, mürben Sandsteinen auf. Diese sind lichtgrau und etwas bläulich oder grünlich gefärbt, glimmerreich, und stehen durch Uebergänge mit den oben genannten strzolkaartigen Sandsteinen in Verknüpfung. An und für sich erinnern dieselben an die oberoligocenen Sandsteine des südlichen Flyschgebietes (Borsa-Sandsteine), aber auch an die massigen Sandsteine der untercretacischen Kwasienska-Schichten, mit welcher letzteren eben der in Rede stehende Schichtcomplex manche Aehnlichkeit aufweist.

Diesen Schichten sind wir nun bereits vorher im nordwestlichen Streichen, in der Umgebung von Körösmező, begegnet und wurde damals auf ihre Aehnlichkeit mit den Kwasienska-Schichten, respective die

bestehenden Unterschiede hingewiesen. Da über denselben hier, gleich thalaufwärts, unmittelbar und concordant eine typische unteroligocene Schieferzone folgt und wir andererseits vorher in der südlichen Sandsteinmulde des Gebietes im unmittelbaren Liegenden von Smilno-Schiefern ebenfalls ganz ähnliche strzolkartige Schichten beobachtet haben, so glaube ich mit voller Wahrscheinlichkeit annehmen zu dürfen, dass die fraglichen Schichten von Zeleny, ähnlich wie jene von Körösmező, dem Tertiär angehören.

Diese Schichten gehen hier ausserdem (wie man dies an dem vorher erwähnten Steilufer des Czeremosz deutlich beobachten kann) gegen das Hangende, flussaufwärts, ganz unmerklich in die unteroligocene Schieferzone über — sowie auch die strzolkartigen Schichten von Körösmező gegen NO. ganz allmählig in die, von Paul und Tietze in den Studien dem Unteroligocen zugerechnete Schieferzone vom Tartarenpass, überzugehen scheinen. Einer ähnlichen Erscheinung sind wir bereits in der südlichen Flyschmulde begegnet, wo die Grenze zwischen Eocen und Unteroligocen wiederholt als undeutlich in der Natur ausgeprägt, bezeichnet wurde. Ja wir haben daselbst strzolkartige Schichten auch mitten im Unteroligocen beobachtet und erstere mitunter als ausschliessliche Vertreter des letzteren angenommen. Auch in der nördlichen Sandsteinzone, so im Laszczyna-Thale, trat uns der unteroligocene Schiefercomplex in z. Th. strzolkartiger Entwicklung entgegen. Trotzdem glaube ich, ähnlich wie dies in der südlichen Sandsteinmulde geschah, die Schichten von Zeleny von der eigentlichen unteroligocenen Schieferzone trennen zu dürfen. Bei der geringen Mächtigkeit der Zeleny-Schichten bleibt es immerhin fraglich, ob dieselben bereits dem Eocen angehören, oder noch die Basis des Oligocens bezeichnen und erst den liegenden massigen Sandsteinen von der Skoruzny-Mündung ein cocenes Alter und eine ähnliche Stellung zuzuschreiben wäre, wie etwa den massigen Birtiu- und Scerisiora-Sandsteinen in der südlichen Sandsteinmulde. Es wurden übrigens die erwähnten, von Zeleny thalabwärts folgenden Bildungen, ähnlich wie auch jene von Körösmező, auf der Karte nicht mehr eingezeichnet.

In den Studien (l. c. pag. 103 und 104) wurden nun die strzolkartigen Schichten von Zeleny als Ropianka-Schichten (untere Kreide), die massigen Sandsteine von der Skoruzny-Mündung dagegen als obere Kreide bezeichnet, indem hier eine schiefe Mulde angenommen wurde. Dieser Deutung kann ich mich jedoch nach dem oben Dargelegten nicht anschliessen. Nach den in den Neuen Studien entwickelten Ansichten, in welchen wiederholt betont wird, dass auch im Eocen kalkhältige und sehr an untercretacische Bildungen erinnernde Schichten vorkommen können, kann jedoch die obige abweichende Deutung der in Rede stehenden Schichten ganz gut mit dem den Neuen Studien zu Grunde gelegten Gedanken in Einklang gebracht werden. Zur Zeit übrigens, als die ersten Studien verfasst wurden, befand sich die Geologie des fossilereen Flyschgebietes der Karpathen so recht eigentlich erst im Stadium des Entstehens und konnte den, um ihre Begründung so hoch verdienten Forschern umso leichter ein Irrthum begegnen, als dieselben das Czeremosz-Thal doch schliesslich nur in einer flüchtigen Excursion berühren konnten.

In Folge dessen haben die anderen Abtheilungen des in den Studien beschriebenen Profiles auch weiter thalaufwärts bis Szybeny eine andere Deutung erfahren

Auf die strzolkaartigen Schichten von Zeleny, die, abgesehen von einigen schwachen Biegungen, gleichmässig nach SW. verfläachen, folgt thalaufwärts unmittelbar, wie schon erwähnt, eine mächtige Schieferzone, die nach unten allmählig in die ersteren übergeht. Es sind dies meist graue bis dunkelgrau und mitunter auch grünlich gefärbte, häufig bräunlich verwitternde mergelige Schiefer, die nicht selten feinere vielfach verzweigte Fucoiden führen und mit Bänken von festen dunklen Sandsteinen, die in kantige Stücke zerfallen, wechseln. Letztere sind zum Theil sehr kalkhaltig, erscheinen von geraden feineren Calcitadern durchsetzt (strzolkaartig) und führen hie und da ziemlich feine Hieroglyphen; zum Theil aber sind es kieselige Sandsteine, die, wenn auch seltener, ebenfalls hie und da Hieroglyphen, resp. meist gröbere, warzenförmige Protuberanzen zeigen. Zwischen den kalkhaltigen und ganz kieseligen Sandsteinen mit glasigen Bruchflächen, existiren zahlreiche Uebergangsformen. Die kieseligen Sandsteine wiegen mehr in hangenderen Lagen der Schieferzone vor.

Diese Schieferzone beherrscht flussaufwärts eine lange Zeit die Thalgehänge und bietet an mehreren Stellen schöne Aufschlüsse. Das Verfläachen der Schichten ist constant nach SW., abgesehen von secundären Biegungen, durch welche die Schichten stellenweise zusammengefaltet wurden. In letzterer Beziehung bietet das rechte Steilufer des Czeremosz, kurz unterhalb der Einmündung des Ludowec-Baches, ein gutes Beispiel, wo die Schichten in mehrere, zum Theil gestörte Wellen verbogen erscheinen. An letzterer Stelle treten auch die Schieferbildungen sehr in den Vordergrund und erinnerte mich der Anblick dieses Aufschlusses lebhaft an die Menilitischieferzone bei Tartarów am Pruth (Studien, pag. 83), die ich gelegentlich früher einmal, auf einer botanischen Reise in die Czarna Hora, beobachtet hatte.

Auf der genannten Strecke bis Ludowec machen sich im Liegenden der Schieferzone noch an einigen Stellen, an der Thalsohle selbst, die hieroglyphenreichen, strzolkaartigen Schichten von Zeleny bemerkbar, die, ähnlich wie dort, auch hier überall in naher Verknüpfung mit der Schieferzone stehen.

Oberhalb von Ludowec streicht die Schieferzone mitten durch das Flussbett des Czeremosz hindurch. Während daselbst der Fluss die Schieferlagen theilweise schon entfernt hatte, sind die festen, 30 bis 65 Centimeter dicken Sandsteinbänke gleich Schwellen zurückgeblieben.

Vor Jawornik treten im Hangenden der Schieferzone grobe Czarna Hora-Sandsteine auf, die an der Thalsohle selbst nur eine kurze Strecke anhalten, im Streichen jedoch am Skoruszny-Berge eine grössere Verbreitung finden und im Ganzen schollenartig über der Schieferzone lagern. Im Liegenden dieser Sandsteine kommen flussaufwärts wieder die früheren Schieferbildungen zum Vorschein, welche anfangs, gegenüber der Studenik-Mündung, steil, dann vor Jawornik an der Einmündung des Podorowaty-Baches mit 30 bis 40° Neigung nach NO. verfläachen. Aehnlich wie früher bei Ludowec, streicht auch hier die Schieferzone durch das Flussbett des Czeremosz und ist dies auch höher, oberhalb

von Jawornik u. s. w. noch an einigen Stellen zu beobachten. Gleich unterhalb der erwähnten Podorowaty-Mündung bemerkt man in den Schieferlagen 15 bis 30 Centimeter dicke Bänkchen von festen bräunlich verwitternden, allem Anscheine nach eisenhaltigen Mergeln.

Im nordwestlichen Streichen von der Podorowaty-Mündung erreicht die Schieferzone auch den Sattelkamm zwischen Skoruszny und Stajki, woselbst über derselben gegen NO. und SW., die genannten Berge zusammensetzend, grobe, oberoligocene Sandsteine folgen (Fig. 6). Es herrscht auf diesem Sattel in der Schieferzone vorwiegend ein feinerer Schutt von kieseligen, dunkel, hier und da jedoch auch weisslich (zuckerartig) gefärbten Sandsteinen vor; auch fanden sich dort Stücke von schwärzlichen echten Hornsteinen mit muscheligen Bruchflächen vor.

Während diese Schieferzone einem Aufbruche in dem oberoligocenen Sandsteincomplexe entspricht, streicht jene, die wir kurz vorher zwischen Zeleny und Jawornik verquerten, aus dem Czeremosz-Thale ununterbrochen nach NW., längs dem nördlichen Rande der Czarna Hora-Kette fort und bildet eine Reihe von mittelhohen kegelförmigen und bewaldeten Gipfeln, die mit den die Schieferzone am Skoruszny, an der Mariszewska und Kozmieska belastenden Sandsteinschollen des oberen Oligocens, sozusagen ein niedrigeres und der eigentlichen Czarna Hora-Kette im NO. vorlagerendes Vorgebirge zusammensetzen. Wo sich in der Schieferzone waldlose Gehänge vorfinden, werden dieselben fast stets mit einem feineren Schutte von dunklen kieseligen Sandsteinen bedeckt, der leicht abrutscht und ein wasserloses Terrain bedingt.

Zum Czeremosz-Thale zurückkehrend, sieht man dann in Jawornik kurz unterhalb des Jägerhauses, 837 Meter, auf der linken Thalseite einen kleineren Aufschluss von massigen, glimmerigen Sandsteinen mit dünneren strzolkaartigen Sandsteinbänken. Dieselben dürften einem Aufbruche von Zeleny-Schichten entsprechen, indem über denselben gleich flussaufwärts die frühere Schieferzone mit südwestlichem Verflächen folgt.

In letzterer Schieferzone wurden hier auch dunkle feinglimmerige Sandsteinlagen und andererseits einzelne Bänkchen von schwärzlichen Hornsteinen beobachtet. Nebenbei erwähnt, unterscheiden sich die im Allgemeinen nur spärlich in der Schieferzone auftretenden Hornsteine von jenen der unteren Kreide nur insoferne, als erstere mit muscheligen Flächen brechen und beim Zerschlagen nicht breccienartig zerfallen, wie letztere.

Etwas höher flussaufwärts sind die Schichten der Schieferzone im Flussbette sehr steil und fast senkrecht aufgerichtet, legen sich jedoch bald höher wieder flacher. Leider bieten dann die Thalgehänge flussaufwärts bis Szybeny keine Aufschlüsse.

Kurz vor Erreichung des 48. Grades nördlicher Breite beobachtete ich jedoch am linken Thalgehänge, Schuttbildungen von kieseligen und etwas grünlichen Sandsteinen mit knopfförmigen Hieroglyphen, ferner Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten, bläuliche strzolkaartige Sandsteine, ausserdem röthliche Schiefer. Wie wir nun später sehen werden, treten in der unteroligocenen Schieferzone rothe (und grüne) Thonschiefer stellenweise sehr dominierend auf und wurden ähnliche Vorkommen bereits früher auf der Südseite der Czarna Hora und bei der Kozmieska-Klause (pag. 558) im Unteroligocen beobachtet. (Schuttbildungen von

rothen Schiefeln habe ich in der Schieferzone auch beim Herabsteigen vom Skoruszny-Gipfel gegen den Skoruszny-Bach angetroffen.) Andererseits sind auch die grünlich gefärbten und kieseligen Hieroglyphensandsteine eine in der unteroligocenen Schieferzone nicht selten anzutreffende Sandsteinvarietät. Da hier auch gleich flussaufwärts die gewöhnlichen Schieferbildungen folgen, so ist es bei dem Mangel an Aufschlüssen schwer zu entscheiden, ob man es da nur mit einer localen Faciesbildung der Schieferzone, oder eventuell mit einem kleinen Aufbruche von Zeleny-Schichten zu thun hat.

Höher, über dem 48. Breitengrade, treten am linken Thalgehänge grobe Czarna Hora-Sandsteine auf, in deren Liegendem thalaufwärts wieder die frühere Schieferzone zum Vorschein kommt. Letztere streicht von hier nach NW., woselbst sie auf der linken Thalseite des Szybeny-Baches (oberhalb der Thalsohle), wie auch im Seitenthale des Pohorylec charakteristische, dunkle und trockene Schuttgehänge bildet. Noch weiter in diesem Streichen tritt die Schieferzone hoch oben, am Sattel zwischen dem Snotrec und Pop Iwan, in Form einer schmalen und sehr steilen Aufbruchswelle auf (Taf. VII, Fig. 6). Auf diesem Sattel beobachtete ich auch weissliche zuckerartige, kieselige Sandsteine.

In der Thalsohle des Czeremosz selbst bieten dagegen die zunächst der Thalsohle gelegenen Gehänge bis zur Szybeny-Mündung keine Aufschlüsse von im Verbinde anstehenden Schichten. Hie und da nur beobachtete ich kleinere Schuttbildungen von mergeligen, feine und vielfach verzweigte Fucoiden führenden Schiefeln, von rothen Thonschiefern, ausserdem feinglimmerige, strzolkartige Sandsteine — mit einem Worte Bildungen, wie solche im unteren Oligocen, resp. an dessen Basis vorkommen.

Es beherrscht darnach das Czeremosz-Thal auf der Strecke von Zeleny bis Szybeny fast ausschliesslich die unteroligocene Schieferzone, die, im Ganzen betrachtet, einige grosse Wellen bildet, deren Mulden durch Czarna Hora-Sandsteine ausgefüllt werden (Taf. VII, Fig. 6). Nach den Verhältnissen zu schliessen, die wir vorher im Laszczyna-Thale, d. i. am Westflügel der Czarna Hora, beobachteten und woselbst wir zuerst diese unteroligocene Zone verquert haben, gewinnen in derselben im Streichen gegen SO. (dem Czeremosz-Thale zu) kieselige Sandsteine eine immer grössere Verbreitung. Auch nimmt im Allgemeinen von NW. gegen SO. die Schieferzone, wie auch der Hangendcomplex der Czarna Hora-Sandsteine, an Mächtigkeit zu.

Von der Szybeny-Mündung flussaufwärts treten hierauf im Czeremosz-Thale untercretacische Schichten auf. Dieselben stehen gleich anfangs am linken Czeremosz-Ufer an und fallen mit 45° Neigung nach NO., somit unter das Oligocen der Czarna Hora ein (vergl. auch Taf. VII, Fig. 6). Man sieht hier dünnschichtige Lagen, die aus Thonschiefern, sandigen Schiefeln mit verkohlten Pflanzenresten und dunkelgraubläulichen, feinglimmerigen, plattigen Sandsteinen, selten mit jedoch typischen Hieroglyphen (Hieroglyphensandsteine, vergl. pag. 515) bestehen und mit Bänken von festen Sandsteinen wechseln. Letztere sind zum Theil dunkelgraubläulich gefärbt, verwittern bräunlich und entsprechen den Strzolkasandsteinen der südlichen Kreidezone (a); vorwiegend sind es jedoch stark verkieselte, in der Regel graugrünlich gefärbte und von

geraden Sprüngen zerklüftete Sandsteine, deren Klüfte hier aller Wahrscheinlichkeit nach vorwiegend mit Calcit ausgefüllt werden. Auf ihren Verwitterungsflächen bemerkt man hie und da gröbere wulstförmige, aber auch feinere wurm- oder warzenförmige Hieroglyphen.

Diese Schichten entsprechen somit mehr weniger der Faciesentwicklung der früher beschriebenen Lolin-Schichten, welche in vielen Beziehungen, wie dies schon des öfteren betont wurde, an die unteroligocene Schieferzone erinnern. Streng genommen sind es hier auch nur die dunklen plattigen Hieroglyphensandsteine und festen Thonschiefer, die dem Oligocen stets gänzlich fehlen, und eine halbwegs sicherere Unterscheidung der in Rede stehenden Schichten von jener des unteren Oligocens ermöglichen. Wie dies jedoch bei den Lolin-Schichten stets der Fall ist, kommen auch hier die eigentlichen Hieroglyphensandsteine ganz untergeordnet vor: auch erstreckt sich hier die Verkieselung zum Theil auf letztere selbst, indem man da etwas verkieselte plattige Hieroglyphensandsteine antrifft. Sehr befremdend wirkt hier anfangs der Anblick der Gehänge unmittelbar über dem in Rede stehenden Aufschlusse, indem dieselben mit einem feineren Schutte von meist kieseligen Sandsteinen bedeckt sind, wie solche Schuttgehänge sonst so recht dem unteroligocenen Gebiete eigen sind.

Flussaufwärts folgen dann gegen das Liegende Hieroglyphenschichten, die fast genau dem Typus jener der südlichen Kreidezone (*a*) entsprechen. Sie bilden eine Reihe von kleineren Aufschlüssen am linken Czeremosz-Ufer und verflähen nach NO. Hierauf treten flussaufwärts (am linken Ufergehänge) wieder theilweise verkieselte Schichten auf, die eine eigenthümliche Verknüpfung von verschiedenen Gesteinsvarietäten darstellen, leider jedoch nur im Schutte zu finden sind. Ausser den vorher an der Szybeny-Mündung angetroffenen Bildungen erscheinen hier nämlich auch grünlich und mehr lichtbläulich gefärbte (kalkhaltige) Strzolka-Sandsteine, dann ähnlich gefärbte, jedoch massigere, zum Theil etwas mürbe Sandsteine u. s. w. Man hat es da mit einer Schichtzone zu thun, die sozusagen die Mitte zwischen den früher beobachteten Gebilden und den gleich anzutreffenden Kwasienska-Schichten hält.

Eine kurze Strecke flussaufwärts, wo ein kleiner Seitenbach das linke Czeremosz-Ufer erreicht, kommen abermals typischere Hieroglyphenschichten zum Vorschein, die steil aufgerichtet sind und mit dickeren Sandsteinbänken wechseln. Es schalten sich ihnen auch Bänken von dunklen, festen und gelblich verwitternden Mergelkalken ein, die ganz den betreffenden Kalkeinlagerungen in der südlichen Kreidezone entsprechen (vergl. pag. 567 u. f.). Letztere erscheinen hier jedoch stellenweise roth gefärbt, verkieselt, und in Klüften mit Calcit ausgefüllt, wodurch sie, nebenbei erwähnt, etwas an die jaspisartigen Quarzite der Trias erinnern.

Eine kurze Strecke thalaufwärts sind fast keine Aufschlüsse zu sehen, bis schliesslich Kwasienska-Schichten auftreten, auf welche dünnere Lagen und auf diese massige Sandsteine der oberen Kreidestufe folgen, welche letztere fast senkrecht aufgerichtet sind, nach oben sich jedoch etwas nach N. umbiegen und somit im Ganzen sehr steil nach SW. einfallen.

Die massigen, zum Theil mürben Sandsteine der erwähnten Kwasienska-Schichten erscheinen stellenweise auch grünlich bis ziemlich dunkelgrünlich gefärbt. Auf Querflächen sind sie hie und da etwas verkieselt und mitunter mit feinen glitzernden Quarzkryställchen bedeckt, sowie auch schon anderwärts so im Thale der Schwarzen Theiss eine theilweise Verkieselung der Sandsteinbildungen der Kwasienska-Schichten beobachtet wurde. Auf den Verwitterungsflächen der dünneren Sandsteinbänke sind hier ziemlich häufig deutliche und meist dickere Hieroglyphen anzutreffen.

Der obercretacische Sandstein aber, welcher dann flussaufwärts lange Zeit das Czeremosz-Thal beherrscht und über den bereits früher des Näheren erwähnt wurde, ist schon von Paul und Tietze (Studien, pag. 104) der Kreide zugezählt worden.

#### Szybeny-Regieski-Thal.

Aus dem Czeremosz-Thale streicht die untere Kreidezone gegen NW. und bietet im Szybeny-Thale, gleich unterhalb der Klause, wo sich das Thal schluchtartig verengt, grössere Aufschlüsse. Ausser Kwasienska-Bildungen sieht man daselbst auch typisch entwickelte Hieroglyphenschichten, deren Schiefer z. Th. als die bekannten dunklen, feinglimmerigen und festen Thonschiefer entwickelt, z. Th. auch grünlich gefärbt sind; ausserdem massive, dunkel graubläuliche, ferner grün gefärbte und z. Th. grobkörnige Sandsteine. Die Kreideschichten zeigen bedeutende Störungen und fallen im Allgemeinen steil nach SW. bis S., unter die oberen Kreidesandsteine des Munczelik-Rückens ein.

Die untere Kreidezone keilt weiter gegen W. aus, um wieder im oberen, Regieski genannten Thale des Szybeny-Baches, aufzubrechen und von dort ununterbrochen gegen NW. fortzusetzen. In dem Regieski-Thale fand sich in der unteren Kreidezone, gleich oberhalb der höchsten Gabelung des Baches, und zwar in dem direct von NW. kommenden Zweigthale, die charakteristische Kalkbreccie von Swidowec vor, welcher bezüglich der Horizontirung ein hoher Werth zukommt.

Längs dem Smotrecki- (Minczolek)-Bache, bis auf den Kamm der Czarna Hora.

Am Schlusse der Betrachtungen über das nördliche Flyschgebiet folgt noch eine Zusammenstellung der Resultate einer Excursion, die ich aus dem Thale der Dzembronia (welche in den Czeremosz zwischen Zeleny und Zabie mündet) längs dem Smotrecki potok (recte Minczolek) genannten Seitenbache der Dzembronia, auf den Smotrec 1901 Meter und von da auf den Grenzkamm der Czarna Hora unternahm.

In dem erwähnten Seitenthale, das sich fast direct nach S. zum Smotrec hinaufzieht, bewegt man sich bis in die Nähe der Waldgrenze in der unteroligocenen Schieferzone. Letztere zeigt anfangs meist steile Schichtstellung und wechselndes Einfallen nach SW. und NO. Erst höher, wo sich das Thal schluchtartig verengt, verflachen die Schichten constant nach SW., mit vorwiegend 45° bis 50° Neigung.

Man beobachtet hier dunkelbraun oder auch lichter, stellenweise etwas grünlich oder röthlich gefärbte, flachmuschelig brechende Mergelschiefer im Wechsel mit bis 0·7 Meter dicken Bänken von kieseligen

Sandsteinen, die manchmal gröbere Hieroglyphen führen. Auf festeren thonigen Schiefen fanden sich hie und da feine, vielfach verzweigte *Fucoiden* (*Chondrites intricatus?*) und in sandigen Schiefen verkohlte Pflanzenreste vor. Bachaufwärts gewinnen grüne und rothe Thonschiefer auf Kosten der kieseligen Sandsteine immer mehr die Oberhand und es tritt dann auch in einem bestimmten Horizonte eine mehrere Decimeter mächtige Zone auf, die ausschliesslich aus roth und grün gefärbten Thonschiefern besteht. Ueber dieser Schieferzone folgt wieder ein Wechsel von dunkleren, mergeligen Schiefen mit kieseligen Sandsteinen. Letztere gehen in einzelnen Lagen allmählig in grobkörnige, sehr fest cementirte dunkle Sandsteine über, die in bis 1 Meter dicken Bänken erscheinen und mit dünneren Schieferlagen wechseln.

Gegen die Waldgrenze zu folgen, stets in concordanter Lage und mit südwestlichem Verflachen, dickbankige, vorwiegend grobkörnige Sandsteine, die z. Th. den zuletzt erwähnten entsprechen, z. Th. dagegen lichtgrau gefärbt und verhältnissmässig mürbe sind, zahlreiche gröbere Glimmerblättchen führen und immer sich mehr dem Typus der Czarna Hora-Sandsteine nähern. Diese dicken Sandsteinbänke wechseln mit dünneren Lagen ab, die wieder theils aus den früheren kieseligen Sandsteinen mit glasigen Bruchflächen, theils dagegen aus grauen, glimmerreichen und mehr weniger platten- oder täfelchenförmig zerfallenden Sandsteinen, die hie und da rauhe Hieroglyphen führen (pag. 559) bestehen und denen sich auch untergeordnet meist sandige Schiefer mit verkohlten Pflanzenresten zugesellen.

Dieser Schichtwechsel tritt bachaufwärts noch wiederholt ein, bis schliesslich echte Czarna Hora-Sandsteine erscheinen, die bis auf die höchsten Kämme ununterbrochen reichen.

Die Czarna Hora-Sandsteine sind hier fast stets grobkörnig entwickelt und übergehen häufig in mittelfeinkörnige Conglomerate, die sich vorwiegend aus abgerundeten Quarzbrocken, größeren Glimmerschuppen und ausserdem aus meist zahlreichen Einschlüssen von thonigen, mitunter auch bituminösen dunklen Substanzen zusammensetzen und mit Säuren betupft gar nicht brausen. Es wiegen überhaupt im östlichen Theile der Czarna Hora grobkörnige Sandsteine und Conglomerate vor, während im westlichen Theile, d. i. gegen die Howerla zu, mittelkörnige Sandsteine weit vorherrschend sind.

Vom Smotrec gelangte ich über den Sattel, auf welchem, wie schon früher erwähnt, die unteroligoene Schieferzone in einer steilen Antiklinale aufbricht, auf den Grenzkamm der Czarna Hora.

Diesen beherrscht vom Pop Iwan bis in die Nähe des Turkuł, 1935 Meter (in der Mitte der Czarna Hora-Kette), der oberoligoene Sandstein, während an letzterer Stelle, im O. von Turkuł, die Schieferzone, und zwar am Grenzkamme selbst, zum Vorschein kommt. Dieselbe entspricht, ähnlich wie auf der Südseite des Smotrec, auch hier einer Aufbruchswelle und bietet das Profil der Czarna Hora, vom Turkuł nach NO., folgenden Gebirgsbau.

Die Kuppe des genannten Turkuł nehmen Czarna Hora-Sandsteine ein, die, ähnlich wie am Gutin Tomnatek (pag. 566), hier jedoch flacher nach SW. einfallen. In ihrem Liegenden tritt am Grenzkamme die erwähnte unteroligoene Schieferzone auf, von welcher nördlich wieder



die früheren Sandsteine herrschen. Letztere fallen sehr steil nach SW. unter die Schieferzone ein und bilden daher scheinbar ihr Liegendes. Das steile Einfallen dieser Sandsteinbänke sieht man sehr deutlich an den eigenthümlichen, vom Volke mit dem zutreffenden Namen Kozly (Böcke) belegten Felsbildungen, welche sich in dem grossen Thalkessel im N. von Turkuł, in dem die Hauptquellen des Pruth-Flusses liegen, befinden. <sup>1)</sup>

Diese Kozly entsprechen nun zwei schmalen und steilwandigen, parallel mit einander verlaufenden Kämmen, die sich über den flachen Thalboden des Kessels und senkrecht auf das Gebirgsstreichen erheben. Dieselben sind Denudationsreste, die etwa mit Erdhaufen zu vergleichen wären, welche von Arbeitern beim Ausheben eines tiefen Grabens zurückgelassen werden, um das frühere Erdniveau, resp. die Tiefe der Ausgrabung zu bezeichnen. Man sieht nun insbesondere an dem östlichen, grösseren Kamme deutlich das steile Einfallen der Sandsteinbänke nach SW., welches in der Mitte des Kammes den grössten Neigungswinkel erreicht.

Dieselbe steile Schichtstellung bemerkt man auch an den gleich in der südöstlichen Fortsetzung des Streichens, auf der Ostseite des Gadzyna genannten Thalkessels, befindlichen Szpyci-Felsen. <sup>2)</sup>

Nördlich von den genannten Felsbildungen, auf dem auf der Karte als Speey bezeichneten Gebirgsrücken, legen sich die Sandsteinbänke wieder flacher und fallen wie vorher nach SW. ein. In ihrem Liegenden kommt dann, auf dem zur Maryszewska mała führenden Sattel, wieder die unteroligocene Schieferzone zum Vorschein.

Es bildet somit die Schieferzone mit dem erwähnten (mittleren) Sandsteinzuge eine an ihrem südlichen Flügel überschobene Mulde.

Eine ähnliche überschobene Stellung scheinen die Schichten des mittleren Sandsteinzuges auch im nordwestlichen Streichen von hier bis zur Howerla einzunehmen (wir haben vorher in diesem Streichen, im Kozmieszczek-Thaleinrisse, an der Waldgrenze, ebenfalls eine sehr steile Schichtstellung constatirt), während nach der entgegengesetzten Richtung, im südöstlichen Theile der Czarna Hora gegen das Czeremosz-Thal zu, ein regelmässigerer, wellenförmiger Schichtbau eintritt. (Vergl. Taf. VII, Fig. 6.)

Die erwähnten Aufbrüche der unteroligocenen Schieferzone auf der Nord-Westseite der Howerla, dann am Grenzkamme im O. von Turkuł und auf dem Sattel zwischen Smotrec und Pop Iwan entsprechen wohl einer und derselben Aufbruchswelle. Ob letztere jedoch ununterbrochen auf der Nordseite der Czarna Hora fortläuft, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, da mir leider die Zeit schon nicht mehr

<sup>1)</sup> Auf der Karte steht Kostrycza geschrieben; das Volk nennt jedoch diesen Thalkessel Dancysz.

<sup>2)</sup> Mit dem Namen Speey, recte Szpyci, wird auf der Karte die nördlich von dem eigentlichen Szpyci-Felsen gelegene breite Kuppe, 1866 Meter, bezeichnet. Ueberhaupt lässt die Nomenclatur speciell von der Czarna Hora Manches zu wünschen übrig. So heisst eigentlich der nordwestliche felsige Zweigrücken des Smotrec: Munczel, der Munczel 2002 Meter der Karte: Rozszybeniek, der felsige Thalkessel Hala Kisol der Karte: Kizie Ułohy (Ziegen-Abstürze), die Kuppe Pozyzewska und der Pruth-Thalkessel der Karte: Dancysz, und Dancysz: Pozyzewska u. s. w.

erlaubte, die erwünschte genauere Aufnahme der Czarna Hora durchzuführen. Ebenso blieb auch die Art und Weise der Anlagerung der mächtigen Oligocenzzone der Czarna Hora an das untere Kreidegebiet in Folge Mangels an massgebenden Profilen fraglich. Es ist jedoch anzunehmen, dass letzteres bereits in der unteroligocenen Zeit zum grössten Theile gehoben war und Festland bildete, in welches das Oligocenmeer nur an wenigen Stellen in schmalen Buchten eingriff — und dass sich somit die Oligocenschichten im Allgemeinen discordant an das Kreidegebirge anlagern.

### Zone der Jurakluppen.

In der nördlichen Sandsteinzone treten längs dem Nord-Ostrande des obercretacischen Sandsteinzuges an mehreren Stellen kleine, meist nur einige Meter hohe Felsen von Jurakalk auf, der in der Mehrzahl der Fälle mit Melaphyren vergesellschaftet ist. Wie wir in der Folge sehen werden, sind diese Vorkommen als echte Jura-Klippenbildungen zu betrachten.

Die Kalke sind fossilführend und entsprechen höchst wahrscheinlich theils dem Czorsztyner, theils dem Stramberger Schichtenhorizonte. Die Melaphyre sind meistens mandelsteinartig entwickelt und erinnern sehr an jene, die in den Kleinen Karpathen vorkommen.

Die Bestimmung der weiter unten angeführten jurassischen Fossilien, die sich jedoch meist in einem sehr ungünstigen Erhaltungszustande vorfanden, verdanke ich der Güte des Herrn Professor M. Neumayr.

Es sollen nun die einzelnen Jura-Vorkommen in der Richtung von NW. nach SO., unter fortlaufenden Nummern angeführt werden.

Die 1. Klippe, befindet sich im Körösmezőer Gebirge, auf der Westseite des Szesa-Berges. Sie wurde bereits von F. v. Hauer in dem Berichte (l. c. pag. 415) folgendermassen beschrieben: „Die Stelle liegt südlich von Körösmező südöstlich von Swidowecz, hoch im Gebirge auf der sogenannten Makier-Wiese.

Aus dem rings herum herrschenden Karpathensandsteine bricht hier eine kleine Partie eines dioritischen Gesteines hervor, und dieselbe enthält ungeheuerere Blöcke von Kalkstein eingewickelt. Einer dieser Blöcke war eben im Abbau begriffen, als wir die Stelle besuchten; auf drei Seiten zeigte er sich von dem dioritischen Gestein umgeben, nach unten zu hatte er noch das Ansehen einer anstehenden Felsmasse. Dass man es aber wirklich nur mit Blöcken, die auf secundärer Lagerstätte sich befinden, zu thun hatte, dafür sprach namentlich auch, dass auf der Halde des Bruches Stücke ganz anderer Kalksteinvarietäten, als rothe Crinoidenkalke, rothe, dichte Kalksteine (wohl Klippenkalk) u. s. w. von schon früher gewonnenen Blöcken umherlagen. Der weisse Kalkstein wurde schon an Ort und Stelle seinem petrographischen Ansehen nach für Stramberger Kalk gehalten; die Untersuchung der Petrefacten, die wir mitbrachten, bestätigte diese Bestimmung vollständig.“

Von diesem Juravorkommen geschieht später in Paul's und Tietze's Studien (l. c. pag. 92) Erwähnung und ist daselbst auch eine nähere Beschreibung des fraglichen Eruptivgesteines, welches nun als Melaphyr bezeichnet wird, zu finden.

Diese Stelle wollte ich am Ende meines Aufenthaltes im Gebiete (1884) aufsuchen, wurde jedoch an dem Auffinden derselben durch äussere Verhältnisse verhindert. Nur einige Stückchen von lichten Jurakalken fand ich auf der Wiese vor. Wie ich jedoch erfahren habe, sollen Kalke am oberen Ende der Wiese, im Walde, noch in ziemlicher Mächtigkeit anstehen, die wohl dem von v. Hauer, sowie Paul und Tietze beschriebenen Vorkommen entsprechen dürften.

Die 2. Klippe, befindet sich auf der Nord-Ostseite des Szesapietrosz-Zuges. Beim Herabsteigen von dem genannten Gebirgszuge fand ich in einem der oberen Zweigarme des Łopuszanka-Baches, im dichten Walde, in ziemlich reichlicher Menge Blöcke von weisslichen und roth gefärbten Jurakalken mit Versteinerungen und ausserdem Blöcke von zum Theil mandelsteinartig entwickelten Melaphyren vor. Die Stelle, wo dieselben anstehen, konnte ich nicht auffinden, da sich gerade kurz vorher ein starkes Schneegestöber erhoben hatte (19. October 1883) und ich in Folge dessen auch verhindert war, das Profil des Łopuszanka-Baches weiter nach N. bis Körösmező fortzusetzen. Da jedoch in dem genannten Bacharme thalaufwärts das Juragerölle bald aufhörte, so dürfte sich die Stelle in der Nähe befinden und deren Einzeichnung auf der Karte annähernd genau erfolgt sein.

Von den ziemlich zahlreichen Versteinerungen (darunter auch Haifischzähne) liess sich jedoch nur eine Species näher bestimmen, es ist dies:

*Rhynchonella capillata* Zitt.

Dieser Klippenkalk scheint der Czorsztyner Schichtgruppe anzugehören.

Die 3. Klippe steht am Ostfusse der Pietrosz-Kuppe, auf dem zur Howerla führenden Sattel an. Zu ihrer Entdeckung führte mich das Vorkommen von Jurakalk- und Melaphyrgeröll im obersten Thaleinrisse des Bogdan-Baches (pag. 554). Das Gerölle erscheint daselbst an einer Stelle in so reichlicher Menge, dass die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, dass auch in dem Thaleinrisse selbst eine Juraklippe ansteht.

An der genannten Stelle am Sattel erheben sich in einem fast aufschlusslosen untereretacischen Terrain einige getrennte, hausgrosse (etwa 10 Meter hohe) Kalkfelsen (vergl. Taf. VII, Fig. 7). Die Kalke sind theils licht chokoladebräunlich, theils weisslich, stellenweise aber auch etwas röthlich gefärbt. Sie sind massig entwickelt und undeutlich geschichtet, theilweise auch breccienartig ausgebildet. Zwischen den Kalkfelsen machen sich gegen NW. Melaphyre bemerkbar, welche letztere noch weiter im NW., auf den Abhängen des Pietrosz einige anstehende Felsen und zwar allein für sich zusammensetzen.

In den anstehenden Kalkfelsen, wie auch in den Kalkblöcken im Bogdan-Thale, fanden sich stellenweise ziemlich zahlreiche Fossilien vor. Es liessen sich jedoch nur folgende Formen näher bestimmen:

*Phylloceras cf. silesiacum* Opp.

*Haploceras cf. tomephorum* Zitt.

Die Kalke dieser Klippe dürften den Stramberger Schichten entsprechen.

Die 4. Klippe kommt am rechten Thalgehänge des Bałcatul-Baches, in einem dichten Wald zum Vorschein. Das Vorfinden von einigen ausgebrannten Kalkstücken am Wege durch das Bałcatul-Thal, veranlasste mich zum Herumsuchen, bis ich auf der genannten Thalseite auf eine steilere kuppenförmige Bodenanschwellung stiess, die aus Melaphyrsechutt bestand. Von Kalkbildungen traf ich hier nach längerem Suchen nur einige, lichtgefärbte Gesteinsstücke an, in welchem sich ein Exemplar von *Aspidoceras* (Jugendform) vorfand. Der Kalk dürfte ebenfalls dem Stramberger Schichthorizonte angehören.

Wie ich dann vom Wächter der Bałcatul-Klause erfahren habe, sollen da noch Kalke an einer Stelle in grösseren Felsen anstehen, die vor längerer Zeit zum Kalkbrennen verwendet wurden.

Die 5. Klippe befindet sich bereits auf der galizischen Seite, im oberen Szybeny- (Regieski-) Thale und tritt im unteren Kreideterrein und zwar, ähnlich wie die vorigen, nahe am Rande des obercretacischen Sandsteincomplexes auf. Die licht chocolatebräunlich und rötlich gefärbten Kalke und die in einer sehr geringen Mächtigkeit auftretenden Melaphyre erscheinen hier fast nur in der Form von einigen grösseren Gesteinsblöcken. Von der Art, wie die Jurabildungen die Kreidedecke durchbrechen, ist, wie auch in den früheren Fällen, nichts zu sehen. Unter den mitgenommenen Versteinerungen ist eine Form als *Placynopsis?* zu erkennen.

Die 6. Klippe bricht am linken Czeremosz-Ufer, gerade an der Einmündung des Kierniczny-Baches im obercretacischen Sandstein auf. Dieselbe bildet einen anstehenden Felsen in der Grösse einer kleinen Kapelle. Der fast ausschliesslich roth gefärbte, etwas knollige und ziemlich deutlich geschichtete Kalk, fällt sehr steil nach SW. ein. Melaphyre treten hier nicht auf und kann es daher keinem Zweifel unterliegen, dass die, wenn auch manchmal eng mit den Melaphyren verbundenen Kalke, nicht etwa als Einschlüsse in letzteren und als auf einer secundären Lagerstätte befindlich (wie dies bezüglich der 1. Klippe in dem oben erwähnten Berichte angenommen wird), zu beobachten sind, sondern anstehenden Klippen entsprechen.

Die Kalke dieser Klippe erwiesen sich ziemlich reich an Versteinerungen, wenn auch letztere, was Erhaltung anbelangt, Vieles zu wünschen übrig liessen. Es haben sich folgende Formen aus dem Gestein herauslösen lassen:

*Aspidoceras*  
*Lytoceras*  
*Aptychus latus*  
 „ *obliquus*  
 „ *lamellosus.*

Dieser Kalk wäre wieder mit dem Czorsztyner Kalke zu parallelisieren.

#### H. Diluvium und Alluvium.

Im ganzen Gebiete erscheinen Diluvial- und Alluvialablagerungen nur an den Thalsohlen grösserer Flüsse, und zwar meist in Form von Terrassen. Dieselben bestehen durchgehends aus Flussgerölle und grobem Sande.

Ein schönes Beispiel von Terrassenbildungen bietet das Vissó-Thal bei Felső-Vissó (Taf. VII, Fig. 3). Man sieht hier, von dem Flussbette nach N. gegen den Prehotiele-Rücken sich wendend, zuerst junge Alluvialablagerungen, welche die zum grossen Theile flachen Ufer des Flusses einnehmen und constanten Ueberschwemmungen (die hier überhaupt viel verheerender wirken, wie flussaufwärts im Hochgebirge) ausgesetzt sind. Hierauf erhebt sich eine zweite ältere, ziemlich niedrige Terrasse, die den weit grössten Flächenraum der Thalsole einnimmt und auf welcher auch vorwiegend das Städtchen Vissó gebaut ist. Die niedrigen Steilufer des Flusses stellen eben den Durchschnitt dieser Terrasse dar.

Weiter nördlich tritt am Fusse des Prehotiele eine ältere, hohe Terrasse auf, die, weit sichtbar, sich am rechten Flussufer bis unterhalb von Közep Vissó, in einem den Fuss des Grundgebirges umsäumenden schmalen Streifen hinunterzieht. An Stellen, wo sich der Fluss bis an diese Terrasse herandrängt, bildet dieselbe hohe Steilufer. Sie besteht aus einem groben Gerölle von krystallinischen Schiefergesteinen und Andesiten, die den Riu Vaser-Gebirgszügen entstammen.

Oberhalb dieser Terrasse, in einer Höhe von circa 100 Meter über dem Flussbette, trifft man über dem Grundgebirge wieder einen Streifen eines ähnlichen groben Gerölles an, das wohl dem Ueberreste einer ältesten, aufgelösten Terrasse entsprechen dürfte.

Die beiden erstgenannten Terrassen wären als Jung- resp. Altalluvium, die beiden letzteren als Jung- resp. Altdiluvium zu bezeichnen.

In der Umgebung von Borsa, wo jedoch diese Terrassenbildungen weniger deutlich entwickelt sind, zieht sich am Nordfusse des Pietrosu, in einer Höhe von 100 bis 200 Meter oberhalb der Thalsole — so über den nördlichen Theil des Vrf Purcasitiu bis zur Höhe 902 Meter, der Siborea 874 Meter — eine Zone groben Gerölles von krystallinischen Pietrosu-Schiefergesteinen, die ebenfalls einer aufgelösten alten Diluvialterrasse entsprechen dürften.

Die grossen Thalerweiterungen des Vissó-Flusses zwischen Borsa und Moisciu, zwischen Felső und Közep Vissó, dann insbesondere zwischen Leordina und Bisztra, ferner bei Rona polyana an der Einmündung des Vissó in die Theiss, sowie die ziemlich grossen Thalerweiterungen von Ruszpolyana und Ruszkowa im Rika-Thale, sind vorwiegend von altalluvialen Bildungen eingenommen, die überhaupt als die verbreitetsten im Gebiete zu bezeichnen sind. Man trifft jedoch in diesen Thälern überall auch Ueberreste von älteren, diluvialen Terrassen an.

Es wäre hier nebenbei zu erwähnen, dass ich in der Gegend oberhalb von Moisciu die Beobachtung machte, dass daselbst die grosse Alluvialfläche in einige flache und breite Wellen leicht gefaltet erscheint, was vielleicht auf eine noch in die jüngste Zeit andauernde Aeusserung der gebirgsbildenden Kraft zurückzuführen wäre.

In den Thälern der Weissen, Schwarzen wie auch der vereinigten Theiss dagegen, erreichen in dem aufgenommenen Gebiete die Alluvial- und Diluvialablagerungen im Allgemeinen nur eine geringe Verbreitung. Ebenso verhält es sich auch auf der galizischen Seite, wo sie im Czere-mosz-Thale erst in der grossen Thalerweiterung von Zabie, dort jedoch eine ziemlich bedeutende Verbreitung finden.

Seltener und nur in geringerer Mächtigkeit treten Schotterterrassen auch in den Nebenthälern der oben erwähnten Flüsse auf. Von einem solchen Vorkommen wurde bereits früher, und zwar bei Gelegenheit des Begehens des Dragusiu-Thales (pag. 472) Erwähnung gethan, woselbst wir am rechten Ufer dieses Baches, an dessen Unterlaufe, eine das Grundgebirge verdeckende Schotterterrasse beobachteten.

Ob jedoch in diesem, wie auch in anderen ähnlichen Fällen, wo man in den Nebenthälern und in den oberen Theilen der Hauptthäler Terrassenbildungen begegnet, das Entstehen letzterer nicht eher schon auf eine Thätigkeit von Gletschern zurückzuführen ist, soll nun in der Folge erörtert und vor Allem die Frage:

Sind Spuren einer einstigen Vergletscherung der Hochgebirgszüge im Gebiete vorhanden?

beantwortet werden. Mit Bezug auf dieses Gebiet wurde die obige Frage zuerst von Paul und Tietze in den Studien (pag. 87) angelegt und im bejahenden Sinne beantwortet, indem dieselben auf der Nordseite der Czarna Hora „deutliche Spuren der Glacialepoche . . . auf der Zaroslakalpe (am Nordabhange der Howerlaspitze)“ beobachtet haben.

Bei einer näheren Betrachtung dieser Stelle sind mir jedoch diesbezüglich Bedenken aufgestiegen, die ich nun in Kürze zum Ausdruck bringen und anknüpfend an die citirte Beschreibung vor Allem noch einige topographische Bemerkungen vorausschicken möchte.

Die erwähnte Alpenweide Zaroslak entspricht einem Thalkessel, der von drei Seiten von ziemlich steilen Gehängen umgeben und nur im N. offen ist. Die Länge seiner Sohle beträgt von der rückwärtigen Wand, über welche ein Bach (Zweigarm des Pruth) in einem Wasserfall herabstürzt, bis zu dem offenen Nordrand, mit welchem annähernd genau auch die Waldgrenze zusammenfällt, circa 550 bis 600 Schritte (beiläufig 400 Meter) und fast ebensoviel auch die Breite der Sohle. Die Mitte der Thalsole erhebt sich in eine breite und annähernd 10 Meter über der Thalsole erhabende plateauartige, aus grobem Schuttmateriale von Czarna Hora-Sandsteinen bestehende Terrasse ein. Die Terrasse („Mittelmoräne“ in den Studien) verbreitet sich an ihrem nördlichen Ende („Stirnmoräne“) so stark, dass sie fast den ganzen Nordeingang des Thalkessels einnimmt und nur rechts und links einen schmalen Ausgang für die Bachwässer zurücklässt, welche letztere zwischen dem östlichen, resp. westlichen Wandgehänge des Thalkessels und dem langen (resp. breiten) Stirnrande der Terrasse den Boden des Thalkessels (an der Waldgrenze) verlassen.

Die breite mit Krummholzbeständen bedeckte Terrasse, welche sich nach vorne, wie erwähnt, keulen- oder hornförmig ausbreitet, nimmt nun zum Mindesten die Hälfte des ganzen Thalkesselbodens ein, so dass der tiefere, d. i. der eigentliche Thalkesselboden, nur zwei schmalen beckenförmigen Vertiefungen zu beiden Seiten der Terrasse entspricht, welche nach vorne, im N. (wo die Bäche den Thalkessel verlassen) durch die beiden Stirnstücke der Terrasse zum grössten Theile abgeschlossen erscheinen. Die beiden schmalen Becken grenzen gegen die Mitte des Thalbodens an die erwähnte Terrasse, gegen O., resp. W. an die, zum Theil mit grobem Sandsteinschutt bedeckten Thalgehänge

des Kessels, an deren Fusse ich eigentliche Terrassenbildungen, d. i. die in den Studien erwähnten „Seitenmoränen“, nirgends beobachten konnte.

Der über die rückwärtige Wand, von dem gleich zu erwähnenden oberen Thalkessel herabkommende Bach, arbeitet sich anfangs mitten in der Terrasse durch, verlässt dieselbe jedoch nach einiger Zeit und nimmt hierauf durch den westlichen, grösseren Becken des Thalbodens seinen Lauf. Im östlichen Becken selbst sammeln sich die Gewässer zu einem zweiten kleineren Bache an.

An der rückwärtigen Wand des Thalkessels sind Schichtköpfe von Sandsteinbänken an mehreren Stellen aufgeschlossen und bilden letztere insbesondere auf den beiden entgegengesetzten Seiten, d. i. unter den Przymoratek und Pleecz genannten Kuppen grössere und steile Felsgehänge, von welchen jahraus, jahrein grobes Schuttmateriale herabgelangt. Aber auch der mittlere Theil dieser Wand, wo eben der Bach in einem Wasserfall herabstürzt, zeigt eine ganz felsige Beschaffenheit bei steiler Gehängeneigung, indem der Böschungswinkel hier im Mittel circa  $35^{\circ}$  bis  $40^{\circ}$  beträgt.

Ober dieser Wand, die in ihrem mittleren Theile annähernd 100 Meter hoch ist, erreicht man den Boden eines zweiten, d. i. des oberen Thalkessels, der etwas kleiner, wie jener des unteren Thalkessels ist und von den steil ansteigenden Gehängen amphitheatralisch umgeben wird. Am Eingange in den letzteren Thalkessel ziehen sich zu beiden Seiten des Baches, und zwar nach SO. und andererseits (auf der linken Bachseite) nach W., gegen die Wände des Thalkessels breite Schuttwälle, welche man annähernd ebenfalls mit Endmoränen vergleichen könnte. Hinter diesen Wällen beginnt die eigentliche, seicht ausgehöhlte Thalsohle, die in ihrer grössten Länge circa 350 Schritte beträgt, von nassen moorigen Wiesen mit manch' hochnordischen Pflanzen eingenommen wird und dem Boden eines einstigen Sees zu entsprechen scheint. Am südöstlichen Rande der Thalsohle bemerkt man auch zu beiden Seiten eines im Sommer ganz geringe Wassermengen führenden Baches, zwei parallel verlaufende Schuttwälle (Uferdämme), die sich eine kurze Strecke selbst noch auf das Thalgehänge hinaufziehen und annähernd mit einem von oben herabkommenden Schienengelcise, zwischen welchen der Bach läuft, zu vergleichen wären.

Der im S. ansteigende Hauptkamm (Grenzkamm) überragt die Sohle dieses Thalkessels um nicht ganz 200 Meter, der schlanke kegelförmige Howerla-Gipfel dagegen um 450 Meter. Die Entfernung zwischen dem Hauptkamme und dem oberen Ende des Thalkesselbodens beträgt 0.5 Kilometer; zwischen ersterem und dem oberen Ende der Sohle des unteren Thalkessels (Zaroślak), 1.3 Kilometer; die Entfernung vom Gipfel der Howerla zum oberen Ende des oberen Thalkessels und von hier bis zum unteren Ende des Zaroślak-Thalkessels aber 2 Kilometer in Luftlinie.

Wir kehren jetzt zum Zaroślak-Thalkessel zurück. Nach den Verhältnissen in diesem zu schliessen, müsste man annehmen, dass hier die Moränen zum Mindesten einen solchen Raum eingenommen haben, wie der Gletscher selbst, wobei von späteren Verschüttungen und der dadurch verursachten Vergrösserung der ersteren, bereits abstrahirt

wird. Abgesehen noch davon, erscheint auch der für den Gletscher übrig verbleibende Raum (die beiden beckenförmigen Vertiefungen) an und für sich betrachtet für einen Gletscherstrom viel zu klein. Man müsste daher consequent annehmen, dass wir es hier höchstens nur mit dem Unterlaufe eines Gletschers zu thun haben und dass dessen Fortsetzung hinauf nach S., in den oberen Thalkessel zu verlegen ist. Nun begegnen wir in dieser Richtung nach einer sehr kurzen Strecke der steilen Wand (Wasserfall), die bei den geringen Raumdimensionen, die wir hier überhaupt in allen Fällen für einen Gletscher in Anspruch nehmen können, jedenfalls ein grosses Hinderniss bilden müsste — umso mehr als gerade am Fusse dieser Wand, die grosse (mittlere) Moräne endet und andererseits ober der Wand der Eingang in den zweiten Thalkessel durch die vorspringenden Gebirgsrücken des Przymoratek und Plecze eingengt wird, so dass man sich nicht recht vorstellen kann, wie ein Gletscher, der in Anbetracht der mächtigen Moränen im Zaroślak-Kessel doch eine halbwegs bedeutende Stärke haben musste, hier überhaupt Platz finden und sich bewegen konnte.

Man müsste dann auch ferner die am Eingange in den oberen Thalkessel befindlichen Schuttwälle als Moränen (Endmoränen) betrachten und die ganze Erscheinung etwa mit einem stufenweisen Zurückweichen des Gletschers gegen das Gebirge erklären. Nachdem nun die Entfernung letzterer Wälle vom Grenzkamme nur etwas über 1 Kilometer, und wenn man noch die Entfernung von diesen zur Howerla-Spitze hinzurechnet, die Entfernung derselben von der Howerla-Spitze nicht ganz 1·5 Kilometer beträgt, andererseits der Grenzkamm nur um 200 Meter, die Howerla um 450 Meter die Sohle dieses Kessels überragt, so kann man sich wohl kaum in einem relativ so kleinen Raum die Region des ewigen Schnees, dann die Firnregion und die ganze Region eines Gletschers hineindenken. Es bliebe an dem Allen nur sehr wenig geändert, wenn man selbst von den moränenartigen Wällen im oberen Thalkessel und von anderen vorher erwähnten Hindernissen abstrahiren und den oberen, wie auch unteren Thalkessel als ein einziges, zusammenhängendes Bett eines Gletschers betrachten würde.

Nimmt man dagegen nur den unteren Thalkessel (Zaroślak) als den eigentlichen Sitz eines früheren Gletschers in Anspruch, so kann man es noch umso weniger erklären, wie sich ein Gletscher daselbst auf einem so kleinen Raume bewegen und so mächtige Schuttmassen ablagern konnte.

Wenn nun auch die erwähnten Terrassenbildungen und Wälle sehr an Moränen erinnern mögen, so ist dennoch schon a priori anzunehmen, dass hier ein Gletscher, nachdem vor Allem der Raum hiezu fehlt, nicht bestehen konnte. Thatsächlich konnte ich auch nirgends polirte und parallel gekritzte Gesteinsflächen, von welchen in den Studien Erwähnung geschieht, vorfinden.

Ähnliche Schutt-Terrassen und Wälle beobachtete ich auch noch in mehreren anderen Thalkesseln, aber auch auf freieren Gehängen (letzteres z. B. auf der Süd-Ostseite der Howerla) in der alpinen Region der Czarna Hora, dann des Bliznica-Zuges in den Swidowec-Alpen (W. von Körösmező), dort z. B. im Thalkessel Stina auf der Süd-Ostseite der Bliznica u. s. w. Es sei hier jedoch nur noch eines Beispiels gedacht.



In dem grossen Pohorylee-Thale im südöstlichen Theile der Czarna Hora, befindet sich hoch oben in der Krümmholzregion, auf der Nordseite des Pop Iwan, ein ganz kleiner Thalkessel mit runden Thalboden und steilen Gehängen, der an seinem Ausgang, im NO., von einem auffallend moränenartigen Schuttwalle eingedämmt erscheint. Die Möglichkeit nun, dass letzterer einer Gletscher-Schutthalde entsprechen könnte, ist hier, mit Rücksicht auf die ganz geringen Dimensionen des Thalkessels (den man mit einer Kammer in einem steilen Gebirgsabhänge vergleichen könnte), ganz ausgeschlossen. Und doch hat man es hier in einem kleineren Massstabe mit einer ganz ähnlichen Configuration von Terrassenbildungen zu thun, wie in dem Zaroślak-Kessel.

Gerade in den grossen Hochthälern der Czarna Hora, so in dem erwähnten Pohorylee-, dann in dem Dzembromia-Thale u. s. w., die sich ihrer bedeutenden Ausbreitung und ihrem ganzen Aussehen nach schon viel eher zur Beherrschung eines Gletschers geeignet hätten, konnte ich trotz eifrigen Beobachtungen nirgends Spuren der Glacialepoche bemerken. Dieselbe bestand hier jedoch, nur sind ihre Spuren, wie wir später sehen werden, in tieferen Regionen zu suchen.

Von einem Falle, wo uns mit Schutt bedeckte Schichtköpfe ebenfalls an Moränen erinnerten, wurde bereits im ersten Abschnitte, bei der Besteigung des Pietrosu erwähnt. Aehnlichen Fällen begegnet man auch in anderen Gebirgszügen des Gebietes.

Es handelt sich jetzt vor Allem darum, die Art und Weise zu erklären, wie die erwähnten moränenartigen Terrassen und Wälle entstehen konnten. Aehnlich wie bei den Gletschermoränen, ist nun auch hier als der Träger, der das Schuttmateriale zur Bildung der fraglichen Terrassen und Wälle herbeischaffte, das Wasser — nur in einer anderen Form, nämlich als reissende Frühjahrstorrentos und als Schnee, dessen Wirkung in dieser Beziehung später näher erwähnt werden soll — zu betrachten.

In ersterer Beziehung liefert uns ein gutes Beispiel der obere, über Zaroślak gelegene Thalkessel, wo wir an einer Stelle einen kleinen Bach, zwischen zwei Schuttdämme eingeengt, gesehen haben. Aehnliche Erscheinungen sind in der alpinen Region überhaupt häufig, selbst an mitunter steilen Gebirgsgehängen und hoch über den Thalsohlen zu beobachten. In allen diesen Fällen haben eben die Bäche während der Schneeschmelze durch Fortreissen und spätere Ablagerung von Fels-trümmern die erwähnten Uferdämme mit der Zeit gebildet — und nicht etwa umgekehrt sich in bereits fertige Schuttwälle (die in vielen Fällen, wo sie sich nämlich hoch über den Thalsohlen befinden und senkrecht auf die Richtung der Thäler zulaufen, nicht im entferntesten an Moränen denken lassen können) eingeschnitten, um letztere noch dazu in den meisten Fällen ihrer ganzen Länge nach, bei einer so geringen Breite der Wälle, zu durchschneiden.

Auf einen ähnlichen Ursprung ist nun auch zum grossen Theil die grosse Terrasse im Zaroślak-Kessel zurückzuführen, die, wie schon früher erwähnt, in ihrem rückwärtigen Theile von einem ziemlich starken Bache durchschnitten wird. Es ist dies umso wahrscheinlicher, als man sich das durch diesen Bach transportirte Schuttmateriale ganz sicher als von den unmittelbar rückwärts befindlichen Felsabstürzen herstammend vorstellen kann.

In anderen Fällen ist wieder die Entstehung der fraglichen Terrassen und Schuttwälle auf die Vermittlung von Schneeflächen zurückzuführen. Es sammelt sich nämlich in den rückwärtigen Theilen der alpinen Thalkessel Schnee in grossen Massen an, wo er dann auch am längsten und mitunter bis zum neuen Schnee liegen bleibt. Ueber die Schneeflächen rutscht nun der sich oben von den Felsen ablösende Trümmerschutt herab und sammelt sich in der Folge am Fusse der Schneemassen an. Bei einer genaueren Besichtigung kann man auch thatsächlich in manchen Thalkesseln, oder überhaupt unter steileren Gebirgsgehängen, eine gewissermassen symmetrische Anordnung des Schuttmateriales beobachten, und habe ich auch während einer früheren, zu botanischen Zwecken im Mai unternommenen Excursion, in den alpinen Thalkesseln der Czarna Hora auf den Flächen der mächtigen, die rückwärtigen Theile der Kessel verlegenden Schneemassen zahlreiche frische Spuren von abgerutschten Gesteinsblöcken bemerkt. Wenn man nun annimmt, dass in einer früheren Zeitperiode, etwa am Schlusse der Glacialepoche, die Thalkessel in ihrem rückwärtigen und grösseren Theile mit ewigem Schnee bedeckt waren, so kann man sich die Entstehung von mächtigen Terrassen oder Wällen gerade am unteren Ende der Thalkessel, bis wohin die Schneeflächen reichten, ganz leicht erklären. Es ist daher anzunehmen, dass die fraglichen Terrassen und Wälle zum Theile eben auf diese Art und um diese Zeit (Ende der Glacialepoche — da anzunehmen ist, dass vorher die alpine Region dieser Gebirge ganz in Schnee eingehüllt gewesen sein dürfte) entstanden sind.

Der Transport durch reissende Wässer und die passive Vermittlung von Schneeflächen, die den Trümmerschutt zur Abrutschung bringen, reichen meiner Ansicht nach vollkommen hin, um sich die Entstehung der immerhin höchst auffallenden Schuttbildungen im Zaroślak, wie auch in allen übrigen alpinen Thalkesseln des Gebietes zu erklären.

Die allgemeinen Terrainverhältnisse, wie auch vor Allem der Umstand, dass im Gebiete auch die höchsten Gebirgszüge nicht jene Höhe erreichen, dass man hier eine eigentliche Vergletscherung der alpinen Thäler während der Glacialepoche annehmen könnte, lässt darauf schliessen, dass sich um die fragliche Zeit Gletscher nur in viel tieferen Regionen, am Fusse der höheren Gebirgsketten, in Haupt- oder grösseren Nebenthälern bewegen konnten. Denn die Annahme, dass während der Glacialepoche auch in diesem Gebiete Gletscher thätig waren, kann im Princip nicht bestritten werden, nachdem bereits die einstige Vergletscherung der West-Karpathen (Tatra) erwiesen und auch sonst kein Grund zu einer Behauptung, dass etwa die Ost-Karpathen hiervon verschont gewesen wären, vorhanden ist. Es sprechen auch die Vegetationsverhältnisse für die einstige Vergletscherung dieses Theiles der Ost-Karpathen, wie ich dies in einer botanischen Arbeit mich zu beweisen bestreben werde.

Andererseits sind auch Anhaltspunkte vorhanden, welche direct auf eine Gletscherthätigkeit, gerade in den tiefer gelegenen Thälern des Gebietes, hinzudeuten scheinen.

So will ich vor Allem des Sokolow-Thales im NO. von Rusz-polyana erwähnen. In diesem Thale trifft man oberhalb der Thalsohlhöhe

677 Meter einen ziemlich breiten terrassenartigen Schuttwall an, der durch den Bach durchschnitten wird und der noch theilweise das Thal, und zwar vor Allem am rechten Ufer, versperert. Von diesem Walle (der nur hie und da das mittelgrobe Schuttmateriale, aus dem er besteht, erblicken lässt) bachaufwärts erscheint die Thalsohle etwas breiter und auf der Strecke von mehreren hundert Schritt ganz eben. Dieselbe dürfte dem Bette eines früheren Sees entsprechen. Diese Terrainverhältnisse wurden hier auch zur Anlegung eines künstlichen Klausenteiches ausgenützt, der jedoch in der Folge, und zwar allem Anscheine nach schon vor längerer Zeit, wieder ganz aufgelassen wurde. Diese Spuren von künstlichen Arbeiten können eben anfangs leicht zu der Meinung verleiten, dass auch der erwähnte Wall einer künstlichen Aufschüttung entspricht, was indess, bei einer halbwegs genaueren Berücksichtigung der Terrainverhältnisse, gänzlich ausgeschlossen ist. Der Wall ist auf eine natürliche Art entstanden und dürfte derselbe aller Wahrscheinlichkeit nach einer, zum Theil schon aufgelösten und verschütteten Endmoräne eines Gletschers entsprechen.

Eine Strecke höher tritt in der Thalsohle wieder ein ähnlicher, und höher, an der Einmündung des Rózany potok, ein dritter Querdamm auf. Im letztgenannten Falle, nämlich an der Rózany-Mündung, ist es jedoch möglich, dass der betreffende Schuttdamm, wenigstens theilweise, auch einer Ablagerungsstätte von Geröllmassen der hier mündenden Nebenbäche (gegenüber des Rózany potok mündet auch auf das rechte Ufer des Sokolow ein Nebenbach ein) entspricht.

Diese thalaufwärts in grösseren Abständen wiederkehrenden Wälle scheinen auf das einstige allmähliche Zurückweichen des vermutheten Gletschers nach N. hinzudeuten, dessen Ursprung man am ehesten in den grossen Thalkessel des Rózasz maly, auf der Nordseite der hohen Farehu-Mihailecu-Gruppe, verlegen würde.

Einen ähnlichen terrassenartigen breiten Schuttwall beobachtete ich auch im Rin Vaser-Thale bei der Saliguli-Mündung 763 Meter u. s. w.

Innerhin bleibt noch die Frage nach deutlichen Spuren einer Glacialepoche im Gebiete, eine offene.

### Schlussbemerkungen.

Die in den vorhergehenden Abschnitten an verschiedenen Stellen erwähnten, sich auf die Anbildung und die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Formationen beziehenden allgemeineren Bemerkungen sollen nun noch in Kürze zusammengestellt werden, ohne dass ich jedoch damit bezwecken würde, die vielen Probleme, denen wir vorher begegneten, zu lösen.

Mit Bezug auf die Faciesausbildung der einzelnen Formationsglieder fallen vor Allem die bedeutenden Unterschiede in der Entwicklung der oberen krystallinischen Kalkzone (paläozoisch nicht horiz.) auf. So haben wir dieselbe in den Rodnaer Alpen, wo sie uns am Pietrosu in einer hochkrystallinischen Entwicklung entgegentrat, gleich im Streichen am Repede in eine ziemlich bedeutend abweichende, vorwiegend quarzitische und nur halbkrystallinische Facies übergehen gesehen, während wieder dieselbe an anderen Stellen des Gebietes schliesslich

auch echt klastische Gesteine, wie Breccien, grauwackenartige Sandsteine, aufnahm. Diese Faciesänderung trat gleichzeitig mit einer Veränderung der Lage der fraglichen Zonen ein. So sahen wir die Kalkzone am Pietrosu in concordanter Lage und von einem mächtigen Complexe krystallinischer Schiefer der oberen Abtheilung überlagert; am Repede in concordanter, jedoch ganz schwebenden Lage, und in letzteren Fällen, wo in derselben auch echt klastische Gesteine erschienen, in discordanter Lage den krystallinischen Gesteinen der mittleren Abtheilung aufruben.

Ein analoges Verhalten zeigt nun auch die untereocene Nummulitenformation, die in ihrer typischen Entwicklung stets in einer mehr oder weniger schwebenden Lage auftritt, in Fällen dagegen, wo sie in den allgemeinen Schichtverband eingreift, die abweichende Mergelfacies annimmt.

Auf die übrigen Faciesänderungen, die wir noch in anderen Formationen, insbesondere aber jenen, welche aus Flyschgebilden bestehen, sowohl quer wie auch im Streichen selbst häufig beobachtet haben, sei hier nur noch allgemein hingewiesen.

Eine zweite Reihe von interessanten Erscheinungen beruht auf einer mitunter frappirenden Aehnlichkeit in der petrographischen Ausbildung von verschiedenalterigen Gesteinsschichten.

So haben wir seinerzeit die grosse Aehnlichkeit der grauwackenartigen Sandsteine und kohligen Kalk-Schiefer der oberen Kalkzonen (paläozoisch nicht horiz.) mit den Sandsteinen und schwärzlichen Mergelkalkschiefern der unteren Kreidestufe (Neocom?) — dann der untercretacischen Gebilde (Lolin-Schichten) am Nordrande der nördlichen Kreidezonen mit den unteroligoenen Bildungen des Czarna Hora-Zuges constatirt. Es ist dies umso auffallender, als diese Bildungen, insbesondere aber im letzteren Falle, direct an einander grenzen und die Möglichkeit hier ausgeschlossen ist, dass sich die jüngeren Gesteine aus dem Trümmernaterialie der betreffenden älteren gebildet hätten.

Hierher ist auch die Erscheinung zu stellen, dass die krystallinischen Schiefer der oberen Abtheilung (paläozoisch nicht horiz.), so insbesondere am Pietrosu, fast direct dem krystallinischen Schiefer der älteren Abtheilungen ähnlich sind.

Es müssen dies Einflüsse gewesen sein, die erst nachträglich auf die bereits zur Ablagerung gelangten Schichten umändernd und zugleich gleichgestaltend wirkten — so im Allgemeinen ein Einfluss des Wasser- resp. Luftmeeres (in früheren Zeitepochen der Erde), andererseits mechanische Wirkung.

Eine fernere Gruppe von Erscheinungen bezieht sich auf eine merkwürdige Relation zwischen gewissen verschiedenalterigen Formationen, wie eine solche z. B. zwischen den Sandsteinbildungen der Kreideschollen und den oberen krystallinischen Kalkzonen im nördlichen krystallinischen Gebiete besteht und die — um eines Vergleiches zu gebrauchen — als ein gegenseitiges „Sichanziehen“ bezeichnet werden könnte.

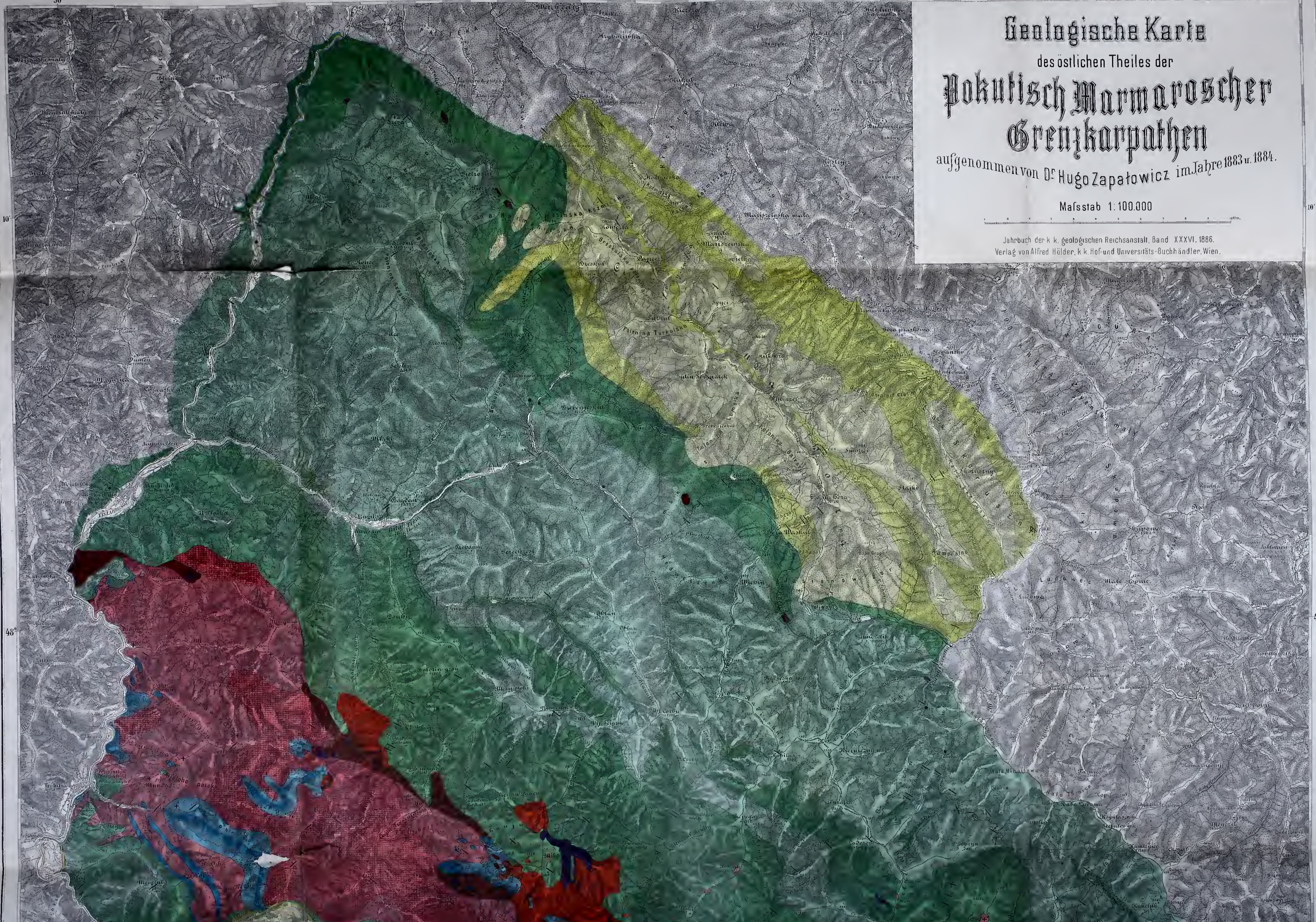
Eine ähnliche Relation, obwohl in einer anderen Bedeutung, besteht auch zwischen den fossilführenden typischen untereocen Nummulitenkalkbildungen und den echt karpatischen fossilleeren Kreide-

50 42° 10' 20' 30'

Geologische Karte  
 des östlichen Theiles der  
**Pokutisch Marmaroscher**  
**Grenzkarpathen**  
 aufgenommen von Dr. Hugo Zapotowicz im Jahre 1883 u. 1884.

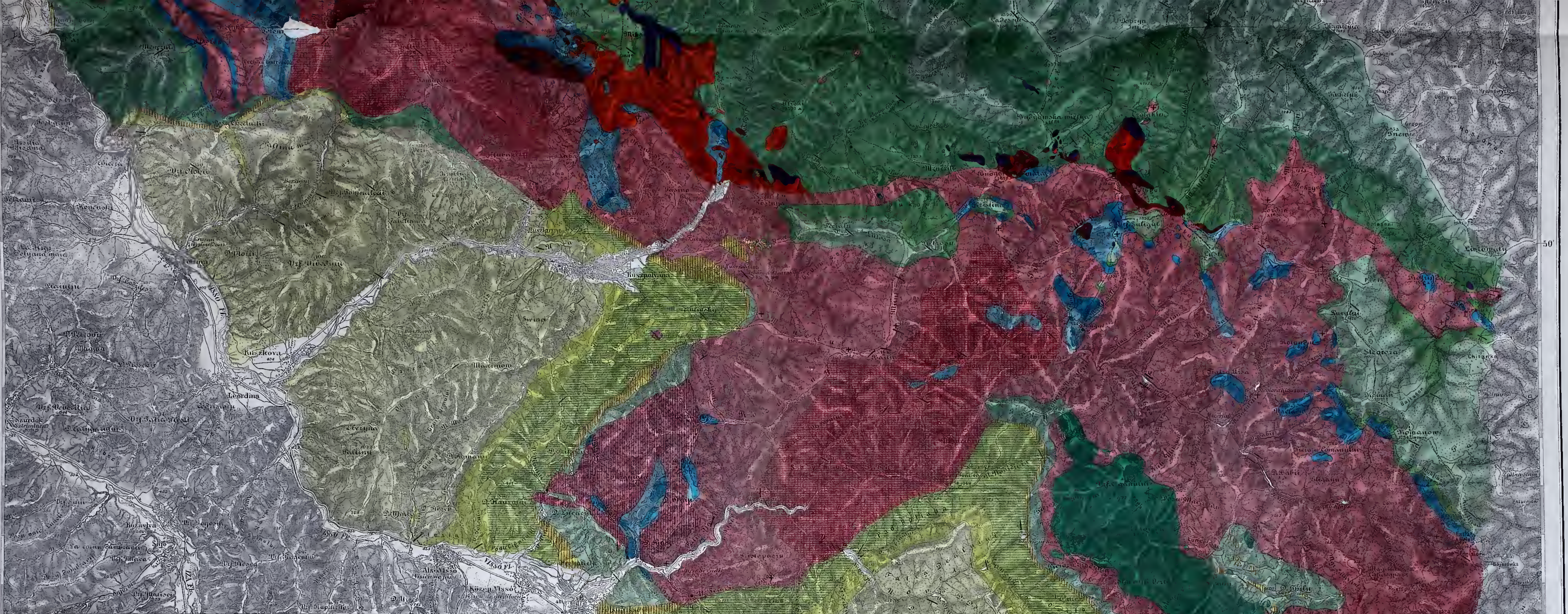
Mafsstab 1:100.000

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band XXXVI, 1886.  
Verlag von Alfred Hölder, k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.



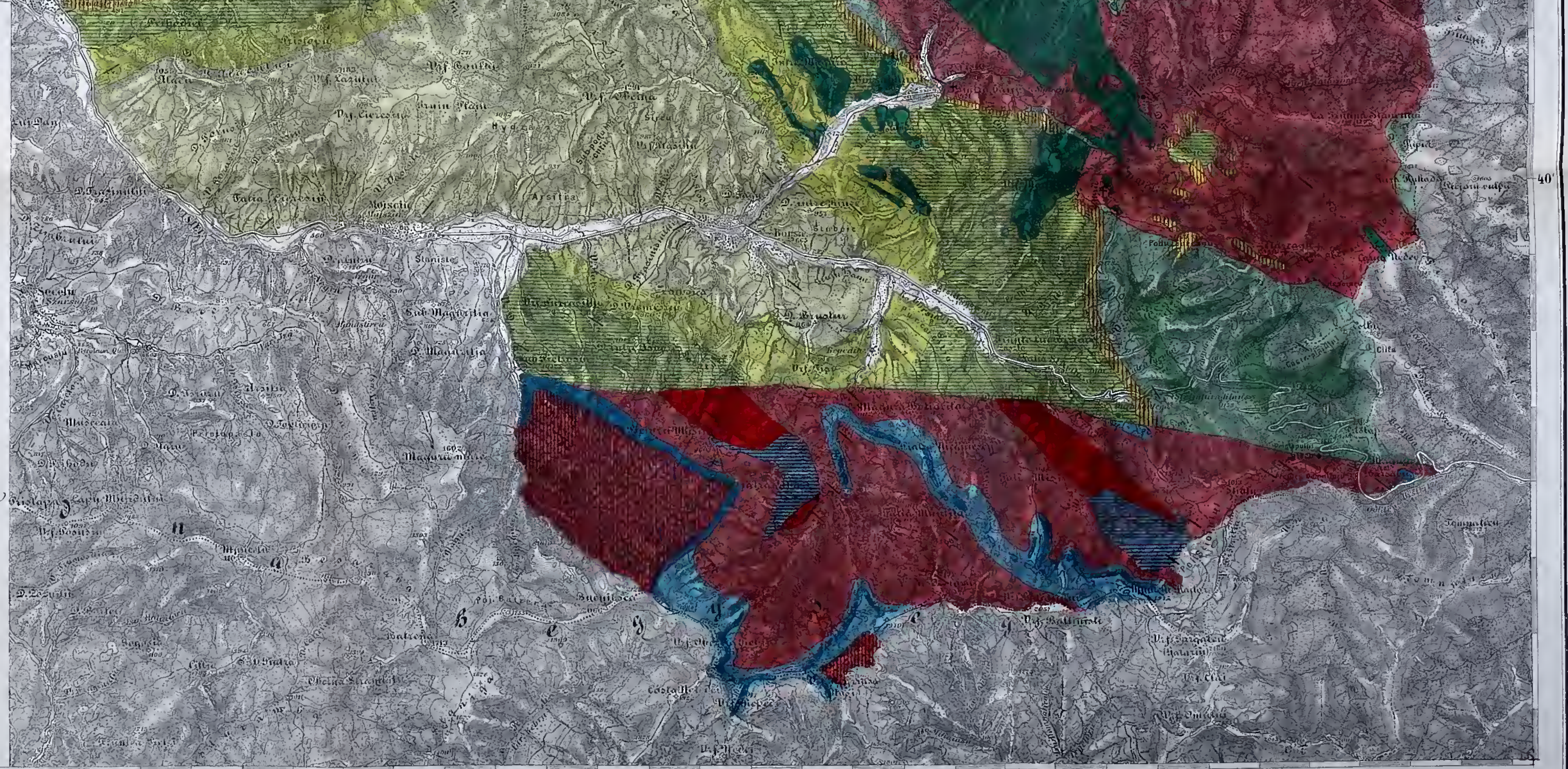
10'

46°



### Farben - Erklärung.

	Alluvium und Diluvium	
	Oberoligocener Sandstein (Magóro-Sandstein)	Känozoische
	Unteroilgocener Schiefer (Smilno-(Menilit) Schiefer)	Formationen
	Obereocener Sandstein und strzokaartige Schichten	
	Untereocener Kalkbildungen (Nummuliten und Brachiopodenkalk, Mergelschiefer)	
	Oberer Kreidesandstein-Conglomerat, Exogyrensandstein (Ober-Plänen)	Mesozoische
	Untere Kreidestufe (Hieroglyphenschichten, Inoceramenschichten (Unter-Plänen), tiefere Hieroglyphenschichten, Strzokasandstein, feste Conglomerate (Nearcom?))	Formationen
	Jurakalk (Czorsztyner und Strambergerkalk)	
	Triaskalk	
	Dyas (Verrucano)	
	Krystallinische Schiefer der oberen Abtheilung (Quarzglimmerschiefer, körnige Gneisse, Amphibolit)	paläozoisch
	Krystallinische Kalke (von vorwiegend hochkrystallinischer Kalkfacies (obere Zone) von vorwiegend quarzitischer-klastischer Facies)	nicht horizontal
	Krystallinische Schiefer (der mittleren Abtheilung (Phyllite, Quarzglimmerschiefer, Gneisse, Hornblende, Epidotgesteine, Kieselschiefer) von vorwiegend Schiefer Gneisse)	Primärformation
	Krystallinische Kalke (untere Zone)	
	Schiefer der unteren Abtheilung (glimmerarme Quarzschiefer)	
	Andesit, Propylit	
	Melaphyr	
	Diabasporphyr	Massengesteine
	Diabas und Tuffe	
	Kieselschiefervorkommen	
	Säuerlinge	
	Streichen und Fallen	



sandsteinen, und andererseits zwischen den untereocenen versteinungslosen Mergeln, und der fossilführenden Kreide-Sandsteinfacies. Hier wäre auch ferners die meist innige Verknüpfung der Massengesteine mit Kalk- und Schieferbildungen und das gänzliche Fehlen ersterer in den Sandstein-Conglomeratablagerungen anzuführen. —

In tektonischer Beziehung weist das Gebiet einen ziemlich complicirten Bau auf. Von den beiden Zügen krystallinischer Schiefergesteine entspricht der südliche, d. i. der krystallinische Stock der Rodnaer Alpen (der zugleich die grössten Höhlen im Gebiete erreicht) nur einer grossen Insel, indem derselbe in nicht weiter Entfernung gegen Osten, Süden, Westen und (wie man dies auf der Karte sieht) im Norden von viel jüngeren Sandsteinablagerungen bedeckt wird (vergl. v. Hauer's u. Stache's Geologie von Siebenbürgen). Aber auch der nördliche Zug, der einer Fortsetzung des krystallinischen Massivs der Bukowina entspricht, senkt sich gegen NW. bald unter die junge Sandsteindecke herab, indem in diesem Streichen bereits in dem Thalgebiete des Nagy Ag von Paul und Tietze keine krystallinischen Schiefergesteine mehr angetroffen wurden (vergl. Neue Studien).

Abgesehen von den paläozoischen nicht horizontirten Gebilden (obere Kalkzonen und obere Schieferabtheilung) die noch in einer mehr oder weniger nahen Beziehung zu dem altkrystallinischen Gebirge stehen, treten von den nächstjüngeren Formationen dyadische und triadische Bildungen auf, welche nur in einer schmalen Zone den Nord-Ostrand des nördlichen krystallinischen Zuges begleiten und sich demselben in allen den Fällen, wo sie unmittelbar auf demselben ruhen, wohl stets discordant anlagern. In dieser Randzone erreichen eine relativ grosse Mächtigkeit Massengesteine und Tuffe, die im Gegensatz zu den jungtertiären Andesiten des Trojaga-Gebirges, welche als Masseneruptionen bezeichnet wurden, auf eine Thätigkeit unterseeischer Vulcane zurückzuführen sind.

Die weitaus grösste Verbreitung im Gebiete erreichen dagegen Flyschgebilde, die in aufsteigender Reihe von der unteren Kreide (Neocom?) bis hinauf zum Oberligocen reichen, wobei jedoch die Stufenleiter im Bereiche der einzelnen Formationen selbst, keine vollständige sein dürfte. Die Flyschgebilde erscheinen im Gebiete in drei Zonen, resp. Mulden, vertheilt, von welchen die südliche den Raum zwischen den beiden krystallinischen Gebirgszügen muldenförmig ausfüllt, die nördliche sich an den nördlichen krystallinischen Gebirgszug anlehnt und die mittlere transgredirend über dem letztgenannten krystallinischen Zuge auftritt und eine Art von Ueberbrückung zwischen beiden ersteren Sandsteinzonen darstellt. Während jedoch die Schollen der Transgressionszone mit der südlichen Sandsteinmulde zum Theil noch in Verbindung stehen, erscheinen dieselben von der nördlichen Sandsteinzone überall, wenn auch mitunter nur durch einen auffallend schmalen Streifen von krystallinischen Schiefen der Primärformation, getrennt.

Die südliche Sandsteinmulde stösst mit ihrem Südrande von den krystallinischen Rodnaer Alpen discordant ab, während sich dieselbe im N. allem Anscheine nach stets, und zwar im östlichen Theile des Borsau- und Ruszpolyana-Beckens concordant, im westlichen Theile dieser Becken dagegen discordant an das alte Gebirge anlehnt. Wie die

südliche Sandsteinmulde im S. von den Rodnaer Alpen, fällt auch die nördliche Sandsteinzone im S. von dem nördlichen krystallinischen, respective altesozoischen Gebirge gänzlich discordant ab.

Ausser diesen zwei grossen Discordanzlinien, die in ihrem Verlaufe dem nördlichen Rande der beiden krystallinischen Gebirgszüge entsprechen, kommt noch eine fernere in der nördlichen Sandsteinzone selbst vor, die durch die Grenzlinie des unteren Kreidegebietes mit dem Oligocenzuge der Czarna Hora bezeichnet wird.

Das Streichen der Schichten ist, conform dem Hauptgebirgsstreichen im Gebiete, vorwiegend normal von NW. nach SO. gerichtet und ist demgemäss auch das Verfläichen der Schichten ein normales, d. i. vorwiegend ein südwestliches, respective nordwestliches. Ja es tritt das normale Streichen und Verfläichen der Schichten selbst in solchen Gebirgszügen ein, die orographisch genommen senkrecht zum Hauptgebirgsstreichen verlaufen, so zum Beispiel im Bokul-Zuge, zum grossen Theil auch im Barden-Zuge u. s. w.

In gewissen Gebietszonen herrscht jedoch ausschliesslich oder doch wenigstens vorwiegend ein anormales Streichen (von SW. nach NO.) und Verfläichen (nach NW. und SO.) der Schichten, so in dem grossen krystallinischen Lappen am unteren Riu Vaser, dem sich auch im SO. der unmittelbar austossende Theil des Borsa-Sandsteinbeckens, im NW. der Secrisiora-Sandsteinzug anpasst — ferner im Pop Iwan-Gebirge (im Bachgebiete des Bieli potok) und in dem im nordöstlichen Streichen gelegenen unteren Kwasny-Thale, sowie in dem Pietrosz-Gebirge.

Zwischen diesen Hauptbezirken des anormalen Streichens und Verflächens der Schichten, ist sonst im Gebiete ein ähnliches Streichen, respective Verfläichen nur hie und da und ganz local zu beobachten, so zum Beispiele im oberen Krywe-Thale, auf der Südseite von Mezi-potoki u. s. w.

Ähnlich wie der krystallinische Lappen am unteren Riu Vaser weit nach SW. vorgreift und durch seine Form auffällt, entspricht auch der cretaceische Pietrosz-Zug einem mächtigen Lappen, der sich nach der entgegengesetzten Richtung, nämlich nach NO., von dem Kreidegebirge abzweigt.

Da an den oben erwähnten drei grossen Discordanzlinien im N. stets überall viel jüngere Formationen auftreten, so entsprechen dieselben auch eben so vielen grossen Verwerfungszonen, in welchen das ältere Gebirge gehoben, respective das jüngere versenkt wurde.

In die mittlere dieser Störungslinien fällt auch der mächtige Eruptivzug des Farchen, in dessen directer südöstlicher Verlängerung wir vorher im Rin-Thale, in den paläozoischen (nicht horiz.) Zonen von Sniapenn und Suligali kleine Eruptivvorkommen beobachteten und in dessen weiterem Streichen auch die grosse Eruptivmasse der jüngeren Trojaga liegt. Es scheint somit diese Störungslinie auch gleichzeitig einer grossen Spalte zu entsprechen, an welcher einst die Eruptionsmassen emporstiegen.

In eben dieser mittleren Störungslinie haben wir in früheren Abschnitten wiederholt auch starke Schichtstörungen, so zum Beispiel im Obnuju-Thaleinrisse in der Farchen-Gruppe constatirt (pag. 538). In einem gewissen Zusammenhange scheint damit auch folgendes Naturereigniss



zu stehen, das ich im Sokolow-Thale, genau im südöstlichen Streichen von Farcheu, beobachtete. Als ich mich nämlich während einer botanischen Excursion im Jahre 1882, an einem schönen Augusttage in diesem Theile des Thales befand, hörte ich plötzlich eine dumpfe unterirdische Detonation, die ich mir nur mit einer localen Erdbewegung, d. i. in Folge Ueberspannung eingetretenen Verschiebung von Schichten an irgend einer Stelle im Innern des Gebirges erklären konnte. An ein Loslösen eines Felsblockes oder an eine andere Ursache war in diesem Falle schon deshalb nicht zu denken, als sich die dumpfe und dennoch gewissermassen starke und anscheinend meilenweit vernehmbare Detonation nicht mehr wiederholte. Ein Erzittern des Erdbodens habe ich nicht beobachtet.

In der nördlichen Störungszone erscheinen dagegen die bekannten jurassischen Klippenkalke mit Melaphyren, die an Längsspalten emporgepresst wurden.

Ein beredtes Zeugniß von der einstigen Thätigkeit von Vulcanen in dem Gebiete legen die zahlreich hier vorkommenden Säuerlinge<sup>1)</sup> ab, die sich an die drei grossen, das Gebiet von NW. nach SO. durchziehenden Störungslinien anreihen (vergl. Karte Taf. VI) und allem Anscheine nach auf natürlichen Spalten an den Tag gelangen.

Und zwar treten Säuerlinge, die vom Volke Borkut (aus dem ungarischen *Bor* Wein — eine Anspielung auf ihren sauren Geschmack) genannt werden, an folgenden Stellen auf.

In der nördlichen Störungszone: in Borkut Kwasy im Thale der Schwarzen Theiss; im Howerla- und Stohowec- (Weisse Theiss-) Thale; im Czeremosz-Thale unter Ludowiec, im Borkut und am Stefulec.

In der mittleren: bei Bocsko Rahó im Thale der vereinigten Theiss; im oberen Kwasny-Thale am Süd-Ostfusse des Pietrys; im oberen Rika-Gebiete in dem Nebenthale Lutosá; dann im Riu-Thale (Suliguli-Quelle); im Cisla-Thale oberhalb von Borsabánya (Alexander-Quelle) und hoch oben am Prislopului auf der Wasserscheide zwischen dem Borsia-Vissó und Bistritz-Flusse.

In der südlichen Störungszone schliesslich: bei Felsó Vissó im V. Vinului; im V. Seradie; dann oberhalb von Borsa in Gura Funtini.

---

<sup>1)</sup> In K. Siegmeth's Reiseskizzen (l. c.) sind von einigen dieser Säuerlinge chemische Analysen angegeben.

## Inhalts-Verzeichniss.

	Seite
<b>Einleitung</b> . . . . .	361
<b>Geologische Beschreibung</b> . . . . .	367
<b>A. Primärformation</b> . . . . .	367
<b>I. Südliche Zone</b> . . . . .	367
<i>a) Westlicher Theil der Rodnaer Alpen</i> . . . . .	367
(Vrf Pietrosu. — Vrf Rebri, Kalkzone von Repede, Vrf Negriasa.)	
<i>b) Oestlicher Theil der Rodnaer Alpen</i> . . . . .	374
(Petrographische Uebersicht der Gesteine; Vrf Pusdreloru. — Prislopului Stiolu, Kalkstock von Pietra Rei, Fatia Misilor und Muntilor, Pietra Nieguescu. — Das Repede-Bucuiescu-Thal.)	
<b>II. Nördliche Zone</b> . . . . .	380
<i>Petrographische Uebersicht der Gesteine</i> . . . . .	382
<i>Profil des Baitia-Berges</i> . . . . .	387
<i>a) Das Thalgebiet des Riu Vaser und des Schwarzen Czeremosz</i> . . . . .	389
(Unterstes Riu Vaser-Thal, V. Pesti. — Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale: Lunca Scradie, Lunca Balmos, Soymul, Cosi. — Das Novicioru-Thal. — Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale: Sniapenu, Bardo, bis Suliguli. — Botizului-Thal, Kalkzone von Kristina, Budyowska mała. — Albinec-Thal, Kalkzone von Suligul und Suliguli. — Lozdun-Thal, Kalkzone von Lozdun und Borkut (Grenzkamm). — Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale von Suliguli flussaufwärts. — Kalkmassen der Pietra Arsa, des Necladu und Coman. — Oberstes Riu Vaser-Thal, Kalkzone von Fatia Banului. — Crecela-Alpe und der Gebirgszug am linken Riu Vaser-Ufer: Magura Catarama, Lunca ciasa, Fagetu. — Cisla-Thal, Pietra baici, Ciarcanu-Gebirge, Phyllitbreccie von La Fintina Stancului. — Thal des Schwarzen Czeremosz. Kalkzone von Prełuki und Rotunduł, Stewiora-Thal. — Kalkfelsen von Mokrynów Kamieñ, Mokryn und Czolakiu; krystallinische Schieferinseln am Wasyłkowaty, Czolakiu, Prełuczny und im Bokuł-Zuge.)	
<i>b) Das Ruszpolyanaer Gebirge</i> . . . . .	422
(Krystallinische Geröllinseln bei Ruszpolyana, Rika-Thal. — Pentaja-Thal, Laba-Rücken. — Krywe-Thal, Capu Grossului-Kamm. — Kwasny-Thal, Czorny Groñ, Pop Iwan. — Zerban, Thal des Bieli potok. — Der Sczewora- und Menczul-Magura-Gebirgsrücken. — Das Theiss-Thal von Wilchowaty flussabwärts bis Trebusa, Kalkzonen daselbst und im Bieli potok-Thale.)	
<b>B. Dyasformation</b> . . . . .	436
<b>C. Triasformation</b> . . . . .	438
<i>Geographische Eintheilung der Randzone (Dyas und Trias)</i> . . . . .	438
<i>a) Randzone im Ruszpolyanaer Gebirge</i> . . . . .	439
Südwestlicher Theil (Streifen) derselben . . . . .	439
(Das Thal des Krywe-Baches. — Petricea-Felskamm. — Thaleinriss des Obnuju-Baches (Par. Obnuju). — Kwasny-Thal, Eruptivkuppe des Pietrys (Pietros), paläoz. mesoz. Bildungen auf der Berlebaszka, am Menczul, Soymul und im Theiss-Thale.)	

	Seite
Nordöstlicher Theil (Streifen) der Randzone im Ruszpolyanaer Gebirge (Kuppe des Farcheu. — Profil des Mihailecu-Berges. — Thalkessel auf der Südseite des Mihailecu (am oberen Paulik-Bache), Rugasiu- Rücken, Paulik-Bach, Thal des Rika-Flusses; allgemeine Betrachtungen.)	444
b) <i>Randzone im Grenzgebirge</i> . . . . .	454
(Czywczyn, Popadia. — Budyowska wielka und mała; Schluss- bemerkungen. — Triasinseln am Prełuczny- und Prełuki-Rücken; Nachträgliches über Eruptivvorkommen in den krystallinischen Kalk- zonen des Riu Vaser-Thales.)	
<b>D. Juraformation</b> . . . . .	459
<b>E. Kreideformation</b> . . . . .	459
<b>F. Eocenformation</b> . . . . .	459
<b>G. Oligocenformation</b> . . . . .	459
<b>I. Südliche Sandsteinmulde</b> . . . . .	460
a) <i>Borsa-Becken</i> . . . . .	460
(Thalgebiet des Borsia-Flusses. — Umgebung von Borsabánya. — Csla- Thal flussabwärts bis Borsa. — Umgebung von Borsa. — Thäler der Bäche Pietrosu, Hotarului und Dragasiu. — Thäler des Novetiu und des Noviciora. — Umgebung von Felső-Vissó: Westgehänge des Prihodiel, unterster Lauf des Riu Vaser, von F. Vissó thalabwärts.)	
b) <i>Ruszpolyanaer Becken</i> . . . . .	478
(Scerisiora-Zug, D. Prihodu und Lucaciu. — Umgebung von Rusz- polyana: Myzika- und Pentaja-Thal, Bucht von Menciul, Kwasnica-Thal. — Krywe-Thal, Vezi-Tomnatecu-Zug, Krasna (Frumseiva-) Thal und das Thal des Bystry potok. — Vissó-Fluss von Bisztra thalabwärts bis Rona polyana. — Theiss-Thal, das Menczul-Zółty-Kreidegebirge, allgemeine Gliederung der Kreide in der südl. Sandsteinmulde, Kreide- scholle bei Trebusa im Theiss-Thale.)	
<b>II. Zone der Kreidetransgressionen</b> . . . . .	494
(Die Kreidescholle von Sojmul, Plänerschichten daselbst, Versuch einer näheren Altersbestimmung der Kreidegebilde. — Kreidescholle des Bardeu (Pietrosu-) Pecialu. — Kreideschollen von Kristina, Suligul und Luston; der Pirie-Ihniatiasa-Kreidezug. — Kreide-Eocenscholle von D. Ghilu. — Kreide- und Eocengebilde auf der La Fintina Stancului und im Ciarcann-Gebirge.)	
Trojagaer Eruptivgebirge . . . . .	506
<b>III. Nördliche Sandsteinzone</b> . . . . .	511
<i>Allgemeine Eintheilung und geographische Verbreitung der Kreidegebilde</i>	512
<i>Petrographische Uebersicht der Kreidegesteine</i> . . . . .	515
a) <i>Südliche Zone der unteren Kreidestufe und der obercretacische Sandsteinzug</i> . . . . .	520
(Das Thal der vereinigten Theiss von Boeskö Rahó flussaufwärts bis Ustierkyi. — Thal der Schwarzen Theiss von Ustierkyi flussaufwärts bis Borkut Kwasy; der Felsen von Bostolec. — Das Körösmezöer Pietrosz-Gebirge; abgerutschte Sandsteinmassen am Pietrosul. — Thal der Weissen Theiss von Ustierkyi flussaufwärts bis Bogdan; Profil des Krywe-Rückens. — Thalgebiet des Kwasny-Baches, Kalktuff- ablagerungen im Masłokrut-Thale; Fortsetzung des Profiles nach N. im Bogdan-Thale. — Im Streichen des obercretacischen Sandsteinzuges von Bogdan Theiss-aufwärts bis in das Czeremosz-Thal; grobes Con- glomerat von Łuhi, Aufbrüche unterer Kreide in Łuhi u. s. w. — Aus dem Thale des Krywe-Baches (Par. Chirvi), über den Mezipotoki- Nieniska-Gebirgskamm in das Stiaul-Thal. — Im Streichen des ober- cretacischen Sandsteinzuges von der Nieniska zum Corbu, Stóg u. s. w.; Felsen am Ohlan, eigenthümliche Denudationserscheinungen; Ueber- sicht der obercretacischen Sandstein-Conglomeratbildungen. — Kreide- lappen auf der Südseite des Farcheu-Mihailecu. — Sokolów- und oberes Rika-Thal, Bokuł-Zug. — Budyowska wielka, Dobryn-Thal und die übrigen Seitenthäler des oberen Czeremosz-Flusses. — Oberes Czeremosz-Thal.)	

	Seite
b) <i>Nördliche Zone der unteren Kreide und das Oligocengebiet der Czarna Hora</i> . . . . .	545
(Thal der Schwarzen Theiss von Borkut Kwasy aufwärts bis Körösmező. — Thalerweiterung von Körösmező, obereocene Schichten daselbst, Bliznica-Zug in den Swidowec-Alpen. — Oberes Bogdan-Thal. — Fortsetzung des Profiles nach N. im Laszczyna-Thale. — Längs dem Kozmieszczek, bachaufwärts bis zur Howerla-Spitze. — Von der Howerla zum Pietrosz, und dann nach S. über den Lanczynieski groß zum Menczil; die Aehnlichkeit der Kreidegebilde von Menczil mit den Wernsdorfer Schichten. — Howerla-Thal. — Ueber den Brebenieskul-Rücken bis auf den Grenzkamm der Czarna Hora. — Bałcatuł-Thal und aus diesem bis auf den Czarna Hora-Kamm. — Vom Waskul auf den Pop Iwan und dann nach S. zum Poliwny. — Czeremosz-Thal von Zełeny flussaufwärts bis Szybeny. — Szybeny-Regieski-Thal. — Längs dem Smotrecki- (Minczolek-) Bache, bis auf den Kamm der Czarna Hora.)	
Zone der Juraklippen . . . . .	578
<b>H. Diluvium und Alluvium</b> . . . . .	580
<i>Sind Spuren einer einstigen Vergletscherung der Hochgebirgszüge im Gebiete vorhanden?</i> . . . . .	582
Schlussbemerkungen . . . . .	587

