

Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen.

Von Dr. Victor Uhlig.

Mit einer Kartenskizze (Tafel Nr. IV.)

Im Sommer 1882 wurde ich von Seite der Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt mit der geologischen Aufnahme der Blätter Brzostek und Strzyżów (Z. 6 C. XXV), Tyczyn und Dynów (Z. 6 Col. XXVI) und Mosćiska (Z. 6 Col. XXVIII) der österr. Generalstabkarte im Massstabe von 1:75.000 betraut. Das letztere Blatt fällt der Hauptsache nach in das Gebiet der mittelgalizischen Tiefebene und wird an einer andern Stelle näher besprochen werden; die beiden ersteren Blätter dagegen gehören dem nördlichen Theile der westgalizischen Karpathen an. Im Verlaufe der Aufnahme hatte ich jedoch auch Gelegenheit, grosse Theile der Blätter Jasło und Dukla (Z. 7 Col. XXV) und Duklapass (Z. 8 Col. XXV), welche sich südlich an das Blatt Brzostek und Strzyżów anschliessen, zu sehen und wurde so in die Lage versetzt, die geologische Zusammensetzung eines Theiles der westgalizischen Karpathen vom Nordrande bis an die ungarisch-galizische Landesgrenze kennen zu lernen.

So erwünscht es mir einerseits auch war, die Westkarpathen in ihrer ganzen Breite kennen zu lernen, so war ich doch andererseits durch die fast übergrosse Ausdehnung des Gebirgsterrains (ca. 45 Quadratmeilen), wozu noch die Aufgabe ein Blatt mittelgalizischer Ebene geologisch zu kartiren hinzukam, genöthigt, manche wichtige Detailfragen, die bei grösserem Aufwande von Zeit hätten leicht erledigt werden können, ungelöst zu lassen und Vieles nicht in der Weise durchzuführen, wie ich es selbst zu meiner eigenen Befriedigung gewünscht hätte. Dazu kamen noch die abnorm schlechten Witterungsverhältnisse des Jahres 1882, welche die Arbeit nur allzu häufig störten oder gänzlich unmöglich machten. Ich muss daher bitten, diese Häufung ungünstiger Umstände bei Beurtheilung der folgenden Zeilen in Berücksichtigung zu ziehen.

Zur Erleichterung der geographischen und geologischen Orientirung diene das Uebersichtskärtchen auf Taf. IV, in welches die orographisch und geologisch am meisten hervortretenden Bergzüge nach ihrem Verlaufe und ihrer Ausdehnung eingetragen wurden. Die Grenzen des

Kärtchens fallen nicht genau mit denen des Aufnahmegebietes zusammen, es mussten zur Vervollständigung des Bildes einige Gegenden in die Karte aufgenommen werden, die ich nicht Gelegenheit hatte näher zu studiren. Das gilt von dem nördlichsten schmalen Karpathenstreifen zwischen Dembica und Rzeszów, nördlich von dem, die Kartengrenze bildenden 50. Breitengrad, und von der Umgebung von Bóbrka bei Dukla. Dagegen wurde die östliche Hälfte des Blattes Tyczyn-Dynów, weil geologisch nicht besonders interessant, hinweggelassen. Im Texte werde ich mich nur über jene Gegenden verbreiten, die ich selbst in Augenschein nehmen konnte.

Die Sandsteinzone hat in dem von mir begangenen Theile vom Nordrande zwischen Dembica und Rzeszów bis zum Duklapass im Süden und die ungarisch-galizische Grenze eine Breite von 68 Kilom. und bildet den am weitesten nach Norden vorgeschobenen Karpathentheil. Das ganze Gebiet stellt sich orographisch als ein niederes Mittelgebirge dar, in welchem die einzelnen Berge die Höhe von 450 Meter selten übersteigen. Dasselbe wird von zwei grösseren, der Weichsel tributären Flüssen, Wislok und Wisloka, und ihren Nebenflüssen durchzogen. Während der letztere Fluss einen verhältnissmässig kurzen, im Grossen und Ganzen queren Verlauf zeigt, legt der erstere ziemlich grosse Strecken im Streichen des Gebirges zurück und hat bei geringerer Wassermenge einen längeren Verlauf. Die Wisloka entspringt im ungarisch-galizischen Grenzgebirge, am Beskid bei Radocyna und Lipna, in einer Höhe von circa 600 Meter¹⁾, bei ihrem Austritte aus demselben, bei Zmigród, hat ihr Bett eine Höhe von 291 Metern, bei Jasło die Höhe von 232 Metern und bei ihrem Austritte aus den Karpathen bei Pilzno die Höhe von 203 Metern. Aehnliche Verhältnisse zeigt der Wislokkfluss, der weiter östlich an den Abhängen der Hanasiówka seinen Ursprung nimmt und bei Krosno eine Höhe von 239 Metern, bei seinem Austritt aus den Karpathen südlich von Rzeszów die Höhe von circa 205 Meter besitzt.

Die ungarisch-galizische Grenzlinie bildet zugleich die europäische Hauptwasserscheide und verläuft grösstentheils schief auf das Streichen der Schichten und der Gebirgskämme. Der niedrigste Karpathenübergang, der von Dukla (502 Meter) zwischen Barwinek und Komarnik gehört diesem Theile der Karpathen an.

Aus dem nach Norden nur schwach abfallenden, welligen Hügel-land treten einzelne scharf individualisirte Bergzüge orographisch stärker hervor, die im Verhältniss zur hügeligen Umgebung den Eindruck von Gebirgen hervorrufen. Es sind dies der Liwoczzug bei Jasło, der ungarisch-galizische Grenzzug südlich von Zmigród und Dukla und ein langgestreckter Höhenzug, welchen ich nach zwei hervorragenden Bergen den Czarnorzeki-Helmzug nennen werde. Bei diesen Bergzügen, die ihre Höhe vornehmlich dem Eintreten von massigen Sandsteinen (des oberen Oligocäns und der mittleren Kreide) verdanken, kommt die geologische Streichungsrichtung auch in der orographischen deutlich zum Ausdruck, während das, zwischen den genannten

¹⁾ Sämmtliche Höhenangaben sind den Karten des k. k. militär-geographischen Institutes im Massstabe von 1 : 25.000 und 1 : 75.000 entnommen.

Bergzügen gelegene und meist aus Eocän und älterem Oligocän bestehende Hügelland nur selten eine deutlich ausgesprochene orographische Streichungsrichtung erkennen lässt.

Auch die nördlichste Zone zeichnet sich durch eigenartige Zusammensetzung aus, indem sich an ihrem Aufbau vorwiegend ältere Kreidgesteine, Oligocän- und Miocänbildungen beteiligen. Der Mangel massiger Sandsteine bringt es jedoch mit sich, dass die Gebirgsbildung hier nicht zur Aufthürmung orographisch auffallender Höhenzüge führen konnte. Wir werden uns daher wesentlich mit folgenden Gebirgstheilen zu beschäftigen haben: 1. mit dem Nordgürtel, 2. dem Helm-Czarnorzekizuge (Oligocän), 3. dem Liwoczgebirge (cretacisch) und 4. dem ungarisch-galizischen Grenzgebirge (cretacisch).

Der Helm-Czarnorzekizug beginnt seine geologische Entwicklung, nach den Untersuchungen von Bergrath Paul, in der Gegend von Sanok am San und zieht sich von da in der Richtung von SO nach NW nach Brzozów, wo er auch schon orographisch hervortreten anfängt. Zwischen Domaraz und Krosno gewinnt er dann, die alte Streichungsrichtung beibehaltend, seine grösste Breite und zugleich seine bedeutendste Höhe (Czarnorzeki 592 Meter, Królowska góra 541 Meter), um sich dann gegen Fryszak zu allmähig zu verschmälern. Bei diesem Städtchen wird er vom Wislok, der von Krosno an dem Gebirgsstreichen gefolgt ist, durchbrochen und erhält nun bis zum Durchbruch der Wisloka bei Brzostek ein Streichen, welches schon mehr von OSO nach WNW gerichtet ist. Zugleich verschmälert sich der Zug beträchtlich und büsst auch ziemlich viel an Höhe ein (Helm 532 Meter, Brzezina 492 Meter). Dieser Zug setzt nach Westen auch über die Wisloka hinüber, doch werden erst die diesjährigen Aufnahmen seine Erstreckung weiter zu verfolgen haben. Von Sanok bis Brzostek hat er eine Länge von ungefähr 76 Kilometer.

Viel kürzer stellt sich das Liwoczgebirge dar, welches nördlich von Jasło gelegen ist und vom Wislokafluss in eine niedrigere östliche und eine höhere westliche Hälfte getheilt wird. Die erstere besteht aus der Babia góra (388 Meter), der Wyrabiska (342 Meter) und Podzamcze und hat ein von OSO nach WNW gerichtetes Streichen, während die letztere die Przykra góra und den eigentlichen Liwocz (561 Meter) umfasst und sich von SO nach NW hinzieht. Daran schliesst sich westlich eine Reihe von über 400 Meter hohen Bergen, welche sich von ihrer Umgebung durch eine Höhendifferenz von ungefähr 100 Metern abheben und sich in fast rein ostwestlicher Richtung bis gegen den Bialafluss und die Trace der Tarnów-Orlóer Bahn erstrecken. Die diesjährigen Aufnahmen werden lehren, ob dieselben auch in geologischer Hinsicht eine Fortsetzung des Liwocz bilden.

Noch auffallender kennzeichnet sich landschaftlich als besonderes Gebirge der ungarisch-galizische Grenzzug, welcher das nördlich vorliegende Hügelland durchschnittlich um 300—350 Meter überragt, wie dies schon Szajnoch¹⁾ hervorgehoben hat. Der landschaftliche Gegensatz zwischen dem ersteren und dem letzteren ist ein ähnlicher, wie zwischen dem wellighügeligen Teschnerlande und den südlich davon

¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, p. 342.

aufsteigenden, aus Godulasandstein bestehenden Beskiden Schlesiens. Die Bevölkerung gibt diesem Contrast dadurch Ausdruck, dass sie nur den Grenzzug als „Karpát“ s. str. bezeichnet, das nördlich vorliegende Gebiet aber als „Subkarpát“ zusammenfasst. Der Grenzzug erreicht seine grösste Höhe in der Wątkowa Magóra mit 847 Metern. Er findet in geologischer Hinsicht seine Fortsetzung einestheils im Sároszer Comitát in Oberungarn, anderentheils in der Gegend von Grybów und Gorlice. Von den höheren Bergen des Nordgürtels, namentlich vom Kamieniec (460 Meter), Dembica SO geniesst man einen prächtigen Ausblick auf die ganze Breite der südlich vorliegenden Sandsteinzone und die genannten besonders hervorragenden Bergzüge, zu welchen sich in weiter Ferne bei reiner Luft und heiterem Wetter die kühnen Zacken der hohen Tátra hinzugesellen.

Bevor ich auf die Besprechung der einzelnen Formationsglieder eingehe, will ich mit einigen Worten der geologischen Literatur, die über die zu behandelnde Gegend vorliegt, gedenken¹⁾. Die geologische Uebersichtsaufnahme hat die Kenntniss des Gebietes nur insofern gefördert, als einige Menilitschieferzüge ausgeschieden wurden. Der betreffende Aufnahmebericht²⁾, mehr die weiter westlich gelegenen Gegenden berücksichtigend, enthält nur wenig auf unser Kartengebiet Bezügliches. Lipold³⁾ berichtete über die Eisensteine der Herrschaft Myscowa bei Zmigród; später erschien eine Notiz von Foetterle⁴⁾ über angebliche Eocän-schichten von Stasiówka bei Dembica, einer Localität, die unweit des Nordrandes des Aufnahmegebietes, doch schon ausserhalb desselben gelegen ist. Ueber die Miocänbildungen des Nordrandes liegt uns eine aus älterer Zeit stammende Notiz von Zeuschner⁵⁾ vor; über die Tegel- und Kohlenablagerung von Gródna dólina verdanken wir Windakiewicz⁶⁾, Paul⁷⁾ und Syroczyński⁸⁾ Mittheilungen, und zwar hat Windakiewicz vorwiegend die Lagerungsverhältnisse des Kohlenflötzes berücksichtigt, während Paul zuerst das Alter des Gródnaer Vorkommens bestimmt hat. Die geologischen Verhältnisse von Bóbrka wurden in Paul und Tietze's⁹⁾ „Neuen Studien in der Sandsteinzone der Karpathen“ besprochen. Auch die Localität Ropianka des hier zu besprechenden Gebietes wird in der Karpathenliteratur vielfach erwähnt. Bergrath Paul¹⁰⁾ benannte im Jahre 1869 nach dieser Localität einen Schichtencomplex, der mannigfache Deutungen erlitten hat und in der Geschichte der Karpathengeologie eine wichtige Rolle spielt.

¹⁾ Mit Ausschluss der nur die Petroleumvorkommnisse betreffenden Schriften.

²⁾ Jahrbuch der geolog. R.-A. 1859, X. Verhandlungen p. 121, 103, 183, 1860, XI. Verhandl. p. 95.

³⁾ Jahrbuch d. geol. R.-A. 1856, VII. p. 836—837.

⁴⁾ Conglomeratschichten im Karpathensandstein, Jahrb. geol. R.-A. Verhandl. 1865, p. 250. Vorkommen von Steinkohle im Karpathensandstein von Dembica in Galizien, ebendasselbst p. 159.

⁵⁾ Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1845, p. 85.

⁶⁾ Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1873, p. 253—254.

⁷⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1875, p. 264—266.

⁸⁾ Kosmos 1877, p. 68—73.

⁹⁾ Dieses Jahrb. 1879, p. 281—283.

¹⁰⁾ Dieses Jahrbuch 1869, 19. Bd., p. 276, vergl. auch Verhandl. der geolog. R.-A. 1875, p. 295, Geologie d. Bukowina, dieses Jahrb. 1875, p. 304.

Die neueste Zeit endlich brachte uns einen Aufnahmebericht aus der Feder des Herrn Dr. Szajnocha¹⁾, der die Kartenblätter Jaslo-Dukla und Duklapass bis an die ungarisch-galizische Landesgrenze im Auftrage des galizischen Landesausschusses geologisch aufgenommen und dieselben auch der Kartensammlung der geologischen Reichsanstalt einverleibt hat. Sein Aufnahmebericht enthält zahlreiche wichtige Daten zur Geologie des betreffenden Gebietes. Endlich habe ich noch einen Reisebericht von Bergrath Paul und die beiden Reiseberichte zu erwähnen, die ich selbst im Aufnahmesterrain verfasste und die in den Verhandlungen 1882, pag. 209, 222 und 306 zum Abdruck gelangt sind.

Die älteren Arbeiten von Pusch, Zeuschner u. A. enthalten nur wenige vereinzelte, auf unser Gebiet bezügliche Angaben, deren an den betreffenden Stellen gedacht werden wird.

Ich beginne nun mit der Schilderung und Besprechung der auftretenden Schichtgruppen.

Kreideformation.

Ropiankaschichten.

Im Nordgürtel, sowie im ungarisch-galizischen Grenzzuge erscheinen als die ältesten Schichten die grünlichen oder bläulichen, krummschaligen, kalkreichen Hieroglyphensandsteine mit Inoceramenresten, welche von Paul im Jahre 1869 nach der Localität Ropianka, südlich von Dukla, mit dem Namen Ropiankaschichten belegt wurden. Mit diesen Sandsteinen stehen in inniger Verbindung und Wechselagerung blaue, röthliche, grünliche und schwärzliche Thone, ferner helle, kalkreiche Fucoidenmergel und plattige Sandsteine und Conglomerate. Die Sandsteine zeigen fast stets ein feines gleichmässiges Korn, sind hart und glimmerreich. Der Kalkreichtum beschränkt sich zuweilen nur auf das Bindemittel, meist aber verräth er sich auch durch die netzförmig das Gestein durchziehenden weissen Kalkspathadern. Die mit Hieroglyphen bedeckte Oberfläche ist stets dunkel gefärbt und rauh. Die Sandsteinbänke sind nur sehr selten massig, und dann sind es stets nur vereinzelte Bänke, die derartig entwickelt sind, meist sind sie dünn und schiefrig ausgebildet. Der zwischengelagerte bläuliche Thon ist meist in reichlicher Menge vorhanden, ja er verdrängt den Sandstein zuweilen so sehr, dass die ganze Schichtgruppe eine vorwiegend thonige Zusammensetzung annimmt. Zuweilen kommt es zur örtlichen Ausbildung eines plattigen Sandsteines, der dann wenig Bezeichnendes aufweist.

Fleckenmergel mit zahlreichen Fucoiden und den bekannten schmutziggrauen Flecken fand ich nur im Nordgürtel vor. Sie treten dort als einzelne dünne Flötze dem Sandstein eingelagert auf und zeigen zuweilen die Beschaffenheit von Cementmergeln. Sie stehen mit dem Sandstein in so innigem Zusammenhang, dass man häufig Stücke auflesen kann, die auf der einen Schichtfläche Fucoidenmergel, auf der

¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1880, p. 304—309.

anderen Hieroglyphensandsteine sind. Diese Vergesellschaftung zeigt sich namentlich in den Schluchten von Babice bei Czudec in Chechly Ropczyce S. und in Gródna. Nach Vacek (Jahrbuch 1881, 31. Bd., p. 193) bilden die Fleckenmergel in der Gegend südlich von Drohobycz und Sambor in Ostgalizien eine höhere Abtheilung der Ropiankaschichten, die sich von der unteren, aus Hieroglyphensandsteinen bestehenden wohl unterscheiden lässt. Ein derartiges Verhalten zeigen die Fleckenmergel hier nicht, ihr Auftreten gleicht dem von Paul und Tietze (Studien p. 114) beschriebenen.

Die bereits erwähnten Thone, besonders die blauen, wiegen zuweilen, sei es als Zwischenmittel, sei es als selbstständige Bildung, stark vor. Manchmal stehen verschieden gefärbte Thone in decimeterdicken Bändern mit einander in regelmässiger Wechsellagerung und ertheilen dadurch den Aufschlüssen ein buntes Aussehen.

Die Conglomerate, die man zuweilen bankweise antrifft, haben eine sehr charakteristische Zusammensetzung, sie bestehen aus mehr minder grossen, meist ziemlich gut gerundeten Blöcken von hellweissem oder gelblichem Jurakalk (Tithon) und einem grünen, krystallinischen Schiefer. Die Grösse der einzelnen Bestandtheile ist ziemlich bedeutenden Schwankungen unterworfen; der grösste Jurakalkblock, den ich sah, war ungefähr kopfgross und von gerundeter Form, doch bilden dieselben genannten Bestandtheile auch einen Conglomeratsandstein, dessen einzelne Elemente höchstens 1 Centimeter gross sind. Dieses Conglomerat fand ich am schönsten in der Chechlyer Schlucht entwickelt vor¹⁾. Ausserdem sah ich in Globikowa, Dembica S., an einer Stelle, die später genauer beschrieben werden wird, in den dunklen Thonzwischenlagen des Sandsteines gerundete elliptische Blöcke eines schwärzlichen krystallinischen Gesteines. Dr. Hilber beobachtete Strandgerölle von Tithonkalk in den Ropiankaschichten zu Hussow (OSO Rzeszów).

Dem Vorkommen dieses Conglomerates haben besonders Paul und Tietze ihre Aufmerksamkeit zugewendet. Sie haben gezeigt, dass in den ostgalizischen Ropiankaschichten ebenfalls Conglomerate aus grünen, krystallinischen Gesteinen vorkommen, wozu sich in der Przemysler Gegend auch Jurablöcke hinzugesellen. Dieselben Conglomerate zeigt nach denselben Autoren der ostgalizische Salzthon, nur sind sie darin massiger entwickelt. Jurablöcke erscheinen nach Paul auch im Eocän von Mittelgalizien, während in dem von mir begangenen Gebiete dieses Schichtsystem derartige Bildungen vermissen lässt. Erst weiter westlich, in Schlesien, sind die Nummulitenschichten als Conglomerate in der ausgezeichnetsten Weise charakterisirt, doch fehlen gerade hier Jurablöcke fast vollständig, während sich die exotischen Jurablöcke

¹⁾ Foetterle beschrieb ein ähnliches Conglomerat von der Localität Stasiówka bei Dembica, welche knapp an der nördlichen Kartengrenze gelegen ist (l. c.). Ausser den von mir angegebenen Bestandtheilen erwähnt er als solchen auch einen rothen Porphyr, der aber, wie das in der Sammlung der geol. Reichsanstalt erliegende Stück zeigt, in Wirklichkeit ein Granit ist und wohl sicher dem erraticen Diluvium angehören dürfte. Das nordische Glacialdiluvium besitzt gerade am Nordrand eine ziemlich ausgedehnte Verbreitung, und ein Irrthum konnte in dieser Richtung bei den häufig ziemlich schlechten und unklaren Aufschlüssen leicht eintreten.

des Teschner Neocoms als Analogon unserer Conglomerate betrachten lassen.

Sehr bemerkenswerth scheint der Umstand zu sein, dass derartige Conglomerate nur in den Ropiankaschichten des Nordgürtels vorkommen, im Grenzzuge aber, der sich doch in grösserer Nähe zu heute bestehenden älteren Gebirgen befindet, gänzlich zu fehlen scheinen. Es kommen daselbst wohl einzelne Bänke von grobkörnigem, conglomeratartigem Sandstein vor, wie zu Ropianka, jedoch ohne grüne krystalinische Schiefer und Tithonblöcke. (Vergl. weiter unten bei Besprechung des Nordgürtels.)

In petrographischer Beziehung gleichen die Ropiankaschichten, die sich stets durch ziemlich hohen Kalkreichtum auszeichnen, einigermaßen den krummschaligen Hieroglyphensandsteinen des Eocän (obere Hieroglyphenschichten Paul und Tietze), doch nur selten so sehr, dass bei guten Aufschlüssen eine Verwechslung zu befürchten wäre. Denn wenn das Eocän auch stellenweise eine den Ropiankaschichten ähnliche Beschaffenheit, wie einen gewissen Grad von Kalkgehalt, bläuliche Färbung und Glimmerreichtum annimmt, so zeigt es doch nie jene eigenthümliche Vergesellschaftung von Gesteinen, die eben für die Ropiankaschichten namhaft gemacht wurde. Nur der Umstand, dass auch in echten Ropiankaschichten die besonders auffallenden und kennzeichnenden Gesteinstypen, wie die Fleckenmergel und die Conglomerate, nicht allenthalben entwickelt sind, und namentlich mangelhafte Aufschlüsse können stellenweise Zweifel aufkommen lassen.

Die Beschaffenheit und Zusammensetzung der Ropiankaschichten im Nordgürtel ist nicht absolut dieselbe wie im ungarisch-galizischen Grenzgebirge. Es wurde schon im Vorhergehenden erwähnt, dass die Fleckenmergel und Conglomerate in den Ropiankaschichten des letzteren Gebietes zu fehlen scheinen. Szajnocha¹⁾ erwähnt zwar, dass in den Ropiankaschichten des Gorlicher und Duklaer Gebietes auch Fleckenmergel vorkommen, doch spielen sie jedenfalls nur eine untergeordnete Rolle. In Ropianka selbst bilden nach den geologischen Beobachtungen beim Petroleumbergbau — die natürlichen Aufschlüsse gerade dieser Localität sind ziemlich kärglich — plattige, ölführende Sandsteine mit Hieroglyphen die liegende Partie; darüber folgt eine vorwiegend thonige Entwicklung mit wenig Sandsteinbänken, und zu oberst liegen rothe Thone, mit blauen und grünlichen Thonen in Bändern wechsellagernd. Die rothen und grünen Thone bilden auch die Zwischenlagen der ersten massigen Sandsteinbänke der nächstfolgenden Schichtgruppe des massigen, mittelcretacischen Sandsteins. Auch Szajnocha machte die Beobachtung, dass die rothen Thone häufig die hangende Partie der Ropiankaschichten bilden. Es scheint dies namentlich im nördlichsten Zuge der Ropiankaschichten des Grenzzuges, weniger in den Aufbrüchen im Inneren des Gebirges selbst der Fall zu sein.

Sehr gut kann man die Zusammensetzung der Ropiankaschichten im Aufbruche von Swiątkowa studiren, wo nebst den schon gekennzeichneten Gesteinstypen auch Thoneisensteinbänke mit Fucoiden, eigenthümliche grüne tuffige, grüne kieselige Sandsteine, und einzelne bis zu

¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1880, pag. 306.

2 Meter mächtige mürbe, ziemlich grobkörnige Sandsteinbänke vorkommen. Die Mergelschiefer, welche die erwähnten dünnen Thoneisenflötze begleiten, fallen namentlich durch grossen Fucoidenreichtum auf.

Fast stets aber zeichnen sich die Ropiankaschichten des Grenzgebirges durch mächtige und reichliche Entwicklung des blauen Thones aus, der in so hohem Grade vorwiegt, dass er zur Bildung ausgedehnter Rutschterrains Anlass gibt. Namentlich nach starken und andauernden Regengüssen, wie sie gerade das Jahr 1882 in übergrosser Menge darbot, bilden sich förmliche Schlammströme und Muren von bläulich-grünlicher Färbung, die gegen die Thalsohlen herabgleiten. Die einzelnen im Thone eingeschlossenen schiefrigen Sandsteinbänke werden dabei zerbrochen und erscheinen nun regellos, mit scharfen Ecken und Kanten versehen, dem Thone eingelagert. Auch der Thon selbst besitzt keine gleichmässige Beschaffenheit, da in dem weicheren Brei kleine, eckige und kantige Fragmente von härterem Thone eingeschlossen sind, so dass der blaue Thon wie eine zerhackte Masse aussieht. Angesichts solcher Aufschlüsse, wie sie die Thäler von Bartne, Świątkowa, Desznica u. s. w. darbieten, wird man lebhaft an die Schilderungen erinnert, welche die italienischen Geologen von den namentlich im nördlichen Apennin der Provinzen Bologna, Reggio, Modena, Parma stark entwickelten *argille scagliose* gegeben haben. Nur ist im Apennin diese Bildung viel grossartiger und mächtiger und erhält dadurch eine eigenartige Beschaffenheit, dass sie von den bekannten, so vielfach misdeuteten Salsen, von Serpentin und ähnlichen Gesteinen begleitet ist. Dagegen bestehen im Petrolgehalt und der weiter unten zu besprechenden Fossilführung weitere Analogien.

Die weiche Beschaffenheit der Ropiankaschichten, welche den mechanischen Druckwirkungen der Gebirgsbildung nur wenig Widerstand entgegensetzen konnte, ist es offenbar auch, welche die so häufig zu beobachtenden zahllosen secundären Faltungen, Knitterungen und Knickungen dieser Schichten bedingt¹⁾, deren Vorhandensein alle Beobachter gleichmässig hervorheben. Paul und Tietze²⁾ hiegegen sind geneigt, darin die Spuren einer, vor der Haupt-Hebungs- und Faltungsperiode eingetretenen Faltung zu erblicken, deren Tendenz mit der nachherigen Hauptfaltung nicht übereinstimmte. Auch Stache³⁾ sprach einen ähnlichen Gedanken aus, indem er das Vorkommen der Ropiankaschichten in Oberungarn zu einer Zeit, als dieselben noch für Eocän galten, ein klippenartiges nannte und diese Schichten mit den neocomen Hüllgesteinen der südlichen penninischen Klippenlinie verglich. Petrographische und tektonische Aehnlichkeiten waren es, welche dem genannten Forscher schon damals die Vermuthung vom cretacischen Alter der Ropiankaschichten aufdrängten.

Beobachtungen, wie die folgende, legen die oben ausgesprochene Vermuthung, dass nur die Plasticität des Gesteines die vielfachen Faltungen

¹⁾ Vergl. Baltzer, der Glärnisch etc. 1873, pag. 49. Baltzer's Ausführungen gipfeln in dem Satze: „Je thonreicher eine Schicht, desto grösser unter sonst gleichen Umständen ihre Biegungsfähigkeit.“

Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung II., pag. 39, 40.

²⁾ Studien, pag. 127.

³⁾ Dieses Jahrbuch 1871, 21. Bd., pag. 411.

bedinge, sehr nahe. In den Schluchten nördlich von Czudec, im Nordgürtel der Karpathen, haben die Ropiankaschichten eine stark thonige Zusammensetzung und bestehen aus blauem Thon mit eingelagerten dünnen, schiefrigen Sandsteinlagen. Demgemäss erscheinen sie in der abenteuerlichsten Weise zusammengeknittert und in zahllose Fältchen gelegt, wie dies die Schlucht, die vom Czudecer Kalkofen zur Stadt führt, besonders deutlich erkennen lässt. Derselbe Zug von Ropiankaschichten besteht bei Babice, östlich von Czudec, aus Hieroglyphensandsteinen, Schiefern und Fleckenmergeln mit schwachen, thonigen Zwischenlagen und ist also an dieser Stelle schon aus festerem Material aufgebaut; es sind wohl auch noch ziemlich zahlreiche Knickungen und secundäre Faltungen vorhanden, aber bei weitem nicht so viele wie bei Czudec, und die Länge der Faltenschenkel ist stets eine bedeutend grössere. Bei Olympów, Czudec NW, setzt sich derselbe Zug aus plattigen, ziemlich dickschichtigen, festen Sandsteinen mit wenig Thonzwischenlagen zusammen und zeigt hier ein fast durchaus gleichbleibendes Einfallen nach NW. Man sieht da sehr deutlich, wie sehr das Vorkommen secundärer Faltungen von der physikalischen Beschaffenheit des Materials abhängig ist.

Im Grenzgebirge kann man die Beobachtung machen, dass die Ropiankaschichten an der Grenze gegen die darüber lastenden, massigen und grobbankigen Sandsteine selten geknickt sind, auch wenn sie eine möglichst weiche, thonige Zusammensetzung haben. Es dürfte dies wohl auf den gewissermassen schützenden Einfluss zurückzuführen sein, den die grobbankigen Sandsteine, die ungefalted sind oder nur wenige Falten von grosser Wellenlänge bilden, auf ihre nächste Nachbarschaft ausüben. Bekanntlich sind die Ropiankasandsteine fast stets von einem dichten Netz weisser Kalkspathadern durchzogen; die Sprünge im Gestein, die dies voraussetzt, könnten wohl durch die vielfache Faltung erzeugt worden sein. Zuweilen sieht man mit weissen Netzadern versehene Sandsteine, die aber ausserdem noch von jüngeren Sprüngen dicht durchzogen sind, welche nur erst zum Theil verkittet und ausgefüllt sind.

Die Erscheinung der secundären Faltung findet sich bei den Ropiankaschichten zwar am ausgezeichnetsten, aber nicht ausschliesslich vor. So sind bisweilen auch die oberen Hieroglyphenschichten des Eocäns bis zu einem gewissen Grad secundär gefaltet und häufig auch die Menilitschiefer. Auch da kann man wieder die Beobachtung machen, dass, je weicher und thonreicher ein Schichtsystem ist, es desto mehr zur secundären Faltung hinneigt. Auch die Dicke der Schichten scheint diesbezüglich eine wichtige Rolle zu spielen, da zuweilen auch die schmalen dünnen Bänken der Menilithornsteine trotz ihrer bedeutenden Härte, wenn auch nicht direct gefaltet, so doch schwach wellig gekrümmt sind.

Der oben angeführte Kreidezug von Czudec ist zugleich ein Beispiel von der verschiedenartigen Zusammensetzung eines und desselben Zuges im Verlaufe seines Streichens, während es anderentheils auch Localitäten gibt, welche auf engem Raume die mannigfaltigsten Gesteinstypen vereinigen, wie die östliche Schlucht von Chechły, Ropczyce S., wo blaue und bunte Thone, Hieroglyphensandsteine und Schiefer, Sandsteine mit Kohlenbrocken, grüne und dunkle tuffige Sandsteine, glauko-

nitische Sandsteine, die oben geschilderten Conglomerate, dickbankige Sandsteine und Fleckenmergel zusammen vorkommen.

Wenden wir uns nun der Frage nach dem geologischen Alter der Ropiankaschichten zu.

Da die meisten bisher im Complexe der Ropiankaschichten aufgefundenen Versteinerungen an mehr schiefrig-mergelige oder kalkige Lagen geknüpft waren, wie die Ammonitenvorkommnisse von Pralkowce bei Przemysl, so galten diese Schichten in ihrer typischen Form als kalkreiche Hieroglyphensandsteine (Strzolkafacies) lange für nahezu versteinierungsfrei, bis es Dr. Szajnocha¹⁾ gelang, Reste von Inoceramen und ein freilich specifisch nicht bestimmbares *Phylloceras* darin aufzufinden. Walter und Dunikowski²⁾ haben im Grybow-Gorlicer Gebiete, westlich von unserem Territorium, ebenfalls zahlreiche Inoceramenfunde gemacht. Dr. Hilber fand, einer freundlichen Mittheilung zufolge, Inoceramenfragmente zu Hussow, östlich Rzeszów, und ich selbst sammelte diese Fossilien in Czudec, Rzeszów SW, Olympów (Gemeinde Iwierszyce), Rzeszów WSW, und zu Swierzowa im ungarisch-galizischen Grenzzuge. In dem Bachrisse, welcher vom Försterhause nördlich von Czudec gegen das östliche Ende dieses Städtchens verläuft, sind die Ropiankaschichten gut aufgeschlossen und enthalten die Inoceramen gar nicht selten, doch sind die Exemplare in meist mehr minder fragmentarischem Zustande im Gesteine eingeschlossen. Die Exemplare gehören zwei Arten an, die sich mit bisher beschriebenen nicht identificiren lassen. Die eine Art von Czudec zeichnete sich durch riesige Grösse und sehr dicke Schale aus, indem die Schalendicke 8 Millimeter beträgt. Der allgemeine Umriss der Form ist nicht genau zu ersehen. Die andere Art, welcher Fragmente von Czudec und Swierzowa angehören dürfte, hat dünnere Schale, geringere Grösse und sehr scharfe Anwachsflächen. Sie gleicht einigermaßen dem in letzter Zeit so häufig zum Vergleich mit den Formen der Ropiankaschichten herbeigezogenen *Inoceramus Haueri* Zugm. vom Leopoldsberge bei Wien. Man sollte indessen diese Identification nicht allzu rasch und wie selbstverständlich vornehmen; die grosse Analogie und Gleichartigkeit in der gesammten Erhaltungsweise lässt manche Aehnlichkeiten gar leicht grösser erscheinen als sie wirklich sind, und thatsächliche Abweichungen unterschätzen oder übersehen. Bei allen Exemplaren ist nur die äussere prismatische Schalenlage erhalten.

Selbst wenn die von Einigen als feststehend betrachtete Identification mit *Inoc. Haueri* richtig ist, ist damit für die Altersfrage der Ropiankaschichten noch wenig gewonnen, da dieses Fossil aus Schichten stammt, deren Alter noch nicht näher fixirt ist. Indessen beweisen die Ammoniten- und Aptychenfunde von Herbich³⁾ und Paul⁴⁾ in Siebenbürgen und der Bukowina, ferner die Ammonitenfunde von Niedzwiczki⁵⁾, bei Przemysl, zur Genüge,

¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1860, p. 306.

²⁾ Geologiczna budowa naftonosnego obszaru zachodnio-galicyjskich Karpat. Kosmos, Lemberg 1882, p. 86.

³⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1873, p. 282—285.

⁴⁾ Geologie der Bukowina, Jahrbuch 1875, p. 321, Verhandl. 1872, p. 289.

⁵⁾ Dieses Jahrbuch 1876, 26. Bd., p. 336.

wie dies aus den Ausführungen von Paul und Tietze¹⁾ und Vacek²⁾ klar erhellt, dass man es in den Ropiankaschichten mit untercretacischen Bildungen zu thun habe, mit ungefähren Aequivalenten der Teschner und Wernsdorfer Schichten Schlesiens. Noch schwieriger dürfte übrigens die Frage zu lösen sein, in welcher neocomen Unterstufe wir uns den Beginn der Ropiankafacies zu denken haben, ob dieselbe auch die ältesten Niveaus der Berrias- und Belemnites latuschichten mitumfassen oder nicht. Gegenwärtig liegen zur Lösung dieser Frage noch keine Anhaltspunkte vor, doch scheint es, dass dieselben durch genauere Forschungen in der Bukowina vielleicht gewonnen werden könnten, wo die Ropiankaschichten, nach Paul, mit älteren, weiter westlich fehlenden Kreidebildungen in Verbindung stehen. Auch der Fortschritt unserer geologischen Aufnahmen nach Westen und ein genaues paläontologisches Studium der Fossilreste der Teschner Schichten³⁾ wird vielleicht in dieser Beziehung klärend wirken können.

Ungefähr dasselbe Alter wie die Ropiankaschichten besitzen auch die weiter unten zu besprechenden Liwoczschiefer. Die darin vorkommenden Fossilien können aber streng genommen vorläufig nicht als beweisend für das neome Alter der Ropiankaschichten angesehen werden, wie etwa die Przemysler Ammonitenschichten. Die letzteren stehen mit Gesteinen vom Charakter der Ropiankaschichten in so innigem Zusammenhange, dass man sie davon nicht leicht trennen kann. Ein derartiger Zusammenhang ist für die durchaus gleichartigen und als selbstständige Facies erscheinenden Liwoczschichten, soweit man sie bis jetzt kennt, nicht erweisbar; doch wäre es sehr wohl möglich, dass sie sich im Streichen mit Ropiankaschichten verquicken, und dann würde man auch die Fossilien der Liwoczschichten zum Altersbeweise für die Ropiankaschichten heranziehen können. Jedoch insofern kommt ihnen doch Bedeutung zu, als Liwocz- wie Ropiankaschichten von demselben grobbankigen oder massigen Sandstein überlagert werden, welcher, da er in dem einen Falle sicher mittelcretacisch ist, es auch in dem andern sein muss. Interessante und wichtige Resultate sind von einer näheren Untersuchung der Gegend südlich von Wieliczka zu erwarten, die bisher bekanntlich mehrere, sicher neome Versteinerungen geliefert hat.

Die Inoceramen der Ropiankaschichten bieten uns vorläufig nur eine allgemeine Bestätigung des cretacischen Alters derselben, zur näheren Horizontirung tragen sie gegenwärtig nichts bei⁴⁾.

¹⁾ Studien p. 114—117, 62.

²⁾ Dieses Jahrbuch 1881, 31. Bd., p. 194, 195.

³⁾ Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Sch., Denkschr. d. kais. Akad. d. W. Wien, XLVI, 1863, p. 26, 27.

⁴⁾ In der vorhin citirten, in polnischer Sprache erschienenen Abhandlung der Herren Walter und Dunikowski (Geologischer Bau des Naphtadistrictes der westgalizischen Karpathen, Lemberg 1882) begegnet man einer etwas abweichenden Anschauung über das Alter der Ropiankaschichten, welche sich zunächst auf die Ergebnisse der von Dunikowski vorgenommenen Inoceramenbestimmung stützt. Die beiden Herren sagen darüber wörtlich Folgendes (nach gefälliger Uebersetzung durch Herrn Dr. G. v. Bukowski) p. 86: „Was nun das geologische Alter der Ropiankaschichten betrifft (wir beschränken uns ausschliesslich auf unser Gebiet), so müssen wir gestehen, dass Alles dafür spricht, dass es ein mittelcretacisches und sogar vielleicht obercretacisches, und keineswegs neomes ist. Wir fanden Inoceramenreste,

Da diese Muscheln übrigens auch in einigen bestimmt horizontirten Schichten der Karpathen vorkommen, wie in den Wernsdorfer Schichten, und nach Niedzwiezki¹⁾ im Neocom südlich von Wieliczka, so ist es nicht unwahrscheinlich, dass diese für die obere Kreide so wichtigen Fossilien auch für die Flyschfacies der unteren Kreide eine grössere geologische Bedeutung gewinnen werden, wenn man nur ihrem Vorkommen fortgesetzte Aufmerksamkeit zuwenden und ein reichlicheres Material palaeontologisch bearbeiten wird. Ausserdem verdienen sie auch deshalb unsere Beachtung, weil sie sich, wie es immer mehr den Anschein gewinnt, als die charakteristischen oder specifischen Fossilien der cretacischen Flyschfacies darstellen. Vielleicht erscheinen sie daselbst in mehreren Niveaus. Man kennt *Inoceramen*reste nicht nur von zahlreichen Localitäten der Ropiankaschichten Westgaliziens, man kennt sie nicht nur aus Schlesien und vom Leopoldsberge, — in neuerer Zeit wurden auch in den ostgalizischen Ropiankaschichten von Herrn Olszewski derartige Thierformen entdeckt und prächtige grosse Exemplare haben Salzburger Forscher im dortigen Flysch aufgefunden.

von denen sich unzweifelhaft bestimmen liessen: *Inoceramus Cripsi* Mant., *Inoc. Brongniarti* Sow., *I. Haueri* Zugm., *I. concentricus* Sow. Die zwei ersten können auch im Neocom vorkommen (sich!), sie kommen aber vorwiegend in der oberen und mittleren Kreide vor; was *I. Haueri* betrifft, so ist es nicht ganz sicher, dass die Schichten des Leopoldsberges bei Wien zum Neocom gehören.“ Mit diesen Bemerkungen glauben die Verfasser die palaeontologisch-stratigraphische Seite einer Frage genügend erörtert zu haben, welche als Grundlage für eine neue, von den bisherigen Ansichten grösstentheils abweichende Deutung der westgalizischen Schichtgruppen dienen soll. Die Ungereintheit derselben ist so auf der Hand liegend, dass es fast überflüssig ist, auf die Widerlegung dieser Zeilen näher einzugehen. Wenn *Inoc. Cripsi* und *Brongniarti* wirklich auch in Neocom vorkommen können, warum sollte denn nicht gerade dies ein solcher Fall sein? Leider geben die Herren Verfasser nicht an, worauf sie ihre Behauptung vom Vorkommen der genannten Arten im Neocom gründen. Schlüter weist in seiner trefflichen Schrift „Zur Gattung *Inoceramus*“ (Palaeontographica XXIV, 1876—77) nach, dass *I. Brongniarti* auf das Turon, *I. Cripsi* aber auf das Senon beschränkt sei, und daran wird man wohl so lange festzuhalten haben, als nicht sichere Nachweise für ein anderweitiges Verhalten dieser Arten erbracht sind. Dass *I. concentricus* eine Gaultform ist, müsste in den Ausführungen der genannten Verfasser eine wichtige Rolle spielen, sie erwähnen dies aber nicht einmal. Die Richtigkeit der Bestimmungen vorausgesetzt, würde wohl jeder Geologe aus dem Zusammenvorkommen einer Gaultspecies, einer Leitform des Turons und einer des Senons mit einer Art aus nicht näher bestimmtem Niveau offenbar schliessen, dass man es da mit einer obercretacischen Ablagerung zu thun habe, in welche eine Gaultform hinaufreiche. Die Verfasser aber entscheiden sich aus nicht näher verrathenen Gründen für mittlere Kreide. Die von Walter und Dunikowski gegebenen Bestimmungen würden, wenn richtig, wohl genügen, um die Anschauungen, die man bisher mit Hinsicht auf die Petrefactenfundorte in der Umgebung von Przemyśl und das schöne Profil von Spas für wohlbegründet hielt, umzustossen, allein so lange nicht palaeontologisch sichere Erweise für die betreffenden Bestimmungen erfolgen, wird man wohl nicht auf eine erneuerte Discussion der Altersfrage der Ropiankaschichten eingehen können. Uebrigens scheint die Arbeit mehr für das heimathliche Bedürfniss als für wissenschaftliche Kreise berechnet zu sein, da sie ja nicht in einer jener Sprachen abgefasst ist, in welcher die auf wissenschaftliche Berücksichtigung Anspruch erhebenden Arbeiten geschrieben zu sein pflegen. Wie ich höre, tragen sich die Verfasser mit der dankenwerthen Absicht, ihre Ansichten auch in deutscher Sprache zu veröffentlichen, und dann wird man ja eine allgemein verständliche Grundlage für weitere Discussionen haben.

¹⁾ Geologische Verhältnisse der Salzformation von Wieliczka und Bochnia (nur in wenigen, autographisch vervielfältigten Exemplaren erschienen) 1880, pag. 10.

Ferner kennt man schon seit längerer Zeit Inoceramenreste aus verschiedenen Localitäten des oberitalienischen Flyschterritoriums, wo sie in Begleitung vereinzelter Ammoniten, namentlich in der Facies der sogenannten *argille scagliose*, wenn auch als grosse Seltenheiten, vorkommen. Leider scheinen diese Reste in Oberitalien nicht genügend gewürdigt worden zu sein. Manche italienische Geologen betrachten die dortigen gesammten Flyschbildungen doch noch immer mit Vorliebe als eocän und halten derartige Vorkommen theils für *exotica*, theils denken sie an eine local länger andauernde Existenz der Genera *Inoceramus* und *Ammonites*; Anderen aber erscheint es als sichergestellt, dass wenigstens ein Theil der *argille scagliose* den erwähnten Funden zufolge der Kreide angehören müsse. Mit Rücksicht darauf, dass die Inoceramen ihre Hauptverbreitung in der oberen Kreide erlangen, und in Anbetracht der mittelcretacischen Fossilien der florentinischen *Pietra forte* sind sie allerdings geneigt, nur an eine Vertretung der mittleren und oberen Kreide zu denken¹⁾. Ein genaueres Studium der karpathischen und alpinen Flysch-Inoceramen würde vielleicht auch auf die italienischen Vorkommnisse neues Licht werfen und auf die Stratigraphie der italienischen Flyschbildungen erfreulich zurückwirken.

Wie man sieht, sind die Inoceramen-Vorkommnisse im Flysch nicht so selten, und es ist zu vermuthen, dass man sie in Zukunft, nachdem man einmal darauf aufmerksam geworden ist, noch häufiger nachweisen wird.

Eine grosse biologische Bedeutung kommt ohne Zweifel auch den hier und da nachgewiesenen Foraminiferen der Ropiankaschichten zu. Ihr Vorkommen wurde zuerst von F. Kreutz (Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, pag. 29) notificirt, welcher in Gesteinsdünnschliffen *Rotalien*, *Textularien* und *Globigerinen* auffand. Aber auch die Thone der Ropiankaschichten führen zuweilen Foraminiferen. Mehrere Proben von den Localitäten Swierzowa, Bartne, Desznica und Gródna erwiesen sich als nahezu foraminiferenfrei, nur zwei Exemplare einer *Cristellaria* ergaben sich aus einem Schlämmrückstande von Desznica. Dagegen zeigte sich ein grüner Thon, welcher im westlichen Seitenthal von Gródna mit rothem, bläulichem und schwärzlichem Thone wechselagert, als sehr reich an derartigen mikroskopischen Organismen. Am häufigsten tritt eine *Polystomella* auf, sodann eine *Cornuspira*, die der *C. Hörnesi* Karrer sehr ähnlich sieht, einer Form, welche Karrer²⁾ aus den Thonzwischenlagen des Wiener Sandsteins von Hütteldorf beschrieben hat. Ebenfalls häufig finden sich kieselig-sandige Arten von recht auffallender Form, wohl den Gattungen *Trochammina* und *Placopsilina* angehörig, vor. Bei der grossen Versteinerungsarmuth der Ropiankaschichten wird man gut thun, wenn man auch die mikroskopischen Organismen derselben im Auge behält, und es wird dies um so lohnender sein, als der Erhaltungszustand der Exemplare ein recht befriedigender ist, und diese selbst auch in rein palaeontologischer Hinsicht recht interessant zu sein scheinen. Doch wird man natürlich zu aus-

¹⁾ Vergl. die vor Kurzem erschienene Mittheilung von de Stefani in den Verhandl. d. geol. R.-A. 1883, pag. 43, welche ausführliche Literaturnachweise enthält.

²⁾ Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften. Wien, LII. 1865.

giebigeren, verwendbaren und sicheren Resultaten nur dann gelangen können, wenn man Proben von möglichst zahlreichen Localitäten untersucht.

Vorläufig sei es gestattet, darauf hinzuweisen, dass *Polystomella* in der Jetztwelt als eine typisch littorale Gattung zu betrachten ist, während freilich die Gattungen mit agglutinirender Schale vorwiegend in grösseren Tiefen auftreten. Der erstere Umstand, zusammengehalten mit dem Vorkommen dickschaliger Muscheln von riesigen Dimensionen ($\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{3}$ oder gar $\frac{1}{2}$ Meter Durchmesser), scheint die Ausführungen von Th. Fuchs,¹⁾ welcher den Flysch als Tiefseebildung zu charakterisiren sucht, nicht eben zu unterstützen. Freilich betrachtet Fuchs Sedimente, die in einer Tiefe von circa 50 bis 70 Faden zum Absatz kommen, bereits als Tiefseebildungen, während man vom geologischen und physikalischen Standpunkte aus derartige Sedimente doch noch nicht als Tiefseebildungen zu bezeichnen geneigt sein wird.

Man hat demnach an Versteinerungen in den Ropiankaschichten im engeren Sinne bisher nur sehr selten Ammoniten, nach Paul und Tietze Cidariten, Lepadiden, häufiger Bryozoën, noch häufiger Inoceramen und Foraminiferen gefunden. Hiezu kommt noch eine freilich nicht näher bekannte Fauna von Würmern und anderen Seethieren mit mangelnden oder schwach entwickelten Harttheilen, die sich uns in einem grossen Theile der sogenannten Hieroglyphen, und vielleicht auch der Fucoiden documentirt, wie die schönen Versuche Nathorst's²⁾ in überzeugender Weise dargethan haben: Das Vorkommen der faserschaligen, häufig zerbrochenen Inoceramen erinnert nicht wenig an gewisse mesozoische und tertiäre Ablagerungen, deren Fauna fast ausschliesslich aus Formen mit prismatischer Kalkspathschale besteht (z. B. *Pinna*, *Trichitis*), während die Arten mit Aragonitschale fehlen und dies bei gleichzeitiger Erhaltung der mikroskopischen Foraminiferen. Möglich, dass auch die Flyschfauna als eine derartige, nur secundär so hochgradig verarmte zu betrachten ist.

Liwozschiefer.

Mit diesem Namen belegte ich dunkle Schiefer mit neocomen Ammoniten, welche die untere Kreide am Nordfusse des Liwozgebirges darstellen und im Gebiete der Karte ausschliesslich in der genannten Gegend vorkommen. In petrographischer Beziehung sind es dunkle, schwärzlichgraue, im gebirgsfeuchten Zustande schwarze, dünnplattige und leicht spaltbare Mergelschiefer, welche einzelne dünne Bänke eines dunkelgrauen, kalkreichen Sandsteines oder Sandsteinschiefers eingeschaltet enthalten. Der letztere wird dadurch charakterisirt, dass er von zahlreichen weissen Kalkspathadern netzartig durchzogen wird und auf den Schichtoberflächen Hieroglyphen zeigt. Das ganze System der Liwozschiefer, deren Mächtigkeit der der Ropiankaschichten ungefähr gleichkommen dürfte, ist sehr gleichmässig aus diesen Mergelschiefern mit Einlagerung einzelner Sandsteinbänke zusammengesetzt, nur in der

¹⁾ Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal. II. Beilageband. Stuttgart 1882, pag. 534—537.

²⁾ Referat v. Th. Fuchs in d. Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, pag. 346.

obersten Region, gegen den Jamnasandstein zu, scheinen die Sandsteinzwischenlagen stärker entwickelt zu sein.

In dem Graben, welcher von der Localität Ujazd in rein westlicher Richtung gegen das Gebirge zu verläuft, sind die Liwoczschiefer sehr gut aufgeschlossen und zeigen, ähnlich wie die Ropianschichten, mehrfache Knickungen des Streichens, wenn auch nicht in so hohem Grade. In den Schluchten, die südlich von Brzyski gegen den Liwocz führen, fallen die Schichten dagegen isoclin.

Namentlich der Ujazder Graben war es, in dem von Bergrath Paul¹⁾ und mir mehrere Ammonitidenreste aufgefunden wurden, die Brzyskier Schlucht ergab nur unbestimmbare Ammonitenspuren. Die ersteren konnten folgendermassen bestimmt werden:

Aptychus Didayi Coq. in zwei Exemplaren, wovon eines mit den beiderseitigen Hälften, die so gut erhalten sind, dass die Bestimmung sichergestellt erscheint.

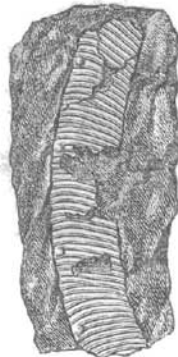
Phylloceras aff. *Winkleri* Uhl. Ein etwas verzerrtes, nicht sehr gut erhaltenes Fragment mit Spuren der Lobenlinie, welche beweisen, dass man es mit einem Vertreter der Gattung *Phylloceras* zu thun habe. Die Flanken zeigen mittelgrosse Rippen, die noch von feinen Linien überzogen werden. Die Art der Berippung weist auf die Gruppe des *Ph. infundibulum* Orb. (syn. *Rouyanum* Orb.?) hin und innerhalb dieser dürfte *Phylloc. Winkleri* Uhl.²⁾ aus den nordalpinen Rossfeldschichten, welches sich von *Ph. infundibulum* durch dichtere und weniger grobe Rippen unterscheidet, als die nächststehende Form zu bezeichnen sein. Eine völlig sichere Bestimmung wird durch den nicht besonders guten Erhaltungszustand vereitelt.

Holcodiscus sp. ind. ist der am schlechtesten erhaltene Rest, der aber von der Sculptur immerhin noch so viel erkennen lässt, dass man die Zugehörigkeit zur Gattung *Holcodiscus* als ziemlich wahrscheinlich bezeichnen kann. Nach der theilweise sichtbaren Sculptur und dem Einrollungsverhältnisse scheint *Holcod. furcato-sulcatus*, welcher von Hantken³⁾ aus dem Mittelneocom (Hauterive-Stufe), von Lábatlan (Komorner Comitát) beschrieben wurde, als die nächst verwandte Form zu betrachten zu sein.

Crioceras n. sp. aff. *Morloti* Oost. Fig. 1.

Es liegt nur ein schwach bogenförmig gekrümmter, schmaler, grösstentheils mit Schale erhaltener Schaft vor, welcher mit feinen, schief gestellten Rippen versehen ist. Die letzteren erscheinen in der Nähe der Externseite etwas abgeschwächt und hie und da gespalten. In der Entfernung von je 12—13 Millimeter treten in der Nähe der Externseite Knoten auf, in welchen sich je zwei bis drei Rippen vereinigen. Ein spiral eingerollter Theil und der Haken ist nicht erhalten, ebensowenig ist die Scheidewandlinie erkennbar.

Fig. 1.



¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1882, pag. 209

²⁾ Jahrbuch der geol. R.-A., 1882, 32. Bd., pag. 379.

³⁾ Mittheil. aus dem Jahrb. d. kön. ung. geol. Anst. 1872, Bd. I, Taf. III, Fig. 4, 5, p. 145.

Diese Art scheint mit keiner näher verwandt zu sein, als mit *Crioceras* (*Ancyloceras*) *Morloti* Oost. (Catalogue des Céphalopodes fossiles des Alpes Suisses, Neue Denkschriften d. schweizer. allg. Gesellsch. f. d. ges. Naturw. Zürich, Bd. XVIII, 1861, Taf. 38, Fig. 6—13, p. 33) aus dem Neocom von der Veveyse bei Châtel-St-Denys in den Freiburger Alpen. Eine directe Identificirung kann aber nicht vorgenommen werden, weil die Rippen und besonders die Knoten der Schweizer Art viel dichter gestellt sind und der Schaft weniger gekrümmt und ein wenig breiter ist als bei dem galizischen Exemplare. Nahe verwandt ist ferner auch eine Species aus dem Barrémien von Wernsdorf, die ich unter dem Namen *Crioceras* aff. *Morloti* Oost. beschrieben habe (Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten, Denkschr. der k. Akademie d. W. Wien, XLVI, 1883, p. 144 des Separatabdrucks Taf. 28, Fig. 5). Aber auch diese ist mit der Art aus dem Liwoczschiefer nicht identisch, da sie ebenfalls enger gestellte feinere Rippen und dichter angeordnete, gegen das Schaftende aber verschwindende Knoten besitzt. Ferner ist das Exemplar von Wernsdorf etwas schwächer gekrümmt, erscheint aber wieder durch die geringe Schaftbreite an die galizische Art angenähert. Auch *Crioceras Picteti* Oost. l. c. Taf. 50, p. 57, aus dem Neocomien von der Veveyse und dem Gantrischkumli könnte als verwandte Form angeführt werden, da aber die Schweizer Species Einschnürungen besitzt, ist die Identität ausgeschlossen.

Das beschriebene Exemplar dürfte demnach eine neue Art vorstellen. Bei dem Fehlen des Hakens und des Spiraltheiles ist aber das Bild, welches wir von den äusseren Form- und Sculpturverhältnissen dieser Art gewinnen, ein ziemlich unvollständiges; ebenso empfindlich ist der Mangel der Scheidewandlinie. Ich glaubte daher von der Ertheilung eines neuen Namens umso mehr absehen zu sollen, als gerade unter den evoluten Ammonitiden nur allzu viel Arten mit ungenügender Begründung geschaffen wurden. Die beistehende Abbildung des wichtigen und interessanten Restes soll denselben der Beurtheilung und Prüfung der Fachgenossen zugänglich machen.

Diese Formen lassen gar keinen Zweifel darüber aufkommen, dass die Liwoczschiefer wirklich neocomen Alters sind. Dass hier etwa die Aequivalente des unteren Neocoms, also der Berrias- und der Belemnites latus-Stufe vorliegen, ist sowohl aus Rücksicht auf die vorher beschriebene kleine Fauna, als auch in Anbetracht der stratigraphischen Verhältnisse in Schlesien sehr unwahrscheinlich¹⁾. Es kann sich wohl nur darum handeln, ob die Liwoczschiefer den Teschner Schiefer, und zwar namentlich den oberen, oder den Wernsdorfer Schichten, oder aber beiden Schichtcomplexen entsprechen. Die bisher aufgefundenen Fossilien geben nach keiner Richtung hin sichere Anhaltspunkte; evolute Ammonitiden, wie das oben beschriebene *Crioceras* n. sp. sind zwar besonders in den Wernsdorfer Schichten und dem äquivalenten Barrémien Südfrankreichs reich entwickelt, aber sie können auch im Mittelneocom vorkommen.

¹⁾ Vgl. Cephalopodenfauna d. Wernsdorfer Sch. l. c. p. 26, 27.

Die analoge Ueberlagerung der Liwoczschiefer und der Wernsdorfer Schichten durch massige Sandsteine macht es wohl sehr wahrscheinlich, dass in den Liwoczschiefen jedenfalls das Wernsdorfer Niveau mitvertreten ist.

Der Ammonitenreichtum der Liwoczschiefer muss ein verhältnissmässig ziemlich grosser sein, da die aufgezählten Formen bei zwei Ausflügen in ganz kurzer Zeit an drei verschiedenen Stellen des Ujazer Grabens gefunden wurden. Da der Erhaltungszustand derjenigen Stücke, die nicht gerade aus den allerobersten Lagen genommen sind, ein recht befriedigender ist, so kann man wohl weiteren eingehenderen Nachforschungen in den Liwoczschiefen mit grosser Sicherheit günstige Resultate in Aussicht stellen, und es wäre für die im Lande lebenden Geologen eine schöne und dankbare Aufgabe, daselbst Aufsammlungen in grösserem Masse zu veranstalten.

Vielleicht wird es genauen Detailforschungen gelingen, eine Gliederung der Liwoczschiefer vorzunehmen, obwohl dies nicht sehr wahrscheinlich ist. Jedenfalls wird die gleichmässige Entwicklung derselben diese Aufgabe sehr erschweren.

Einige Lagen des Pralkowcer und Przemysler¹⁾ Mergelschiefers, namentlich die ammonitenführenden haben mit den Liwoczschiefen eine gewisse Aehnlichkeit, doch sind die ersteren weniger plattig entwickelt, kalkreicher und von hellerer Farbe. Der Gesamteindruck wird aber dadurch ein grundverschiedener, dass die Pralkowcer Mergelschiefer mit hellen papierdünnen Schiefen, Hieroglyphensandsteinen, Fucoidenmergeln und Conglomeratbänken innig vergesellschaftet sind, während die Zusammensetzung der Liwoczschiefer eine sehr gleichförmige ist.

Etwas grösser ist die petrographische Aehnlichkeit mit den oberen Teschner Schiefen und den Wernsdorfer Schichten, obwohl auch da die Uebereinstimmung keine vollkommene ist. Die Neocomschichten südlich von Wieliczka und Bochnia, die ebenfalls zweifellos neocome Versteinerungen geliefert haben (*Lyt. recticostatum*²⁾ *Belem. latus*, *bipartitus* etc.), können nicht gut zum Vergleiche herbeigezogen werden, da die bisherigen Beschreibungen derselben, namentlich von Hohenegger und Fallaux³⁾, Zeuschner und Niedzwiezki⁴⁾ herrührend, nicht ausreichend sind und einander theilweise widersprechen.

Was nun endlich die Ropiankaschichten anbelangt, wie sie im Vorhergehenden aufgefasst und beschrieben wurden, so scheinen mir diese die wenigsten Vergleichspunkte mit den Liwoczschiefen darzubieten. Die Ropiankaschichten bestehen der Hauptsache nach aus einer Wechsellagerung von schiefrigen Hieroglyphensandsteinen und Flecken-

¹⁾ Niedzwiezki im Jahrb. d. geol. R.-A. 1876, 26. Bd., p. 336. M. Vacek, ebendasselbst 1881, 31. Bd., p. 195.

²⁾ Die galizische Form zeigt mit der in den Wernsdorfer Schichten vorkommenden die vollständigste Uebereinstimmung, wie sich aus einem trefflichen Kautschukabdruck der ersteren, welchen die geologische Reichsanstalt Herrn A. v. Alth in Krakau verdankt, ergibt.

³⁾ Denkschriften d. k. Akademie, Wien 1867, 26. Bd., p. 252.

⁴⁾ Geologische Verhältnisse der Salzformation von Wieliczka und Bochnia (autographirt).

mergeln mit blauen und bunten Thonen, führen nur ausserordentlich selten Ammoniten, dagegen häufig Inoceramen und eigenthümliche Foraminiferen. Die Liwoczschiefer stellen dagegen in typischer Weise die Cephalopodenfacies dar, ähnlich wie die oberen Teschner Schiefer und Wernsdorfer Schichten Schlesiens. Es ist natürlich, dass bei so sehr heteropischer Entwicklung dieser dem Alter nach einander sicher wenigstens theilweise gleichkommenden Bildungen nur wenig Aehnlichkeiten aufzufinden sein können.

Da sich in neuerer Zeit ziemlich allgemein das Bestreben kund gibt, die zahlreichen Localnamen auszumerzen, die in die Geologie eingeführt wurden, so wird man wohl mit Recht eine eingehendere Begründung für die Verwendung eines neuen derartigen Localnamens fordern können.

Der Begriff der Ropiankaschichten hat seit seiner Aufstellung im Jahre 1869 mehrfache Wandlungen in Bezug auf Abgrenzung und Altersdeutung erfahren; erst in den letzten Jahren haben Bergrath Paul und Dr. Tietze, später der erstere allein die wohl endgiltige Fassung der Ropiankaschichten in der Weise vollzogen, dass sie als synonym für „untere Kreide in Flyschfacies“ gelten können. Man könnte nun vielleicht geltend machen, dass die Liwoczschiefer durch die Einlagerung von Hieroglyphensandsteinen der Flyschfacies der Ropiankaschichten sehr nahe stehen, und man daher, da beide der unteren Kreide angehören, die Liwoczschiefer im weiten Begriffe der Ropiankaschichten aufgehen lassen könne, ebenso wie Bergrath Paul auch die Przemysler Mergelschiefer, und die wohl mit Recht, in die Ropiankaschichten einbezieht.

Dem gegenüber muss bemerkt werden, dass die vereinzelt Sandsteinbänke der Liwoczschiefer mit denen der Ropiankaschichten wenig zu thun haben; sie sind stets glimmerarm, dunkel gefärbt und plattig und erhalten so ein ganz anderes Aussehen, als die grünlichen oder bläulichen, glimmerreichen, häufig krummschaligen Sandsteine der Ropiankaschichten; nur der ziemlich bedeutende Kalkgehalt ist beiden gemeinsam. Wenn es auch richtig ist, dass die Sandsteinbänke der Liwoczschiefer trotzdem die Verbindung mit der typischen Flyschfacies der Ropiankaschichten herstellen, so ist es doch anderentheils vollkommen klar, dass die Liwoczschiefer eine Cephalopodenfacies, genau so wie die Teschner Schiefer und die Wernsdorfer Schichten Schlesiens darbieten und daher eine heteropische Verschiedenheit von den Ropiankaschichten erhalten, welche man nicht durch Zusammenwerfen unter einen zu weiten Begriff verwischen sollte.

Würden die Ammonitenschiefer des Liwocz nur eine dünne oder wenig mächtige Lage innerhalb eines grösseren, flyschartig entwickelten Complexes vorstellen, wie dies mit den Przemysler Mergelschiefern der Fall zu sein scheint, so würde der Zusammenziehung eine gewisse Berechtigung nicht abzuspochen sein. Dies ist aber in dem bisher untersuchten, allerdings kleinen Terrain nicht der Fall, da bilden die Liwoczschiefer von unten bis oben eine gleichmässige in der oben beschriebenen Weise zusammengesetzte Abtheilung.

Ob die Liwoczschiefer im Streichen nicht doch mit Ropiankaschichten inniger verknüpft sind, könnte erst die nächstjährige Aufnahme erweisen. Im Liwoczgebirge ist dies nicht der Fall.

Ferner ist es gar nicht erwiesen, dass sich die Liwoczschiefer mit den Ropiankaschichten stratigraphisch wirklich völlig decken. Die gleichmässige Ueberlagerung beider Gebilde durch massige Sandsteine macht es allerdings einigermassen wahrscheinlich, dass ihre obere Grenze zusammenfällt, ob das aber auch mit der unteren der Fall ist, darüber kann man nicht einmal Vermuthungen aussprechen. Es stellt sich damit die völlige Zusammenfassung der genannten Ablagerungen um so mehr als unstatthaft und geeignet dar, unerwiesene Vorurtheile zu schaffen.

Die Abscheidung der cephalopodenreichen Schichtgruppen von den als „Flysch“ im engeren Sinne erscheinenden Ropiankaschichten scheint mir demnach nicht nur erlaubt, sondern geradezu von Nutzen. Wenn einmal durch stratigraphische Studien die Gleichalterigkeit gewisser heteropischer und vielleicht theilweise in einander übergehender Gebilde nachgewiesen sein wird, dann kann man erst daran gehen, Localnamen fallen zu lassen und sich vorwiegend abstracterer Bezeichnungen zu bedienen.

So weit ist aber die Karpathengeologie noch lange nicht vorgeschritten und kann deshalb vorläufig gewisser Localnamen nicht enttrathen.

Grobbankige Sandsteine der mittleren (und oberen?) Kreide.

(Mittlerer Karpathensandstein, Sandstein der mittleren Gruppe, Jamnasandstein Paul und Tietze, Godula- und (?) Istebner Sandstein Hohenegger.)

Sowohl über den Liwoczschiefeln, als den Ropiankaschichten folgt eine dem Gesamtcharakter nach grobbankige oder massige Sandsteinbildung, welche im Liwoczzuge und im ungarisch-galizischen Grenzgebirge auftritt und die orographische Selbstständigkeit und Höhe dieser Bergzüge bedingt.

Im Liwoczgebirge ist es ein weisser, hellgelber oder hellgrauer feinkörniger, seltener mittelkörniger Sandstein mit wenig Kalkcement, dessen Bänke einen halben bis zwei Meter Dicke zeigen. Als Zwischenmittel treten dünne, schieferige oder sandige Lagen von dunklerer Färbung und geringer Mächtigkeit auf. In der oberen Partie erscheinen einzelne mächtige Bänke eines groben, ziemlich lockeren Quarzconglomerates. In dieser Weise ist die Abtheilung an der dem Wisloka-Durchbruche parallelen Strasse von Kolaczyce nach Jasło, in der Podzamcze genannten Gegend zum Theil durch Steinbrüche gut aufgeschlossen.

Im eigentlichen Liwocz, am linken Wisloka-Ufer dagegen ist das vom massigen Sandstein eingenommene Territorium stark bewaldet und sehr mangelhaft aufgeschlossen. In Wróblowa befindet sich ein Steinbruch, welcher in feinkörnigem, massigem, hellgefärbtem Sandstein angelegt ist, der dem Jamna-Sandstein Ostgaliziens sehr ähnlich ist.

Etwas anders stellt sich diese Abtheilung im Grenzgebirge dar. Typische, massige Sandsteine in Bänken von 2—4 Meter Mächtigkeit findet man wohl nur im nördlichsten und zugleich höchsten Zuge desselben an, die Höhen und Abhänge der Wątkowa Magura, des Kolanin etc. zusammensetzend. Weiter nach Süden nimmt das schieferig-sandige oder thonig-mergelige Zwischenmittel an Mächtigkeit zu, bei gleichzeitiger Abnahme der Dicke der Sandsteinbänke, so dass aus dem massigen Sandsteine auf diese Weise ein dickplattiger wird, der aber immer noch eine viel massigere Entwicklung, als z. B. der eocäne Sandstein zeigt. Das schieferige Zwischenmittel hat meist dunkle, bald mehr grünliche, bald mehr schwärzliche, selten bräunliche Färbung, und zeigt eigenthümliche, schwärzlich-blaue Beschläge. Stellenweise nimmt es so sehr überhand, dass man ein besonderes Schichtglied, etwa dem Eocän entsprechend, vor sich zu haben glaubt, wie denn auch Dr. Szajnocha¹⁾ in der That einzelne Partien dieser Schichtgruppe unter dieser Bezeichnung ausgeschieden hat, doch ganz mit Unrecht; eine aufmerksame Verfolgung derselben lässt bald unzweifelhaft erkennen, dass man es mit einem einheitlichen Gebilde zu thun habe. Auch die Beschaffenheit des Sandsteines ist eine eigenthümliche. Es ist dies ein fast stets feinkörniger, harter, quarzitischer Sandstein von meist grünlicher, selten heller Färbung, welcher zuweilen gebändert und stets prismatisch zerklüftet ist. Die Zusammensetzung dieser Abtheilung, wie sie sich an den Berggehängen und Durchbrüchen im südlicheren Theile des Grenzgebirges darstellt, ist meist etwa folgende: 2 Meter bräunlicher Mergelschiefer mit schwärzlich-blauen Beschlägen, $\frac{1}{2}$ Meter dicke grünliche, harte, vertical zerklüftete Sandsteinlage, $\frac{1}{2}$ Meter schieferiges Zwischenmittel, dann eine Wechselagerung von $\frac{1}{2}$ —2 Decimeter mächtigem, grünlichem, hartem Sandstein mit etwa $\frac{1}{4}$ Meter dicken grünlichen, fein zerbröckelnden Mergelschiefer-Zwischenlagen, sodann wieder eine etwa $\frac{1}{2}$ Meter mächtige Sandsteinlage und so fort. Nach Norden zu wiegen die Sandsteine vor, dagegen nach Süden zu, gegen das Saroser Comitatus, ist die Entwicklung des schieferigen Zwischenmittels eine reichlichere, man trifft da oft 2—8 Meter mächtige, dünn-schichtige Mergelschieferpakete an. Es ist wohl diesem Umstande zuzuschreiben, dass der Grenz-kamm selbst niedriger ist, als die nördlichste Bergreihe des Grenzgebirges, die Wątkowa Magura etc.

Die Grenzschichten gegen die Ropiankaschichten sind dadurch charakterisirt, dass zwischen den dicken Sandsteinbänken dünne röthliche oder bläuliche und grünliche Thonzwischenlagen entwickelt sind, welche den Uebergang zu den bunten Thonen vermitteln, die gewöhnlich die hangende Partie der Ropiankaschichten bilden. Quarzconglomeratbänke sah ich nur im Wątkowa-Zuge, auf dessen Höhe mächtige Sandsteinblöcke von mehreren Cubikmetern Inhalt aus dem Boden herausragen und jene eigenthümlichen Verwitterungsformen zeigen, die die Herren Paul und Tietze an dem massigen Jamna-Sandstein Ostgaliziens beobachteten und auf die weiter unten bei Besprechung des Czarnorzeki-Kammes näher eingegangen werden soll.

¹⁾ Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt 1881, pag. 345.

Der massige Sandstein ist nahezu versteinierungsfrei; bei Barwinek, Dukla S. fand Herr Ingenieur J. Noth einen etwa 6 Millimeter grossen Schalenabdruck, welcher deutlich mehrere zierliche Rippen, ähnlich denen gewisser Megerleien, erkennen lässt; eine Bestimmung des Stückes war undurchführbar.

Am südlichen Abhange der Wątkowa Magura, auf dem Wege gegen das Dorf Swierzowa, fand ich mehrere Sandsteinstücke, die von zahlreichen, mit einer dünnen Kalkschale ausgekleideten, etwa 1 Centimeter breiten Röhre durchzogen waren. Diese Röhren sind ebenfalls wieder mit Sandstein ausgefüllt und sind wohl sicher als die Röhren von Bohrwürmern oder vielleicht Bohrmuscheln zu betrachten. Wenn dieser Fund auch keineswegs irgend eine Bedeutung für die Altersbestimmung des massigen Sandsteines hat, so ist er doch immerhin interessant und geeignet, die Annahme von der litoralen Entstehung desselben, die wohl von den meisten Geologen getheilt und neuerdings von Th. Fuchs¹⁾ ganz bestimmt ausgesprochen wurde, zu bekräftigen.

Zur Lösung der Frage nach dem geologischen Alter der grobbankigen oder massigen Sandsteine konnte kein neues Material beigebracht werden. Es kann nur aus geologischen Gründen einigermaßen wahrscheinlich gemacht werden, dass dieselben mindestens dem Gault (*Albien Orb.*) und vielleicht auch einem Theil der oberen Kreide, dem Cenoman entsprechen, wie dies ja auch so ziemlich mit den bisher geltenden Anschauungen übereinstimmt. Für die Mitvertretung der obersten Kreide (etwa des Turon und Senon) im grobbankigen Sandstein ergaben sich dagegen keinerlei bestimmte Anhaltspunkte, ja es sprechen im Gegentheil gewisse Verhältnisse in den angrenzenden Gebieten dagegen.

Wir wissen, dass sich in Ostgalizien über den Jamnasandsteinen schwarze Schiefer mit *Amaltheus Requienianus Orb.*, *Psammobia aff. impar Zitt.*, *Panopaea aff. frequens Zitt.* einstellen, welche nach Vacek²⁾ eine sichere Vertretung der obersten Kreide, vielleicht als Aequivalente der Gosauformation beweisen. Diese Spaser Schiefer lassen sich nach Paul noch in der Gegend südöstlich von Przemysl erkennen, verschwinden dann aber allmähig. Auch in unserem Gebiete fehlen sie vollständig, und es liess sich auch keine Schichtfolge ausscheiden, die man eventuell als Aequivalent der Spaser Schiefer hätte ansprechen können.

Andernteils wissen wir durch Hohenegger's³⁾ classische Arbeiten in Schlesien, dass der Friedecker Baculitenmergel und der Baschker Sandstein (approxim. Turon und Senon) von Westen her transgredirend auftreten, ihre selbstständige geographische Ausdehnung haben und ungefähr an der mährisch-schlesischen Grenze verschwinden; weiter nach Osten wurden sie nicht nachgewiesen. Dagegen streicht der Godulasandstein (Aptien und Gault) nach Galizien hinüber, und mit ihm steht in inniger Verbindung der Istebner Sandstein (annäherungsweise Cenoman nach Hohenegger), der mit dem Godulasandstein dieselbe

¹⁾ Neues Jahrbuch, Beilageband II, pag. 537.

²⁾ Jahrbuch d. geol. R.-A. 1881, 31. Bd., pag. 196.

³⁾ Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen etc. Gotha 1861, pag.

Verbreitung einhält und von ihm nur schwer zu trennen ist. Dies legt die Vermuthung nahe, dass die grobbankigen Sandsteine unseres Gebietes nur dem Godulasandsteine, und vielleicht auch dem Istebner Sandsteine entsprechen, die Aequivalente der obersten Kreide dagegen fehlen. Es eröffnet sich da eine Frage, die wohl nur durch die weiter nach Westen fortschreitenden Aufnahmen und den Anschluss an Hohenegger's Arbeitsgebiet zu lösen sein wird.

Es will indessen mit dem Vorhergehenden nicht geradezu gesagt sein, dass in Westgalizien eine entschiedene Lücke in der Sedimentreihe, der obersten Kreide entsprechend vorhanden sei; es wäre ja ganz gut denkbar, dass die massigen und grobbankigen Sandsteine daselbst alle Niveaus bis zum Eocän vertreten, allein nach den bisher vorliegenden, freilich sehr dürftigen Daten kann dies mindestens nicht als sehr wahrscheinlich bezeichnet werden.

Die Aequivalente des in Rede stehenden grobbankigen Sandsteines wurden in den Karpathen unter mehrfachen Bezeichnungen ausgeschieden, am frühesten in Schlesien durch Hohenegger als Godula- (und Istebner?) Sandsteine, in Galizien durch Paul und Tietze als mittlere Karpathensandsteine, Sandsteine der mittleren Gruppe und Jamnasandsteine. Speciell unter dem Jamnasandsteine versteht man einen lichten oder hellgelblichen, massigen, bei der Verwitterung in grosse Klötze zerfallenden Sandstein von feinem, gleichmässigen Korn ohne Kalkcement, welcher in Ostgalizien in den ersten an die Ebene angrenzenden Wellen auftritt. Nach den übereinstimmenden Beobachtungen von Paul, Tietze¹⁾ und Vacek²⁾ verliert derselbe nach Süden hin sein charakteristisches Aussehen, indem er Glimmerblättchen in Menge aufnimmt und besser geschichtet erscheint.

Eine ähnliche Thatsache ergab sich auch in meinem Gebiete. Im Liwoczgebirge ist diese Abtheilung durch ziemlich plumpe, fast massige helle Sandsteine mit wenig Zwischenmittel vertreten, die man fast Jamnasandsteine nennen könnte. Im Grenzgebirge aber tritt die massige Entwicklung sehr zurück, der Sandstein wird hart, kieselig, weniger grobbankig und das schiefrige Zwischenmittel nimmt zuweilen stark überhand, so dass eine Facies herausgebildet wird, auf die man den Namen Jamnasandstein nicht mehr übertragen kann.

Da wir nun unter dem Jamnasandsteine eine ganz bestimmte, wohl charakterisirte und sehr eigenthümliche Facies des massigen Sandsteins der mittleren Kreide verstehen, und ebenso der Godula- und Istebner Sandstein stratigraphisch ziemlich scharf begrenzte Begriffe darstellen, könnte man vielleicht gerade die indifferenteren Ausdrücke, wie „Mittlere Gruppe der Karpathensandsteine“, oder „Mittlere Karpathensandsteine“ als die passendsten ansehen, um die grobbankigen Sandsteine der Kreideformation Westgaliziens darunter zu subsummieren. Ich habe trotzdem nach einigem Zögern eine andere, wenn auch in sich eine Frage enthaltende Bezeichnung vorgezogen, da die erwähnten Bezeichnungen gar zu vage und unbestimmt sind und auch den tatsächlichen Verhältnissen nicht völlig entsprechen. Sie waren zur Zeit,

¹⁾ Neue Studien p. 289.

²⁾ l. c. p. 196.

als sie aufgestellt wurden und die Gliederung der karpathischen Flyschgebiete eben erst in der Entwicklung begriffen und in die richtige Bahn gelenkt war, glücklich gewählt und ganz brauchbar, sie kündigen aber gewissermassen von vorneherein einen Verzicht auf nähere stratigraphische Horizontirung an, während doch unser Bestreben gerade dieser zugewendet sein muss. Es sollten daher diese Bezeichnungen lieber durch andere ersetzt werden. Vorläufig ist es freilich kaum möglich einen präciseren Ausdruck zu finden, als den oben gewählten.

Der richtigste Vorgang wäre wohl der gewesen, auch für die südliche Facies des Jamnasandsteins einen besonderen Localnamen zu ertheilen. Ich unterliess dies jedoch aus dem Grunde, weil diese Facies, wie aus der Literatur hervorzugehen scheint, namentlich in der südlichen Kreideaufbruchzone in Oberungarn eine grosse Rolle spielt und ich von diesem ausgedehnten Gebiete zu wenig gesehen und untersucht habe.

Die südliche Facies streicht über die galizisch-ungarische Landesgrenze nach Ungarn hinüber und nimmt im angrenzenden Sáros-Comitat nicht unbedeutende Strecken Landes ein. Sie wurde daselbst von Paul¹⁾ seinerzeit als Magurasandstein ausgeschieden; die daselbst, wie es scheint, etwas mächtiger entwickelten Zwischenbildungen zwischen den Ropiankaschichten und den massigen Sandsteinen haben den Namen Beloweszaschichten erhalten. (Vergl. weiter unten bei Beschreibung des Sáros-Gorlicher Gebirges.)

Eocän.

Gewöhnlich sind es kalkarme, krummschalige, seltener plattige, grünlichgraue, hell gelbbraun verwitternde Hieroglyphensandsteine in Wechsellagerung mit schiefrigen und sandigen Thonen und Mergeln, welche diese Formation vertreten. Die einzelnen Sandsteinbänke, deren Reichthum an mannigfaltigen Hieroglyphen ein ausserordentlich grosser ist, sind meist nur $\frac{1}{2}$ —2 Dm. mächtig; nur beschränkte Partien nehmen zuweilen eine grössere Dicke an, und dann stellt sich auch fast regelmässig ein grobkörniger, conglomeratartiger Sandstein mit Steinkohlenbröckchen, zertrümmerten Muschelschalen und Bryozoën ein. Durch örtliches Vorwalten der bläulichen oder grauen Mergelschieferzwischenlagen erhält das Eocän stellenweise eine etwas abweichende Beschaffenheit. Ganz untergeordnet treten statt der bläulichen schiefrigen Thone und Mergel auch schwärzliche auf, wie auf dem Wege von Brzyski gegen den Liwocz.

Diese eocänen Hieroglyphensandsteine, die von Paul und Tietze früher auch als obere Hieroglyphenschichten bezeichnet wurden und nach den Schilderungen der Autoren in Ostgalizien eine ganz ähnliche Beschaffenheit besitzen, unterscheiden sich von den Sandsteinen der Ropiankaschichten durch geringeren Kalkgehalt, geringeren Reichthum an Glimmer, die mehr gelbgraue oder grünliche Färbung und die im Ganzen viel eintönigere Entwicklung. Im Allgemeinen wird man

¹⁾ Dieses Jahrbuch 1869, 19. Bd., p. 274.

bei einigermaßen guten Aufschlüssen nur selten in Verlegenheit kommen, die Ropiankaschichten vom Eocän auseinanderzuhalten, indessen kommt es doch wohl vor, dass sich bei localem Mangel der vielfachen für die Ropiankaschichten charakteristischen Gesteinstypen, wie z. B. der Fleckenmergel, Zweifel oder Unsicherheiten einstellen.

An vielen Localitäten konnte in der oberen Partie des Eocänen, in der Nähe des dasselbe überlagernden Menilitschiefers eine Aenderung der Gesteinsbeschaffenheit wahrgenommen werden; die einzelnen Sandsteinbänke werden viel mächtiger, mürber, zuweilen auch grobkörniger, verlieren ganz die krummschalige Beschaffenheit und werden zuweilen so mürbe, dass sie sich fast nur als leichtgekittete Sande darstellen. Nur einzelne kugelige oder elliptische Massen von 1 Dm. bis höchstens 1 Meter Durchmesser zeichnen sich durch bedeutendere Härte aus und ragen in natürlichen Aufschlüssen aus der weicheren verwitterten Umgebung kugelig hervor, so dass man diese Sandsteine darnach Kugelsandsteine nennen könnte. Eigenthümlich ist es, dass die Längsachsen der mehr elliptischen Stücke nicht immer mit den Schichtlinien parallel laufen, sondern sie unter verschiedenen Winkeln kreuzen. Aehnliche Gesteine haben auch Paul und Tietze¹⁾ im Eocän von Ostgalizien beobachtet und beschrieben. Gut aufgeschlossen findet man diese Sandsteine südlich von Brzyski bei Kolaczyce, südlich von Kolaczyce, am Wislokafusse, nahe der Strasse, nach Jasło, im Szklaribach bei Harta, Dynów N, im Pstragowathale, Czudec SW, und an der Wislokfähre südlich von Czudec und an vielen anderen Orten.

Eine Scheidung des Eocäns in zwei Abtheilungen, wovon die eben beschriebene als die jüngere zu betrachten wäre, war vorläufig nicht durchführbar. Die Zeit, welche mir zur Karpathenaufnahme zur Verfügung stand, reichte nicht hin, um gerade den Grenzen zwischen Eocän und Menilitschiefer jedesmal die genügende Aufmerksamkeit widmen zu können; ausserdem sind die Aufschlüsse nur selten derart, um in dieser Richtung befriedigende Beobachtungen zu gestatten. Wenn man die schönen Aufschlüsse begeht, welche südlich von Jasło bis Zmigród in einer Erstreckung von ungefähr 16 Kilometer durch den Wislokafuss hergestellt sind, so beobachtet man einen oftmaligen Wechsel von den gewöhnlichen oberen Hieroglyphenschichten mit Kugelsandsteinen oder grobbankigen Sandsteinen, die denselben petrographisch sehr nahe stehen. Diese oftmalige Wiederkehr ist eine Folge wiederholter Einfaltung des ganzen Schichtsystems; ob aber in den grobbankigeren Sandsteinen oder Kugelsandsteinen wirklich jedesmal die jüngeren Glieder des Eocänen vorliegen, ist nicht leicht zu entscheiden, da in dem ganzen Querschnitte nirgends Menilitschiefer auftreten, durch welche die stratigraphische Stellung entschieden werden könnte. Es wäre eben ganz gut möglich, dass sich die erwähnte Facies in verschiedenen Horizonten des Eocäns einfindet.

In der Umgebung von Jasło ist dem Eocän eine kaum mehr als 5 Dm. mächtige Lage von hellgelben, sehr fein spaltbaren Kalkmergelplatten von splittrigem Bruche und rauhen Schichtoberflächen eingeschaltet, die nach ihrer Färbung und plattigen Beschaffenheit einiger-

¹⁾ Neue Studien, p. 247.

massen an die gröberen Zwischenlagen des Solenhofener Schiefers erinnern. Die ganze Partie ist übrigens nicht ausschliesslich aus diesen beim Zerschlagen hell klingenden Kalkmergelplatten zusammengesetzt, sondern es finden sich dazwischen auch einzelne helle Mergelschieferlagen ein, wie sie im eocänen Flysch überall vorkommen. Den Menilitschiefern sind diese hellen Kalkschiefer nicht ähnlich, enthalten aber, wie diese, ebenfalls Fischreste¹⁾. Ihre Fischfauna ist eine kleine; es wurden bisher an 4—5 durchaus kleine, gut erhaltene Arten aufgefunden, wovon zwei besonders charakteristisch zu sein scheinen und in der Fauna der Menilitschiefer von Brzezówka nicht vorkommen (siehe das folgende Capitel). Ausserdem wurde ein nicht näher bestimmbares Blattfragment und tangartige Abdrücke gefunden²⁾. In der Umgebung von Jasło werden diese Kalkschiefer zum Kalkbrennen verwendet, und fallen vermöge ihrer hellgelben Färbung und grösseren Härte leicht auf. Ich beobachtete sie auf dem Wege von Lipnica nach Skołyszyn, Jasło NW, an der Kaiserstrasse bei Skołyszyn, auf der Anhöhe zwischen der Stadt Jasło und dem Wirthshause Łapigusz, Jasło SO, bei Łapigusz selbst und in dem kleinen Graben, der die Gemeindegrenze zwischen Sobniów und Wolica bildet, nicht weit von der von Jasło nach Tarnowiec führenden Strasse. Es dürfte darin vermuthlich ein nur locales Vorkommen vorliegen, denn die bereits erwähnten fast continuirlichen Eocänauflüsse an der Wisloka zwischen Jasło und Zmigród lassen nichts mehr von dieser Einschaltung wahrnehmen. Ob sie vielleicht weiter nach Westen hin anhält, werden die nächstjährigen Aufnahmen lehren.

In der beschriebenen Gestalt nimmt das Eocän an der Zusammensetzung der Blätter Tyczyn-Dynów, Brzostek-Strzyżów, Jasło-Dukla einen hervorragenden Antheil, indem es in Verbindung mit spärlicherem Menilitschiefer vorwiegend die Territorien zwischen dem Nordgürtel und den hervorragenden oligocänen und cretacischen Bergzügen, dem Helm-Czarnorzeki-Zuge, dem Liwocz- und dem ungarisch-galizischen Grenzgebirge einnimmt. Nach seiner Facies nähert es sich, wie schon angedeutet, am meisten den Ropiankaschichten. Secundäre Knickungen und Faltungen sind hie und da, bei besonders weicher Gesteinsbeschaffenheit und dünnschichtiger Entwicklung vorhanden, aber doch ziemlich selten und niemals in besonders beträchtlichem Grade.

Im Südwesten des Blattes Jasło-Dukla an der Westgrenze des Aufnahmegebietes vollzieht sich innerhalb der Eocänformation eine ziemlich erhebliche Faciesänderung, deren Bedeutung und Ausdehnung erst durch die nächstjährige Aufnahme zu erkennen sein wird. Im Bednarkabache bei Cieklin, Jasło SW, treten noch typische Hieroglyphenschichten auf, wie sie allenthalben für das Eocän charakteristisch sind. Einen Kilometer weiter westlich, in der Richtung gegen Lipinki, am Nordabhange des Cieklinkaberges, stellen sich dagegen in grosser Mächtigkeit rothe, petrolhältige Thone ein³⁾, die aber noch mit Hieroglyphensandsteinen in Verbindung stehen. Diesen ist aber eine Lage

¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1882.

²⁾ Walter hat in Olszanica (Mittelgalizien) Fischreste in Sandsteinen aufgefunden, die er für Eocän anspricht. Jahrb. 1880, 30. Bd., p. 640.

³⁾ cf. Szajnocha l. c.

von grünem, tuffigem, glaukonitischem, grobkörnigem Sandstein eingeschaltet, die sich durch Nummulitenführung auszeichnet. Es ist dies genau dieselbe Bank, welche auch in Ropa bei Grybów auftritt und dort dieselben Nummuliten enthält ¹⁾. Sza j n o c h a ²⁾ hat diese Facies des Eocäns, deren rothe Thone von denen der Ropiankaschichten petrographisch nicht zu unterscheiden sind, auch im Gorlicher Kreise studirt und an einer Stelle in der Nähe des Dorfes Małastow auch einen Nummuliten, sowie eine *Alveolina*, ähnlich der *Alveolina longa Cziż.* aus dem Stockerauer Eocän gefunden.

Nach seinen Beobachtungen, sowie denen der Herren Walter und Dunikowski ³⁾, welche die Nummulitenbank auch im Gorlicher Kreise an vielen Stellen vorfanden, scheint sich diese Facies in ihrem Vorkommen auf das Grenzgebirge und dessen westliche Fortsetzung zu beschränken, im nördlich vorliegenden Hügellande aber der vorher besprochenen Facies der krummschaligen Flyschsandsteine Platz zu machen. Diese letztere enthält zwar auch da und dort Einlagerungen von rothem Thone, aber in nicht beträchtlichem Masse. Dagegen fehlt im Hügellande die glaukonitische, conglomeratartige Nummulitenbank, die im südlicheren Gebirgslande die Rolle eines Leitgesteines spielt, vollständig; es treten da wohl conglomeratartige Sandsteine auf mit Bryozoën und Conchylientrümmern, aber ohne Nummuliten.

Die aufgefundenen Nummuliten genügen vollständig, um den Altersnachweis der südlichen Facies zu liefern. Da die letztere mit der im Hügelland entwickelten in innigem Zusammenhange steht und auch innerhalb dieser, wenigstens in Bóbrka nach Paul und Tietze ⁴⁾, ein Nummulit gefunden wurde, kann wohl die bisherige Deutung der „oberen Hieroglyphenschichten“ als Vertreter der Eocänformation als ziemlich feststehend betrachtet werden. Damit stimmen die stratigraphischen Verhältnisse gut überein, welche da, wo keine Ueberstürzung vorhanden ist, eine Ueberlagerung durch den oligocänen Menilitschiefer erweisen. Die paläontologische Untersuchung der Fischreste der Kalkschiefer aus der Umgebung von Jasło wird vielleicht auch zu interessanten Ergebnissen führen, wird jedoch wohl erst dann mit Erfolg vorgenommen werden können, wenn Herr Dr. Bosniński die Untersuchung der Fische der Menilitschiefer beendet und die Resultate derselben veröffentlicht haben wird.

Schliesslich habe ich noch zu erwähnen, dass zu Zarnowa, 1 $\frac{1}{2}$ Kilometer östlich von Strzyżów, an der Nordseite der Kaiserstrasse, da, wo sich diese zum Wislokaflusse zu senken beginnt, aus dem eocänen Hieroglyphensandstein eine nicht unbedeutende Salzquelle hervortritt ⁵⁾.

Zu Zamokleski, westlich von Zmigród, am Fusse des Grenzgebirges, soll eine Schwefelquelle vorhanden sein, über welche ich nichts Näheres erfahren konnte. Sie dürfte vielleicht auch dem dort

¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1882, pag. 71.

²⁾ Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1880, p. 307, 308; 1881, p. 844.

³⁾ l. c.

⁴⁾ Neue Studien p. 281.

⁵⁾ Vgl. Kelb, dieses Jahrbuch 1876, 26. Bd. pag. 191.

verbreiteten Eocän angehören. Pusch erwähnt dieselbe bereits in seiner geogn. Beschreibung von Polen II, pag. 118.

Oligocän.

Das Oligocän gliedert sich in den Karpathen, wie bekannt, in eine untere Stufe, den Menilitschiefer, und eine obere, den Magurasandstein. Der letztere wird in unserem Gebiete theilweise durch die Bonarówkaschichten ersetzt.

I. Menilitschiefer. Wohl kein Glied der alpin-karpathischen Sandsteinzone zeigt eine so eigenthümliche, leicht kenntliche und auf so weite Strecken hin trotz untergeordneter, regionaler Verschiedenheiten gleichbleibende Beschaffenheit, wie der Menilitschiefer. Obwohl er nur wenig mächtig ist, wird er doch vermöge seiner petrographischen Eigenthümlichkeiten bei genaueren Untersuchungen nicht leicht übersehen werden und bietet so häufig wünschenswerthe Handhaben zur Erkenntniss der stratigraphischen Verhältnisse. Seine Petrographie ist bereits des öfteren so ausführlich besprochen worden, dass ich mich diesbezüglich kurz fassen kann. Am häufigsten erscheint er als bituminöser, leicht spaltbarer, durch die Verwitterung von selbst sich blätternder Schiefer von hellchokoladebrauner bis dunkelbrauner, selten schwärzlicher oder bläulicher Färbung mit fast nie fehlenden gelben Beschlägen.

Diese Ausbildung, welche das Vorkommen von Fischresten besonders begünstigt, erscheint namentlich in der Umgebung von Krosno in sehr typischer Weise. Geringe petrographische Aenderungen werden durch die Aufnahme von Sand hervorgerufen, welcher den Menilitschiefer zu einem weniger feinblättrigen, sandigen Schiefer mit rauhen Schichtflächen umgestaltet. Durch reichlichere Aufnahme von Kieselsäure wird er hart, kieselig, muschlig brechend, klingt hell unter dem Hammer und zeigt dann meist bläulich weisse Beschläge, wie viele Menilitschiefer Schlesiens. Sehr häufig, doch nicht immer, treten in Verbindung mit den Schiefeln weisse, bräunliche und schwarzliche, zuweilen gebänderte Hornsteine in Bänken von $\frac{1}{4}$ bis 2 Dm., sehr selten 3 Dm. Dicke auf, ohne dass sich eine bestimmte Gesetzmässigkeit in der Aufeinanderfolge erkennen liesse. Da, wo Hornsteine in die Zusammensetzung eintreten, erscheinen meist auch mehr minder dickbankige, grünliche oder weisse, grobkörnige, kieselige Sandsteine, die sich oft zwischen die Hornsteinbänke einschalten und von denselben nicht abgeschieden werden können. Diese Sandsteine haben meist die Eigenthümlichkeit, dass ihre Schichtflächen wie geglättet erscheinen. Am Kamieniecberg, südöstlich von Dembica, tritt ein heller gebänderter Hornstein auf, in welchem kleinere, scharf begrenzte Partien einzelner Hornsteinbänder von 2—3 Cm. Länge durch hellen Sandstein ersetzt sind. Nördlich von Odrzykón bei Krosno auf dem Wege nach Krasna, erscheinen im Menilitschiefer Sandsteinbänke, wovon eine ziemlich grosse Conchylienfragmente enthält; etwas bestimmbares war aber nicht zu erlangen.

Auch das von Paul und Tietze¹⁾ beschriebene, räthselhafte gangförmige Vorkommen eines harten kieseligen Sandsteines im Menilit-

¹⁾ Neue Studien pag. 197, Studien pag. 78.

schiefer konnte an einer Stelle, bei Borek an der Strasse nach Hyzne, Tyczyn S., beobachtet werden.

Auch im ungarisch-galizischen Grenzzuge haben die Menilitschiefer und Hornsteine eine ganz ähnliche Beschaffenheit, nur schalten sich an einzelnen Stellen, wie in der grossen Oligocänmulde von Mszanna, Dukla S., schwarze Schiefer ein, welche den jenseits des Grenzkammes, im Sároser und Zempliner Comitato so verbreiteten schwarzen Smilnoschiefern ausserordentlich ähnlich sind. Auch südlich von Desznica, Zmigród SW., hat der Menilitschiefer ein dem Smilnoschiefer sehr ähnliches Aussehen. Es ist sehr bemerkenswerth, dass der Menilitschiefer auch in dieser Gegend gegen Süden eine etwas geänderte, an den Smilnoschiefer erinnernde Facies annimmt, wie dies Paul, Tietze und Vacek¹⁾ aus ihren Aufnahmegebieten in Ostgalizien erwähnen. In der Menilitschieferpartie von Mszanna tritt ausserdem noch im nordwestlichen Theile dieses Dorfes ein grauer oder hellbräunlicher, dünnschichtiger Mergelschiefer mit einzelnen krummschaligen Sandsteinen und selbst einigen massigen Sandsteinbänken hinzu, welche man, wenn man nicht den Zusammenhang mit typischen und sicheren Menilitschiefern schrittweise verfolgen könnte, jedenfalls in anderem Sinne deuten würde. Dr. Szajnocha²⁾ hat diese heteropischen Einlagerungen ebenfalls beobachtet und beschrieben. Aehnliche Vorkommnisse erwähnt Zuber³⁾ aus Ostgalizien. Eine ähnliche Verbindung massiger, kieseliger, harter Sandsteine mit Menilitschiefer gibt sich auch südlich von Kały, Zmigród S., im Wislokathal zu erkennen. Als ein ferneres locales Gebilde im Menilitschiefer ist ein eigenthümlicher, heller, unreiner, mergeliger und dolomitischer Kalkstein zu erwähnen, wie er auf der Anhöhe östlich vom Dorfe Zamokleski, Zmigród W., und südlich von Cieklin, Jaslo SW., vorkommt. Dieser Kalkstein erscheint manchmal als Breccie, deren einzelne Bestandtheile durch gelben oder bräunlichen krystallinischen Braunspath verbunden sind. Aehnliche Gesteine beschrieb neuerlich Rzehak aus dem mährischen Menilitschiefer. Eine ebenfalls schon öfter erwähnte Eigenthümlichkeit der Menilitschiefer ist ihr Reichthum an Eisen, der sich sowohl durch das örtliche Vorkommen dünner Thoneisenflötze, als auch das Hervorquellen eisenoxydhydrathaltiger Wasser documentirt⁴⁾.

Endlich muss ich noch des vereinzeltten Vorkommens eines etwa faustgrossen, elliptisch gerundeten Geschiebes eines Gabbro gedenken, welches dem Menilitschiefer von Borek, Tyczyn S., eingelagert war. Der Menilitschiefer zeigt vielfach schöne, secundäre Faltungen; die Hornsteinbänke sind zuweilen wellig gekrümmt.

Die Frage nach dem geologischen Alter der Menilitschiefer wurde schon von den älteren Autoren dahin entschieden, dass diese merkwürdigen Gebilde als Oligocän zu betrachten seien. Es hat hiezu nebst den Lagerungsverhältnissen über nummulitenführenden Gesteinen in erster Linie ihre seit lange bekannte Fischfauna Veranlassung gegeben,

¹⁾ Jahrbuch 1881, pag. 199.

²⁾ Verhandlungen d. geol. R.-A. 1881, pag. 345.

³⁾ Dieses Jahrbuch 1882, 32. Bd. pag. 365.

⁴⁾ Paul und Tietze, Studien etc. pag. 75.

deren erste Bearbeitung ein Verdienst Heckel's¹⁾ ist. Obwohl neuerdings auch Sauvage²⁾, Kramberger³⁾ und Rzehak⁴⁾ werthvolle Beiträge zur Kenntniss dieser Fauna geliefert haben, ist dieselbe doch noch nicht in ihrer Vollständigkeit bekannt und haben wir von der Monographie der galizischen Menilitschiefer-Fauna, die Herr Dr. v. Bosniaski vorbereitet, eine bedeutende Bereicherung und Vergrößerung unserer Kenntnisse zu erwarten. Wie uns Tietze⁵⁾ mittheilt, glaubt Bosniaski das Vorhandensein zweier altersverschiedener Fischfaunen nachweisen zu können, von welchen die ältere, durch *Meletta crenata* charakterisirte den Schichten mit *Clavulina Szaboi* Ungarns, die obere mit *Meletta longimana*⁶⁾ und *Amphisyle* den Wurzenegger Schiefern entspricht.

Es wird abzuwarten sein, welche Beobachtungen und Thatsachen Bosniaski dieser Anschauung zu Grunde zu legen vermag, bevor man die theoretische Bedeutung derselben in den Kreis der Besprechung ziehen kann; die bis jetzt übliche cartographische Ausscheidung würde dadurch, wie man schon jetzt mit Dr. Tietze (l. c.) behaupten kann, kaum beeinflusst werden. Selbst wenn es sich erweisen sollte, dass beide Faunen an mehreren Orten über einander vorkommen und nicht etwa als local vicariirende Faunen zu betrachten sind, wird es doch wenigstens gegenwärtig nicht möglich sein, im Menilitschieferverbande zwei Niveaus von einander zu trennen. Der fischführende Theil desselben gibt sich allenthalben als etwas durchaus gleichartiges, untrennbares, wo aber die zum Theil sehr mannigfaltigen Einlagerungen von Hornstein, Sandstein u. s. w. eintreten, konnte nirgends eine Gesetzmässigkeit in der Aufeinanderfolge erkannt werden. Eine Gliederung in einen oberen und einen unteren Horizont wäre dann rein willkürlich und künstlich.

Vor Allem ist aber die von Paul und Tietze⁷⁾ und Vacek⁸⁾ in der Mergelfacies der Menilitschiefer zu Vereczke entdeckte Molluskenfauna für die stratigraphische Stellung dieses Gebildes von der grössten Bedeutung.

Nach Vacek stimmt dieselbe mit derjenigen der unteroligocänen sandigen Mergel, die Hofmann im Szilágyer Comitat als Hangendes der eocänen Bréder Mergel nachgewiesen hat, sehr gut überein und zeigt ferner grosse Aehnlichkeit mit der Fauna der Sangoninituffe des Vicentinischen.

Der Menilitschiefer ist namentlich in seiner blättrigen Ausbildung fast überall ziemlich reich an Fischresten; man findet fast allenthalben mit einiger Mühe mehr minder gute und zahlreiche Fossilreste. Be-

¹⁾ Denkschr. d. k. Akademie, Wien, 1849, I.

²⁾ Bull. Soc. géol. France 1870.

³⁾ Palaeontographica 1879, 26. Bd., 3. Lfg. Dieses Jahrb. 1880, 30. B., p. 565.

⁴⁾ Schriften des naturforsch. Ver. in Brünn, XIX. Bd.

⁵⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, p. 282.

⁶⁾ Nur nebenbei will ich bemerken, dass Kramberger geneigt ist, *Mel. longimana* und *crenata* zusammenzuziehen (dieses Jahrbuch 1880, 30. Bd., p. 568). R z e h a k l. c. nimmt die Vereinigung beider Arten unter dem Namen *Mel. Heckeli* Rzeh. direct vor.

⁷⁾ Dieses Jahrbuch 1881, 31. Bd., p. 200.

⁸⁾ Neue Studien p. 273.

sonders reich erwies sich die zwischen den Städten Krosno und Jasło gelegene Localität Brzezówka am Jasiołkafusse, wo der Menilitschiefer in Gestalt eines ziemlich auffallenden Bergrückens vorbeistreichet und vom Jasiołkafusse durchbrochen wird. Gerade gegenüber dem Dorfe befindet sich dieser Durchbruch, der zur Bildung eines Bruchufers führte. Man gewinnt daselbst in kurzer Zeit zahlreiche und besonders wohl erhaltene Reste von Fischen, unter welchen die Gattung *Meletta* stark vorwiegt; auch ein leider nicht näher bestimmbares Insect fand sich hier vor. In der Nähe dieser Localität wird sich eine Station der neuen galizischen Transversalbahn befinden, wodurch dieser reiche Fundort leicht zugänglich werden wird.

Der Menilitschiefer fehlt in keinem Theile des von mir begangenen Gebietes. Im Nordgürtel liegt er vielfach direct auf Ropiankasschichten und ist diesen, wie es scheint, ganz concordant eingefaltet. An dem Aufbaue des oligocänen Czarnorzeki-Helm-Zuges theilhaftig er sich, indem er daselbst die Unterlage der oberoligocänen Sandsteinmassen bildet. Auch im ungarisch-galizischen Grenzgebirge spielt er eine wichtige Rolle und tritt daselbst zuweilen unter höchst eigenthümlichen Verhältnissen auf, die weiter unten näher besprochen werden sollen. Endlich erscheint er auch in den orographisch wenig hervorragenden und hauptsächlich aus eocänen Flyschen bestehenden Gebieten zwischen dem Grenzzuge, dem Liwocz, dem Helm-Czarnorzeki-Zuge und dem Nordgürtel, indem er daselbst meist schmale, mehr oder minder lange Mulden bildet und so in erwünschter Weise die Eintönigkeit der eocänen Flyschbildungen unterbricht. Eine der breitesten dieser Mulden ist wohl die, welche nördlich von Dynów über Blażowa und Borek, Tyczyn, Straszydło und Siedliska, Tyczyn NO, hindurchstreichet und nördlich von Tyczyn an die Ebene herantritt.

II. Magurasandstein und Bonarówka-Schichten. Im Czarnorzeki-Zuge folgt über dem Menilitschiefer ein mächtig entwickelter massiger Sandstein, welcher das zweite Hauptniveau einer massigen Sandsteinbildung in der karpathischen Flyschzone darstellt, und in welchem sich die Entwicklung des massigen Sandsteins der mittleren Kreide der Facies nach genau wiederholt. Die über dem Menilitschiefer aufliegenden massigen Sandsteine hat Paul in der Arva als Magura-Sandsteine bezeichnet. In der Folge wurden freilich auch manche Sandsteine, von denen eine solche Lagerung nicht mit Sicherheit erweisbar war, mit diesem Namen belegt. Erst Vacek¹⁾ hat die ausgedehnte Verbreitung und Wichtigkeit dieses Niveaus in Mittelgalizien erwiesen und die stratigraphische Stellung desselben durch Fossilfunde fixirt.

Der Magura-Sandstein ist ein hellgelber, feinkörniger, mürber Sandstein, der in Bänken von $\frac{1}{2}$ bis mehreren Metern Mächtigkeit abgelagert ist und wenig schiefrigsandige Zwischenlagen enthält. Fast stets verbinden sich damit einige Bänke grobkörnigen und conglomeratartigen Sandsteins. Ueber der unteren Masse von Magura-Sandstein folgen schwärzliche, thonig-schiefrige, dünngeschichtete Lagen und dann ruht darauf die obere Partie von Magura-Sandstein. Es findet also auch hier, sowie in Mittelgalizien (nach Vacek l. c.) eine Zweitheilung des

¹⁾ Jahrb. 1883, 31. Bd. pag. 202.

Magura-Sandsteins in eine untere und eine obere Partie statt, nur enthält in Westgalizien die trennende Partie dunklen Schieferthones wie es scheint keine Fossilien, während Vacek (l. c. p. 202) darin zu Riszkania, Uszok NW, eine kleine Bivalvenfauna entdecken konnte (*Eburna Caronis* Brong., *Melania striatissima* Zitt., *Natica crassatina* Lam., *Cardium fallax* Micht., *Cytherea incrassata* Lam., cf. *soror* Desh. *Cyrena semistriata* Desh. *Panopaea* cf. *angusta* Nyst.), welche mit der geologisch älteren Fauna von Vereczke ziemlich grosse Verwandtschaft hat, sich jedoch von derselben einerseits durch das Fehlen der Cerithien, andererseits durch das massenhafte Auftreten der grossen *Natica crassatina* unterscheidet. Vacek vergleicht den Magura-Sandstein speciell mit Hoffmann's Oligocängruppe O_6 des Szilágyer Comitats.

Die Magura-Sandsteine ruhen den Menilitschiefern nicht unmittelbar auf, sondern es vollzieht sich die Ueberlagerung unter Dazwischentritt eines mehrere Meter mächtigen, schiefrigen, rothen Thones, der auch die Zwischenlagen der ersten Sandsteinpartie bildet. In dem grossen oligocänen Gebirge zwischen Krosno und Domaradz tritt der Menilitschiefer in drei Zügen auf, welche vom oberoligocänen Magura-Sandstein stets durch rothen Thon getrennt sind.

In typischer Entwicklung tritt der Magura-Sandstein nördlich von Krosno, im Czarnorzeki-Zuge auf, wo die Schichtköpfe der den höchsten Kamm bildenden mächtigsten Bank ruinenartig aus dem Boden hervorragen und dieselbe Verwitterungsform zeigen, wie der Jamna-Sandstein Ostgaliziens und der massige Sandstein der Wątkowa Magura im ungarisch-galizischen Grenzzuge. Die nähere Beschreibung und muthmassliche Erklärung dieser Verwitterungserscheinung findet sich an den betreffenden Stellen des beschreibenden Theiles der Arbeit.

Auch im Menilitschiefer kommen fast stets mehr oder minder mächtige Sandsteineinlagerungen vor, die aber wohl nicht immer als Magura-Sandstein bezeichnet und als besonderes Niveau ausgeschieden werden können. Nur wenn sich die Sandsteine als eine selbstständige Gruppe über der Gesamtmasse der Menilitschiefer darstellen, wurden sie als Magura-Sandsteine ausgeschieden. Die letzteren unterscheiden sich übrigens auch petrographisch ganz gut von den im Menilitschiefer eingelagerten Sandsteinen, welche meist kieselig, ungleichkörnig und hart und oft durch eigenthümlich glatte Schichtoberflächen ausgezeichnet sind.

Magura-Sandstein begleitet den Menilitschiefer des Laurenzberges, nördlich von Krosno und setzt, wie schon erwähnt, den malerischen Czarnorzeki-Zug und dessen Fortsetzungen, die Królowska góra und Wyrwak zusammen und folgt dem Menilitschiefer bis zu den Dörfern Łacki und Łęki. Sonst konnte diese Bildung nirgends mit Sicherheit nachgewiesen und ausgeschieden werden. Den grössten Theil des oligocänen Helm-Czarnorzeki-Zuges setzen jene Gesteine zusammen, die unter dem Namen Bonarówkaschichten besprochen werden sollen.

Wenn man vom Dorfe Blizne bei Jasienica gegen den Bergzug Rynki, auf welchem die malerische Capelle-Blizne gelegen ist, aufsteigt, so erkennt man zuerst echten Menilitschiefer mit weissem Hornstein, dann rothen Thon und darüber einen harten, feinkörnigen kieseligen Sandstein, dessen einzelne 1—2 Dcm., ausnahmsweise bis 5 Dcm.

mächtigen Bänke mit schwärzlichen, schiefrigen Thonen wechsellagern. Verfolgt man diese Bildungen im Streichen, so zeigt es sich, dass bald die Schiefer, bald die Sandsteine vorwiegend entwickelt sind. Der Verband derselben ist aber ein so inniger, dass es unmöglich ist, darin Scheidungen vorzunehmen. In manchen Fällen setzen sich diese Schichten fast ausschliesslich aus schwarzen Schiefen zusammen, nur einzelne Thoneisenstein- und Sandsteinflötze erscheinen ihnen eingeschaltet, im Streichen aber nehmen sie mehr Sandsteine auf und stellen sich schliesslich als die oben beschriebene Wechsellagerung von kieseligen, feinkörnigen, meist ziemlich dunkelgrünen Sandsteinen und schwärzlichen Schiefen dar. Die Sandsteine unterscheiden sich von den Magura-Sandsteinen durch ihre kieselige Beschaffenheit, dunklere Färbung, den Mangel massiger Entwicklung und das Fehlen conglomeratartiger oder grobkörniger Lagen. Ein bezeichnendes Merkmal dieser Sandsteine ist es ferner, dass sie häufig durch den Wechsel dunklerer und hellerer Sandkörner gebändert erscheinen und bei der Verwitterung stets in prismatische Stücke zerfallen. Nur ausnahmsweise treten hie und da massigere Bänke auf, die an den Magura-Sandstein erinnern. In ihrer petrographischen Beschaffenheit erinnern die Bonarówka-Sandsteine zuweilen nicht wenig an gewisse Partien des Sandsteins der mittleren Kreide des Grenzzuges, die weiter oben beschrieben wurden. Ueberhaupt stellen diese letzteren Sandsteine im Vergleich zum typischen Jamna-Sandstein eine ähnliche Facies dar, wie die Bonarówka-Schichten im Vergleich mit dem Magura-Sandstein, nur sind die Sandsteine der mittleren Kreide des Grenzzuges doch grobbankiger entwickelt und ihre heller gefärbten Zwischenlagen treten mehr zurück.

Ausser dem kieseligen Sandstein erscheint im Verbands der Bonarówka-Schichten zuweilen auch ein mürber, mehr minder dünnplattiger oder selbst krummschaliger, feinkörniger Sandstein mit schwärzlichen, schiefrighonigen Zwischenlagen und reichlichen Hieroglyphen, die im kieseligen Sandstein seltener und gleichförmiger sind. Die Hieroglyphen dieser Sandsteine sind stets von einer dünnen Lage des schwarzen Zwischenmittels bedeckt und erscheinen daher dunkel gefärbt. Ganz local geht dieser Sandstein in dickplattigen Sandstein über, wie zu Czieszyna bei Fryszak, welcher als Baustein Verwendung findet.

Die schwarzen, schiefrigen und blättrigen Thone haben da, wo sie vorwiegend entwickelt sind, einige Aehnlichkeit mit dem Liwocz-schiefer, sie sind aber selbst beim Mangel der durchaus verschieden ausgebildeten Sandsteinbänke doch zu unterscheiden, da sie fast stets rothe Eisenoxydhydratbeschläge zeigen, weniger blättrig sind und einen flachmuscheligen Bruch besitzen. Sie zerfallen deshalb bei der Verwitterung nicht in einzelne Blättchen, sondern in kleine Kugeln; auch sind sie vollkommen kalkarm, während die Liwocz-schiefer immer einigen Kalkgehalt besitzen. Hie und da bemerkt man auf ihren Schichtflächen dunkle Flecken, ähnlich wie sie in den cretacischen Fleckenmergeln vorkommen, sie heben sich aber von dem dunklen Gesteine nur wenig ab. Die Thoneisensteinflötze der Bonarówka-Schichten zeigen bisweilen sehr hübsche Hieroglyphen, Spirophycos, Zopfplatten und dergleichen.

Versteinerungen konnten in den Bonarówka-Schichten trotz vielfacher Bemühungen nicht aufgefunden werden, indessen gestatten die Lage-

rungsverhältnisse keine andere Deutung, als die hier vorgenommene. Wenn man den Czarnorzeki-Zug zwischen Krosno und Krasna oder zwischen Krosno und Domaradz verquert, kann man den Uebergang der Magura-Sandsteine in die Bonarówka-Schichten ganz deutlich verfolgen, wie dies bei der Localbeschreibung eingehender dargelegt werden wird. Die Einlagerung thoniger Schiefer, welche den echten Magura-Sandstein in eine obere und eine untere Partie trennt, bildet schon eine Andeutung der Bonarówka-Facies. Da die letztere von den Magura-Sandsteinen doch wesentlich abweicht, wird es wohl gerechtfertigt erscheinen, wenn ich sie mit einem besonderen Localnamen nach dem gute Aufschlüsse darbietenden Thale von Bonarówka, Strzyżów S, belege.

Die Bonarówka-Schichten erscheinen nur in der Czarnorzeki-Helmkette, diese aber setzen sie vorwiegend zusammen. Jene Partien, in welchen die Sandsteine stärker vertreten sind, stellen sich als Bergzüge dar, während die Thäler, namentlich die Längsthäler, in den mehr thonigen Partien verlaufen. Im Allgemeinen wiegen die Thone im westlicheren, schmälern und niedrigeren Theil der Kette, bei Brzostek vor, wo sich noch später näher zu besprechende eigenthümliche dunkelbraune, schiefrige Sandsteine mit Melettaschuppen und gebänderte Quarzsandsteine zugesellen, die vielleicht als locales Aequivalent der Menilitschiefer aufgefasst werden könnten.

Die Miocänbildungen des Nordgürtels

(sog. II. Mediterranstufe).

Gyps.

Als besonders bezeichnend für den genetischen Zusammenhang der hier zu beschreibenden Tertiärablagerungen mit den sogenannten Salzthonbildungen können die Gypsvorkommnisse gelten, welche in den Localitäten Siedliska, Rzeszow SW, Broniszow und Mała¹⁾, Ropczyce S, aufgefunden wurden. Der Gyps von Siedliska besteht aus feinen, krummschaligen, durch äusserst dünne Tegellagen von einander getrennten Gypslammellen und wird ausserdem von mehr minder grossen Partien von krystallinischem Gyps durchzogen. In Broniszow tritt ein grauer dichter Gypsmergel mit Zwischenlagen von weissem, faserigen Gyps auf, in Mała erscheint ein Anhydrit, der mit dem sogenannten Gekrösestein von Wieliczka petrographisch auf das Vollkommenste übereinstimmt.

In allen drei Localitäten befinden sich wohl kleine, von Bauern betriebene Brüche, welche aber die einzigen, recht dürftigen Aufschlüsse dieser stark mit Berglehm verdeckten Gebilde vermitteln. Leider konnten nirgends weder begleitende Gesteine, noch auch Schichtflächen erkannt werden, die über die Art der Lagerung hätten Auskunft ertheilen können. Auch Versteinerungen waren nicht aufzufinden. Am günstigsten erscheinen die Lagerungsverhältnisse noch in Siedliska, wo

¹⁾ Alth. in diesem Jahrbuche 1858, 9. Bd. pag. 144.

wenigstens das karpathische Grundgebirge, und zwar Menilitschiefer zu erkennen war. Dagegen konnte in Folge der mächtigen Berglehmedecke nicht mit Sicherheit ermittelt werden, auf welchem karpathischen Gebilde die Gypse von Mała und Broniszow aufgelagert sind. Die letzteren Localitäten liegen etwa 10 Kilometer südlich vom Karpathenrande entfernt, während die Localität Siedliska am Karpathenrande selbst gelegen ist.

Tegel und Glanzkohle von Gródna dólina.

In der Umgebung von Gródna dólina (ca. 13·5 Kilom. südlich von Dembica) tritt in einem aus Menilitschiefer und Ropianschichten zusammengesetzten Gebiete ein homogener blauer Tegel auf, der in petrographischer Hinsicht mit dem Badner Tegel des Wiener Beckens vollkommen übereinstimmt und demselben auch durch seine durch Bergrath Paul¹⁾ bekannt gemachte Fossilführung ungemeyn nahe steht. So innig auch der Gródnaer Tegel mit dem von Baden verwandt ist, so unterscheidet er sich doch in mancher Hinsicht und zeigt einige locale Abweichungen. So enthält er ein bis zu 7 Meter mächtiges Glanzkohlenflötz, welches von einem hellgelben, schiefrig-sandigen Thon mit einer Planorbispecies begleitet wird. Auch die Kohle selbst weist ziemlich zahlreiche Exemplare derselben Planorbisart auf; dagegen wurde bis jetzt noch niemals ein deutlicher Blattrest entdeckt. Im Liegenden des Kohlenflötzes, dessen Lagerungsverhältnisse und Beschaffenheit von Windakiewicz²⁾ und Syroczinski³⁾ erörtert wurden, findet sich ein sandiger, heller oder bunter Tegel vor, im Hangenden blauer Tegel, den man schlechthin wohl auch als Badner Tegel bezeichnen könnte.

Der Gródnaer Tegel ist ziemlich fossilreich, da man in allen Aufschlüssen mit leichter Mühe einzelne Conchylien, freilich meist nur in fragmentarischem Zustand auffinden kann. Da aber daselbst keine künstlichen Tegelaufgrabungen vorgenommen werden, so liegen die Verhältnisse für die Ausbeutung von Fossilien nicht sehr günstig.

Die von Paul (l. c.)⁴⁾ mitgetheilte Versteinerungsliste ist folgende:

Aus dem grauen Tegel im Hangenden des Flötzes:

- Conus Dujardini* Desh.
- Ancillaria glandiformis* Lam.
- Murex (Pollia) sp. n.*
- Fusus longirostris* Brocc.
- Fasciolaria fimbriata* Brocc.
- Pleurotoma asperulata* Lam.
- „ *obeliscus* des Moul.
- Cerithium vulgatum* Brug.
- „ *Bronni* Partsch.
- „ *pictum* Bast.

¹⁾ Verhandlungen d. geol. Reichsanstalt 1875, p. 265.

²⁾ Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1873, p. 253.

³⁾ Kosmos, Lemberg 1877.

⁴⁾ Nach Bestimmungen von R. Hörnes.

Turritella Archimedis Brong.
 „ *bicarinata* Eichw.
Cardita Partschii Goldf.

Aus dem Flötz: *Planorbis* sp.

Aus dem sandigen Tegel im Liegenden des Flötzes:

Ancillaria glandiformis Lam.
Pleurotoma pustulata Brocc.
Cerithium vulgatum Brug.
Corbula carinata Duj.

Ich kann nur die erstere Liste und diese nur um zwei Arten bereichern, nämlich:

Chenopus pespelecani Phil.
Turbinolia duodecimcostata Goldf.

Dagegen hat die Untersuchung der Foraminiferen einige nicht ganz uninteressante Resultate ergeben. Es wurde eine Tegelprobe aus dem Anstehenden im Gródnaer Bache, in horizontaler Entfernung von etwa 300 Meter vom Ausbiss des Kohlenflötzes, entnommen und auf die mikroskopische Fauna hin untersucht, wobei es sich zeigte, dass dieselbe vornehmlich aus Foraminiferen mit nicht besonders grossem Arten- und Individuenreichtum bestehe, und im Wesentlichen den Charakter der Tegelfauna, wenn auch nicht der typischen, besitze. Eine zweite Probe lieferte die Halde des Kohlenbergbaues; leider liess sich nicht mehr mit voller Sicherheit feststellen, ob sie ursprünglich dem Hangenden oder dem Liegenden des Flötzes angehört hat; nach ihrer Beschaffenheit ist das Letztere wahrscheinlicher. Jedenfalls aber rührt sie aus der nächsten Umgebung des Kohlenflötzes her. Die Fauna der letzteren Probe aber weicht von der der ersteren nicht unerheblich ab und zeichnet sich vornehmlich durch starke Vertretung von Littoraltypen aus, wie sich aus den folgenden Verzeichnissen ergibt:

Foraminiferenfauna der ersteren Probe:

Nodosaria hispida Orb. s. s. ¹⁾
Dentalina elegans Orb. s.
 „ *Adolfina* Orb. s.
 „ *guttifera* Orb. s. s.
Glandulina laevigata Orb. s.
Cristellaria simplex Orb. s.
Robulina calcar Orb. z. h.
 „ *cultrata* Orb. z. h.
Plecanium carinatum Orb. z. h.
Uvigerina pygmaea Orb. s.
Bulimina Buchana Orb. s. h.
 „ *pupoides* Orb. h.
 „ *ovata* Orb. z. h.
 „ *Schreibersi* Czj. z. h.
Bolivina antiqua Orb. s.
Cassidulina oblonga Rss. s.

¹⁾ s. s. = sehr selten, s. = selten, h. = häufig, s. h. = sehr häufig, z. s. = ziemlich selten, z. h. = ziemlich häufig.

Orbulina universa Orb. s. h.
Globigerina bulloides Orb. s. h.
 " *triloba* " h.
 " *bilobata* " h.
Pullenia bulloides Orb. h.
Rotalina Dutemplei Orb. h.
Anomalina variolata Orb. z. h.
Nonionina Soldani Orb. z. h.
 " *Boueana* Orb. z. h.
Polystomella aculeata Orb. s. s.
Quinqueloculina tenuis Cz. z. h.

Diese Fauna zeichnet sich durch ihren Reichthum an Globigerinen und Buliminen aus, dagegen befremdet die schwache Vertretung der Nodosarien, der Cristellarien, Robulinen, der Rotalien und besonders der Quinqueloculinen und ihrer Verwandten, die gerade in Tegelablagerungen besonders reichlich entwickelt zu sein pflegen, so dass man diese Fauna wohl nicht als normale Badner Tegelfauna bezeichnen kann. Besondere Beziehungen zur Foraminiferenfauna von Wieliczka sind nicht vorhanden, wenn man nicht die beiderorts reichliche Vertretung der sonst seltenen *Bulimina Buchana* ¹⁾ dafür gelten lassen will. Noch eigenthümlicher gestaltet sich die Fauna der Probe aus der Umgebung des Kohlenflötzes:

Dentalina Adolfini Orb. z. s.
Cristellaria simplex Orb. s.
Robulina sp. ind. Orb. s. s.
Plecanium carinatum Orb. z. h.
 " *abbreviatum* Orb. z. h.
 " *cf. Sturi* Karr. s.
Textilaria pectinata Rss. z. s.
Uvigerina pygmaea Orb. z. h.
Polymorphina depauperata Rss. z. s.
Guttulina communis Orb. z. s.,
Globulina gibba Orb. z. s.
Orbulina universa z. h.
Globigerina bulloides Orb. z. h.
Pullenia bulloides Orb. z. s.
Rotalia Dutemplei Orb. s.
 " *Beccari* L. h.
Asterigerina planorbis Orb. z. s.
Nonionina communis Orb. s.
Heterostegina costata Orb. h.
Amphistegina Haueri Orb. h.
Polystomella crispa Lam. h.
 " *aculeata* s.
Alveolina melo Orb. h.
 " *Haueri* Orb. s.
Spiroloculina canaliculata Orb. s.

¹⁾ Die Exemplare von Gródna d. stimmen im Gesamttheben vollständig mit der von Reuss abgebildeten Form von Wieliczka überein.

- Biloculina simplex* Orb. s.
Triloculina inornata Orb. z. h.
Quinqueloculina contorta Orb. s.
 " *Buchiana* Orb. h.
 " *Josefina* Orb. h.
 " *Akneriana* Orb. h.
 " *Boueana* Orb. s.
 " *foeda* Rss. z. h.
 " *cf. reticulata* Karr. s.¹⁾

Bei dieser Fauna fällt zunächst die ausserordentlich starke Vertretung zahlreicher echter Littoraltypen, wie *Heterostegina costata*, *Amphistegina Haueri*, *Polystomella crispa*, *aculeata*, *Alveolina melo*, *Haueri* und *Asterig. planorbis*, die fast alle in zahlreichen Exemplaren vorhanden sind, auf, ferner die reichliche Entwicklung der Quinqueloculinen und der kieseligsandigen Plecanien, die ärmliche der Dentalinen, Cristellarien, Robulinen und Rotalien. Beide Faunen haben nur wenig Formen mit einander gemeinsam; als einen ähnlichen, übereinstimmenden Zug könnte man nur die beiderseits ziemlich reiche Vertretung von *Orbulina universa* und *Globigerina bulloides* anführen. Wir dürften es hier mit einer Mischfauna zu thun haben; echt littorale Typen mengen sich hier mit solchen der tieferen See. Vielleicht ist diese Mengung durch Einschwemmung zu erklären, eine Vermuthung, die dadurch eine Stütze erhält, dass mit diesen Foraminiferen auch augenscheinlich eingeschwemmte Nulliporenbrocken vorkommen. Selbst wenn man die nachgewiesenen Littoraltypen als eingeschwemmt betrachtet, so scheint mir doch aus den gesammten Verhältnissen hervorzugehen, dass wir es in der zweiten Fauna mit einer mehr littoralen zu thun haben als in der ersten, oder dass die Gegend, wo das Kohlenflötz abgelagert wurde, der Küste genäherter war, als die weiter südlich gelegene, der die erste Probe entnommen wurde. Es stimmt dies mit den geologischen Verhältnissen, wie weiter unten auseinandergesetzt werden wird, auf das Beste überein.

Die Kohle von Gródna stellt sich als eine im Ganzen gute und brauchbare Glanzkohle dar, die in einzelnen Partien des Flötzes sogar vorzügliche Beschaffenheit besitzen soll. Das hellgelbliche Zwischenmittel und Begleitgestein der Kohle entbehrt ausser den schon erwähnten ziemlich zahlreichen Planorbisexemplaren jegliche Versteinerungen. Foraminiferen oder Characeen, die man darin erwarten könnte, fehlten in den von mir untersuchten Proben. Die Kohle von Gródna dürfte in ähnlicher Weise durch Einschwemmung von Vegetabilien vom Lande aus entstanden sein, wie die gleichaltrige Kohle von Zołkiew, für welche Hilber²⁾ eine derartige Entstehung bewiesen hat, obwohl hier bis jetzt noch keine marinen Conchylien darin und im Zwischenmittel aufgefunden wurden. Dr. E. Tietze hat dieser Anschauung

¹⁾ *Quinqueloculina cf. reticulata* unterscheidet sich von der durch Karrer beschriebenen Form durch dichtere Netzzeichnung und etwas abweichende Mündung. *Plecanium Sturi* ist eine durch auffallende Grösse ausgezeichnete Form, die von Karrer aus dem Leithakalk in Pozeg (Slavonien) beschrieben wurde.

²⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, p. 300, 301.

bereits Ausdruck verliehen¹⁾. Das Fehlen von Blattresten scheint darauf hinzudeuten, dass hier hauptsächlich eine Einschwemmung von entlaubten Stämmen vorgekommen ist, ähnlich wie dies in geringerem Masse auch in Wieliczka²⁾, den trefflichen Ausführungen Stur's zufolge stattgefunden haben muss. Die Häufigkeit von Planorben in der Kohle könnte wohl damit erklärt werden, dass die Baumstämme vor ihrer Einschwemmung längere Zeit in Süßwasser zurückgehalten wurden, währenddem die Planorben sich darin anzusiedeln Gelegenheit hatten. Aus dem Mangel von marinen Versteinerungen im Zwischenmittel der Gródnaer Kohle und in ihrem Begleitgestein, sowie aus der Häufigkeit der Planorben könnte man auf eine zeitweilige Ausstüßung des dortigen Meeres schliessen, doch wird sich aus der localen Beschreibung ergeben, dass sich einer derartigen Annahme mancherlei Schwierigkeiten entgegenstellen.

Ausser der Kohle und dem sie begleitenden Schieferthon enthält der Tegel von Gródna noch zweierlei harte, geschichtete Einlagerungen; erstens einen bald feinkörnigen, bald grobkörnigen Sandstein, welcher zahlreiche Bryozoen, zertrümmerte Muschelschalen und Foraminiferen enthält und zuweilen eine glaukonitische Beschaffenheit annimmt, und zweitens einen feinkörnigen Sandstein mit Tegelzwischenlagen, welcher in seiner Beschaffenheit vollständig an den Sandstein des ostgalizischen Salzthones erinnert³⁾.

Die zwischen den Sandsteinen befindlichen Tegellagen enthalten Milliarden von Globigerinen, ausserdem aber keine weiteren Foraminiferen. Während der Tegel vollkommen ungeschichtet ist und auch keinerlei Schieferung erkennen lässt, erscheinen die harten Einlagerungen darin steil gestellt und selbst gefaltet, in einer Weise, die weiter unten näher beschrieben werden wird; sie sind daher für den Geologen sehr willkommen; ohne sie liesse sich die Frage, ob die Tegelbildungen von Gródna bereits unter der Einwirkung der Gebirgsbildung gestanden haben, kaum entscheiden.

Die räumliche Ausdehnung des Gródnaer Tegels ist eine sehr beschränkte. Nördlich von Gródna erhebt sich der Kamieniecberg, der höchste Berg des Nordgürtels, zu einer Höhe von 460 Metern, südlich davon in einer Entfernung von ungefähr 5 Kilometer steigt die Helmkeete ebenfalls zu einer Höhe von 380—490 Meter. Die dazwischen gelegene ziemlich auffallende Niederung, deren tiefster Punkt ungefähr 256 Meter Meereshöhe besitzt, ist zum Theil mit dem beschriebenen Tegel ausgefüllt. Die in Wirklichkeit vom Tegel eingenommene Fläche lässt sich der ziemlich mächtigen Lehmbedeckung halber nicht mit Genauigkeit abgrenzen; sie dürfte ungefähr auf $2\frac{1}{2}$ bis 3 Quadratkilometer zu veranschlagen sein. Ausser dieser haupt-

¹⁾ Dieses Jahrbuch 1882, 82. Bd., p. 88.

²⁾ Verhandlungen der geol. R.-A. 1873, p. 6—10.

³⁾ Dieser Sandstein steht an einer Stelle bei Gródna mit den Ropiankaschichten scheinbar in innigem Zusammenhange; es war dies der Grund, warum ich die letzteren anfangs irrthümlich als Salzthonbildungen ansprach, bis ich mich durch Fossilfunde von der Unrichtigkeit der ersteren Auffassung überzeugte; es ist also die Angabe des Vorkommens von Salzthonbildungen als einer besonderen Abtheilung des Mioäns in der zu besprechenden Gegend zu streichen. (cf. Verhandl. d. geol. R.-A. 1882, p. 222.)

sächlichsten Partie wurden noch zwei ganz kleine isolirte Fetzchen in geringer Entfernung von der ersteren beobachtet. Bei der geringen Ausdehnung derselben und der Lehmbedeckung können sie leicht übersehen werden, und es wäre sehr wohl möglich, dass noch andere kleinere Denudationsreste vorhanden sind, welche der Beobachtung entgangen sind. Die grösste Meereshöhe, in welcher der Gródnaer Tegel vorkommt, beträgt ungefähr 345 Meter.

Schliesslich muss noch erwähnt werden, dass zu Mała, einer Localität, die sich etwa 4·7 Kilometer östlich von Gródna befindet und durch ein Gypsvorkommen ausgezeichnet ist, nach Windakiewicz¹⁾ eine Braunkohlenablagerung auftreten dürfte, „in der auch cerithienführende Schichten“ vorkommen. Er schloss dies aus Stücken, die ihm in Gródna als von der genannten Localität stammend vorgelegt wurden. Mir wurde von einem derartigen Vorkommen nichts bekannt, ein derartiges Denudationsrestchen kann eben der Aufmerksamkeit des Geologen gar leicht entgehen, und namentlich in Mała ist dies nur zu leicht möglich, da dort die Berglehmdecke eine fast continuirliche ist und nirgends natürliche Aufschlüsse das Grundgebirge blosslegen.

Lithothamnienkalk.

Unter den Tertiärbildungen des untersuchten Gebietes spielen Lithothamnienkalke eine nicht unbedeutende Rolle. Sie konnten in vier Localitäten, Siedliska, Rzeszow S, Niechóbrz, Rzeszów SW, Wola zglobienska, Rzeszów WSW, und Olympów (Gemeinde Iwierszyce), Sędziszów S, nachgewiesen werden und zeigen allenthalben eine durchaus typische Entwicklung. Sie sind in massigen, ungefähr meterdicken Bänken, ohne mergelige oder tegelige Zwischenlagen abgesetzt und enthalten nur wenig deutliche Versteinerungen. Am häufigsten findet man mit Schale erhaltene Pectines, so den grossen *Pecten latissimus Br.*, seltener *Pecten Besseri Andrzej.* Noch seltener ist *Panopaea Menardi*, *Ostrea sp.* *Clypeaster sp.*

An Foraminiferen konnten die folgenden, nach ihrer Häufigkeit geordneten Arten nachgewiesen werden, die fast durchaus zu den für den Leithakalk charakteristischen gehören:

Amphistegina Haueri Orb.
Polystomella crispa Lam.
Truncatulina lobatula Orb.
Rotulina Dutemplei Orb.
 „ *Akneriana* Orb.
Asterigerina planorbis Orb.
Globigerina bulloides Orb.

Da man hie und da, wie zu Siedliska, auch lose Lithothamnienknollen vorfindet, ist anzunehmen, dass auch einzelne weichere Lagen dem harten, grobbankigen Lithothamnienkalkstein eingeschaltet sind; jedenfalls spielen sie keine grosse Rolle.

¹⁾ l. c.

Man hat es hier nicht mit einer zusammenhängenden Reihe von Tertiärbildungen zu thun, sondern nur mit einzelnen kleinen Fetzen von räumlich sehr beschränkter Ausdehnung, welche in einer Höhe von ungefähr 320 Metern karpathischen Gesteinen aufgelagert sind und die Bergkuppen bilden, an den Gehängen aber sich nicht sehr tief hinabziehen. Ihre Gesammtmächtigkeit dürfte 15 Meter kaum übersteigen, wie sich aus den gesammten Lagerungsverhältnissen schliessen lässt; in den ziemlich lebhaft betriebenen Steinbrüchen gehen die Aufschlüsse nicht bis an das Liegende. Am klarsten sind die Lagerungsverhältnisse zu Niechóbrz und Olympów, wo die massigen Lithothamnienbänke in flacher, nur wenig geneigter Lagerung auf steil gestellten karpathischen Gesteinen discordant aufrufen. In Niechóbrz bilden Menilitschiefer, in Olympów Ropiankaschichten das karpathische Grundgebirge; auch in Siedliska liegen die Lithothamnienkalke auf Menilitschiefer und stehen in geringer Entfernung von dem früher besprochenen Gyps an. Die Localität Wola zglobienska habe ich selbst nicht besuchen können, ich verdanke Herrn Dr. E. Tietze die Mittheilung von dem dortigen Vorkommen von Lithothamnienkalk. Die genannten Localitäten liegen südlich, südwestlich und westsüdwestlich von Rzeszów und sind von einander ungefähr je 4—5 Kilometer entfernt.

Niechóbrz und Siedliska liegen am Aussenrande der Karpathen, Olympów und Wola zglobienska nicht weit südlich von demselben.

Eingegangenen Mittheilungen zufolge soll ähnlicher Kalkstein auch in einigen anderen Ortschaften des nördlichsten, von mir nicht mehr untersuchten Karpathenstreifens zwischen Sendziszów und Dembica vorkommen.

Bryozoenkalk.

In Globikowa, westlich von Gródna dolna, tritt ein in frischem Zustande hellgrau gefärbter, harter, zuweilen etwas sandiger Kalkstein auf, der fast ausschliesslich aus Bryozoën zusammengesetzt ist. Verwittert nimmt er eine gelbliche Färbung an und zerfällt in einzelne aus Bryozoën gebildete Brocken. Er enthält ausser Bryozoën nur einige Pectenarten, darunter am häufigsten *Pecten Besseri Andzrj.*, ferner *Ostrea digitalina*.

Wenn es auch einer eingehenderen Aufsammlung, als sie mir möglich war, gelingen dürfte, noch einige andere Arten, namentlich von *Pecten*, zu constatiren, so wird dies doch den ärmlichen Charakter der Fauna dieses Bryozoenkalkes kaum erheblich zu vermindern vermögen. Wie die Bryozoënkalke und Mergel im Wiener Becken auch kaum mehr als *Ostrea digitalina* und einige Pectines, darunter auch *Pecten Besseri* enthalten und ebenfalls durch eine auffallend dürftige Fauna ausgezeichnet sind, so trifft dies auch bei dem Globikower Bryozoënkalke zu.

Die Bänke dieses Bryozoënkalkes, der den mittleren Theil des durch die beiden Quellbäche des Smarzower Baches begrenzten Bergrückens zusammensetzt, haben ungefähr $\frac{1}{4}$ —1 Meter Dicke, fallen ziemlich steil (unter 40—50 Grad) nach Ost und sind einem dickbankigen, mürben, grauen Sandstein concordant aufgelagert. Ueber das

geologische Alter des letzteren vermochte ich mir keine volle Gewissheit zu verschaffen; da ähnliche grobbankige Sandsteine auch in den Ropiankaschichten der Gródnaer Umgebung nicht fehlen, könnte er wohl dieser Schichtgruppe angehören. Die Concordanz zwischen dem mürben Sandstein und dem Bryozoënkalk gibt der Vermuthung Raum, dass auch der erstere möglicherweise dem Miocän angehören könnte, obwohl sie die Deutung derselben als Theil der Ropiankaschichten nicht ausschliesst. Die Aufschlüsse an Ort und Stelle waren nicht derart, um bei dem vollständigen Mangel von Fossilien zu einem bestimmten, wohl begründeten Resultate zu führen. Die nördlichste Partie dieses Kalksteines, der zu einer Meereshöhe von circa 340 Meter aufsteigt, scheint nicht mehr auf dem oberwähnten Sandstein, sondern auf Menilitschiefer zu ruhen. Leider konnte ich mir auch darüber keine volle Gewissheit verschaffen.

Während die früher besprochenen Lithothamnienkalke, die zum Theil direct am Aussenrande der Karpathen gelegen, zum Theil demselben sehr genähert sind, eine fast schwebende Lagerung aufweisen, zeichnet sich der Globikower Bryozoënkalk, dessen Entfernung vom nördlichen Karpathenrand schon an 13 Kilometer beträgt, durch stark gestörte Lagerungsverhältnisse aus. Das bereits beschriebene Badnertegelvorkommen von Gródna dolna liegt nur etwa 2 Kilometer weit östlich vom Globikower Bryozoënkalk, ohne aber mit ihm in irgend einer direct erkennbaren Verbindung zu stehen.

Der Bryozoënkalk von Globikowa war bereits Zeuschner im Jahre 1845 bekannt; er veröffentlichte darüber eine Notiz im neuen Jahrbuch ¹⁾, in welcher er dessen Vorkommen bekannt gibt und einige Fossilien daraus citirt. (*Ostrea cyathula* Lam., *Pecten solarium* Lam., *opercularis* Lam., *nodosiformis* Serr., *Pinna affinis* Sow.? *Ceripora milleporacea* Goldf.)

Nach Zeuschner sollen mit diesem Kalksteine auch Conglomerate in Verbindung stehen; auch erwähnt dieser verdienstvolle Autor des Vorkommens „ähnlicher Kalksteine zu Pstrongowa, Bystrzyca, Zglobien“. Die erste Ortsangabe dürfte wohl auf einem Irrthum beruhen (in Pstrongowa findet sich kein Kalkstein vor), die Localität Bystrzyca ist identisch mit Olympów (Iwierszyce), die Localität Zglobien mit Wola zglobienska. Seither wurde dieser interessanten Vorkommnisse nirgends mehr Erwähnung gethan.

Die eigenthümliche und bemerkenswerthe Facies des Bryozoënkalkes ist aus dem galizischen Miocängebiete meines Wissens noch nicht bekannt und es verdient daher dieses Vorkommen erhöhtes Interesse.

Eine übersichtliche Darstellung der gesammten Miocänbildungen der sogenannten zweiten Mediterranstufe, welche in dem von mir untersuchten Gebiete vorkommen, sowie die Besprechung des Verhältnisses derselben zu den Ablagerungen von Wieliczka-Bochnia und den nächst verwandten Mediterranbildungen des Wiener Beckens wird zum Schlusse der geologischen Beschreibung des Nordgürtels erfolgen.

Da ich die im Bereiche des Diluviums vorgenommenen Ausscheidungen in einem besonderen Capitel zum Schlusse der Arbeit abhandeln

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. 1845, pag. 85.

werde, kann ich mich nunmehr der geologischen Darstellung zuwenden und beginne mit der Besprechung meiner diesbezüglichen Beobachtungen in der nördlichsten Zone des Aufnahmegebietes.

Der Nordgürtel.

Wie schon erwähnt, beansprucht derselbe vornehmlich aus zwei Gründen ein erhöhtes Interesse, er ist der Träger der miocänen Mediterranbildungen und enthält die nördlichsten Kreideaufbrüche. Der Nordfuss der Karpathen ist in der untersuchten Gegend durch die Lage der Städte Dembica, Ropczyce, Sędziszów und Rzeszów gegeben. Südlich von der durch diese Städte gezogenen Linie, welche ungefähr mit dem Verlauf der alten (Wien-Lemberger) Kaiserstrasse und der Linie der Karl Ludwigs-Bahn zusammenfällt, erhebt sich eine Reihe von Hügeln, die kein ausgesprochenes Kammstreichen besitzen und eine nur unbedeutende Meereshöhe erreichen, welche gewöhnlich zwischen 300 und 420 Metern schwankt; nur der Kamieniec südlich von Dembica, nördlich von Gródna, erreicht die Höhe von 460 Metern, seine westlichen Fortsetzungen, der Poludnik und Gembiczyna, weisen die Höhe von 454 Metern auf. Die Breite der durch Kreideaufbrüche ausgezeichneten Zone schwankt ungefähr zwischen 4·5 und 13 Kilometern; die letztere, grösste Breite besitzt sie zwischen Dembica im Norden und Gródna im Süden. Den Karpathen vorgelagert erscheint eine Lössterrasse, welche die Höhen zwischen 220 und 280 Meter einnimmt und wohl auch Hügel überkleidet, deren Kern aus Flysch besteht. Es stellt sich deshalb die Abgrenzung der Karpathen von der Ebene in der Natur viel schärfer dar, als auf den Karten, auf welchen man ja den Löss einzeichnen muss. Weiter nach Süden weicht der Löss dem Berglehm, welcher die Hügel daselbst fast allenthalben in einer mächtigen Lage überzieht und so die geologische Untersuchung in der unangenehmsten Weise behindert und erschwert. Häufig legen 2—3 Meter tiefe Bachrisse noch nicht das Grundgebirge bloss, sondern sind ausschliesslich im Lehm eingegraben. Dieser Umstand, verbunden mit der Schwierigkeit und Complicirtheit des Terrains und dem zufälligerweise besonders schlechten Wetter, welches mich bei der Untersuchung dieses Gebietstheiles behinderte, mögen mich entschuldigen, wenn meine Auseinandersetzungen vielfach lückenhaft bleiben werden.

Die Umgebung von Czudec, Rzeszów SW. Nördlich von Czudec verläuft ein schmaler langgestreckter Aufbruch von Ropiankaschichten, welcher wahrscheinlich bei Babice im Osten beginnt, in WNW Richtung gegen Wisniowa und Bystrzyca hinzieht und hier das Untersuchungsgebiet verlässt. Die westliche Fortsetzung dieses Zuges bilden vielleicht die Ropiankaschichten von Chechly, Ropczyce S. Wenn sich dies durch die nächsterfolgende Aufnahme bestätigen sollte, so würde dieser Aufbruch eine Länge von 25 Kilometern aufweisen. Die Zusammensetzung und der Bau desselben konnte namentlich an drei Localitäten genauer studirt werden, in Babice, in Czudec und in Bystrzyca. In Babice bilden die Ropiankaschichten eine Wechsellagerung von hellgrauen oder bläulichen Fleckenmergeln mit kalkreichem Hieroglyphensandstein,

welche beide oft so innig mit einander verbunden sind, dass oft eine Schichtfläche aus Fleckenmergel, die andere aus Sandstein besteht. Es zeigen hier die Ropiankaschichten genau jene Beschaffenheit, die sie z. B. bei Krassiczyn am San, Przemysl W, besitzen. Der Wechsel im Fallen und Streichen ist ein sehr häufiger, so dass sich die Hauptstreichungsrichtung aus einem Aufschlusse nicht ergibt. Deutliche Aufschlüsse gewähren die kleinen, verhältnissmässig tief eingeschnittenen Schluchten, welche von dem Bergzug Babia góra in südlicher Richtung gegen den Wisloekfluss verlaufen.

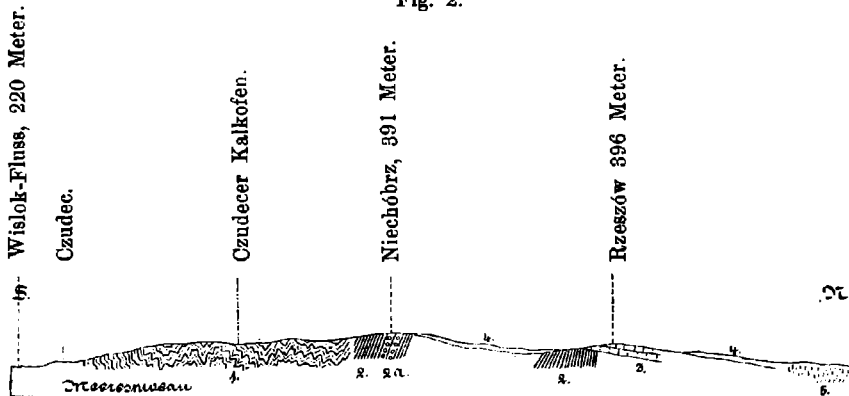
In Czudec, 3-4 Kilometer weiter westlich, hat sich die Ausbildung dieser Schichten schon bedeutend geändert. Sie zeigen hier eine wesentlich thonige Zusammensetzung, indem einem bläulichen Thone zahlreiche, aber ziemlich dünne Hieroglyphensandsteinbänke eingelagert sind. Diese erscheinen in der grossartigsten, unglaublichsten Weise geknickt und im Zickzack gefaltet; die secundären Faltungen sind hier so mannigfaltig und reichlich, wie an keiner von mir besuchten Localität. In der Schlucht, neben welcher der Weg von Czudec zum Czudecer Kalkofen führt, sind grosse Wände blossgelegt und erlauben ein eingehendes Studium dieser merkwürdigen Erscheinung. Gute Aufschlüsse bietet auch der Bachriss dar, welcher sich von der Stadt zum Försterhause hinzieht. Die Schichten sind daselbst so thonreich, dass sich an einzelnen Stellen der Gehänge förmliche Schlammströme bilden, in welchen die Scherben der zerbrochenen Sandsteinbänke ein regelloses Durcheinander bilden. Diese Sandsteine enthalten daselbst ziemlich zahlreiche Inoceramenreste, welche aber alle in mehr minder fragmentarischem Zustande im Gesteine eingeschlossen sind. Eine wieder andere Beschaffenheit besitzen die Ropiankaschichten in Bystrica, 8 bis 9 Kilometer WNW von Czudec; da sind es nämlich plattige oder krummschalige, ziemlich harte, kalkreiche Hieroglyphensandsteine, welche mit spärlichen, dunkel gefärbten Thonlagen wechseln und ebenfalls Inoceramenreste führen. Die härtere Beschaffenheit der Schichten dürfte es bedingen, dass hier ein ziemlich regelmässiges nach SW gerichtetes Einfallen abgelesen werden kann (vgl. das Cap. über Ropiankaschichten).

In Chechły endlich trifft man wohl so ziemlich alle in den Ropiankaschichten überhaupt auftretenden Gesteinstypen an. Es sind da in einem östlichen Seitengraben des Wielopolkabaches sehr gute Aufschlüsse vorhanden, die sich zum Studium der Ropiankaschichten in sehr hervorragender Weise eignen. Blaue Thone, krummschalige Sandsteine, Fucoidenmergel, Conglomerate aus grünen Schiefen und Jurakalken, selbst einzelne massigere Sandsteinbänke treten hier auf. In den letzteren findet man zuweilen Kohlenschmitzen vor. Ob der Kreideaufbruch von Chechły wirklich mit dem ersteren in directem Zusammenhange steht, wird erst durch die nächstjährige Aufnahme festzustellen sein. Ausserdem konnte ich noch mehrere kleinere Aufschlüsse in Przedmiescie bei Czudec und auf der Anhöhe (410 Meter), welche das Dorf Wisniowa von Czudec-Przedmiescie trennt, sehen; in Przedmiescie Fleckenmergel und in den kleinen Schluchten, die von der erwähnten Anhöhe abgehen, kärgliche Sandsteinaufschlüsse, die für sich allein keine sichere Deutung ermöglichen würden.

Noch muss erwähnt werden, dass am Eingange des Thales von Lubenia, östlich vom Wisloktale, in der Streichungsrichtung von Babice, Hieroglyphensandsteine anstehen, welche von Bergrath Paul und mir zu einer Zeit besichtigt wurden, als der Kreideaufbruch von Czudec-Babice noch nicht bekannt war, und welche uns schon damals sehr an Ropiankaschichten gemahnten. Es wäre also sehr wohl möglich, dass der beschriebene Kreideaufbruch sich noch 1—2 Kilometer weiter nach Südosten erstreckt.

Geht man von Czudec nordwärts zum Försterhause und verfolgt von hier den nach Niechóbrz und Rzeszów führenden Weg, so bewegt man sich anfangs ausschliesslich in Ropiankaschichten, bis man beim Försterhause einzelne Hornsteine und Bruchstücke von Menilitschiefer bemerkt, welche wenige Schritte weiter nördlich im Walde bei einer Wegkreuzung mit ziemlich steilgestellten Schichten antstehen und eine aus grobkörnigem löcherigem Conglomerat bestehende dicke Bank enthalten (vergl. Fig. 2). Dann verdeckt Berglehm das Grundgebirge,

Fig. 2.



1. Ropiankaschichten.
2. Menilitschiefer.
- 2a. Conglomeratsandstein des Menilitschiefers.
3. Lithothamnienkalkstein.
4. Berglehm.
5. Löss.

Massstab 1 : 50.000.

bis bei den Niechóbrzer Kalköfen abermals steil gestellte Menilitschiefer zum Vorschein kommen. Darauf lagert nun mit flachen dicken Bänken Lithothamnienkalk auf, die nördlichste Anhöhe der Karpathen bildend, welche gegen Rzeszów zu sich allmähig verflachen und von Löss bedeckt erscheinen. Da zwischen den beiden Menilitschieferaufschlüssen durch Berglehm bedecktes Terrain lag, ist es nicht ganz sicher, ob diese beiden zusammengehören und als breiter Zug den Kreideaufbruch nördlich begleiten oder ob nicht der erstere Menilitschiefer nur eine schmale Mulde bildet, jenseits welcher abermals Ropiankaschichten auftreten, wie dies z. B. in der Gródnaer Umgebung der Fall ist. Der nördlich vom Kreideaufbruch diesen begleitende Menilitschiefer findet seine südöstliche Fortsetzung in dem grossen, etwa $6\frac{1}{2}$ Km. breiten

Menilitschieferzug, welcher in Siedliska bei Czudec einen Denudationsrest von Lithothamnienkalk und Gyps trägt und über Strzaszydło, Tyczynberg, Borek, Blazowa gegen Dynów und Chodorówka am San hinstreicht.

Auch im Süden ist der Kreideaufbruch von Czudec zunächst von Menilitschiefer begrenzt, wenigstens konnte ich bei einer Verquerung eine diesbezügliche Beobachtung anstellen. Verfolgt man die Strasse, welche von Strzyżów über Grodzisko, Zawadka, Wisniowa nach Sędziszów führt, so bewegt man sich anfangs ausschliesslich im Eocän-sandstein, welcher noch bei Zawadka und auf der Strecke von dieser Ortschaft zum Budiszberge, am Saume des Budiszwaldes unter häufigem Wechsel im Streichen und Fallen ansteht. Nachdem man die letzten Hütten der Górna wies Pstrągowa passirt hat, bemerkt man einen bräunlichen Schiefer, der dem Menilitschiefer sehr ähnlich ist. Da aber die Aufschlüsse sehr spärlich sind, ist es danach nicht ganz sicher, ob es wirklich Menilitschiefer ist. Darauf folgt eine kleine unaufgeschlossene Strecke, bis am Ausgange des Budiszwaldes wieder Menilitschiefer mit weissem Hornstein anstehen; leider ist das Einfallen derselben nicht deutlich zu sehen. Danach tritt mit südwestlichem Einfallen kalkhaltiger Sandstein der Ropiankaschichten auf, welcher in dem westlichen Seitenthale von Bystriza (zwischen dem Bystriza-Hauptthale und dem Budziszthale gelegen), sehr gut aufgeschlossen ist und dort, wie bereits erwähnt, Inoceramen führt.

Der erstere Menilitschiefer findet seine Fortsetzung im oberen Theile des langgestreckten Dorfes Pstrągowa, im mittleren und unteren Theile desselben sieht man allenthalben jenes obere Glied des Eocänen entwickelt, welches oben als Kugelsandstein beschrieben wurde. Der letztere steht noch am Ausgange des Pstrągowathales und bei der Wislokfähre (zwischen Zaborów und Nowa Wies) an. Von da aber bis nach Czudec fehlte auf einer Strecke von ungefähr 1 Kilometer jeglicher Aufschluss. Es wäre daher sehr wohl möglich, dass hier der südliche Menilitschieferzug, welchen wir am Ausgange des Budziszwaldes verquert haben, hindurchzieht und sich mit dem etwa 13 Kilometer weiter südöstlich bei Wyrzne anstehenden Menilitschiefer verbindet. Die mächtige Lehmbedeckung macht hier die Untersuchung zu einer schwierigen und sehr zeitraubenden; leider stand mir nicht soviel Zeit zur Verfügung, um die angedeutete Frage durch Aufsuchen aller nur irgend vorhandenen Aufschlüsse zu lösen.

Die Umgebung von Czudec ist ferner durch das Vorkommen von Miocänbildungen, deren Lagerungsverhältnisse zum Theil schon erörtert wurden, ausgezeichnet.

So befinden sich nördlich vom Dorfe Siedliska, am rechten Ufer des Wislok, am Nordgehänge des Berges Udeba (342 Meter) zwei kleine isolirte Denudationsreste von Lithothamnienkalk und Gyps, die ungefähr $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ Km. weit von einander auf Menilitschiefer discordant aufliegen. Der Wislokkfluss nähert sich bei Siedliska dem Gebirgsrande und hat hier mit dem bei Tyczyn aus den Bergen hervorkommenden Nebenflusse Strug ein weites, mit Löss und Alluvien bedecktes Denudationsgebiet geschaffen, welches sich gegen die Ebene zu immer mehr erweitert, so dass man von Siedliska aus nach Norden schon die Ebene vor sich hat, während

nordöstlich und westnordwestlich noch die nördlichsten karpathischen Randzüge zu sehen sind. Ungefähr $7\frac{1}{2}$ Kilometer westnordwestlich vom Siedliskaer Lithothamnienkalke erscheint das bereits beschriebene Nichóbrzer Vorkommen dieser bemerkenswerthen Miocänbildung und 3 Km. westlich von dem letzteren das von Wola zgóbienska. Ungefähr $6\frac{1}{2}$ Km. weiter westlich tritt dann zu Olympów abermals Lithothamnienkalk auf, dessen dicke, fast horizontale Bänke wahrscheinlich auf Ropiankaschichten gelagert sind. Leider war es mir nicht möglich, zur näheren Untersuchung dieser Verhältnisse so viel Zeit aufzuwenden, als bei der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse hiezu nothwendig gewesen wäre. Bei Olympów verlässt die in westnordwestlicher Richtung sich hinziehende Zone von Miocänbildungen die Kartengrenze und findet möglicherweise auf dem im Jahre 1883 zur Aufnahme gelangenden, grösstentheils schon der Ebene zufallenden Blatte Ropczyce-Dembica ihre Fortsetzung. Auf dem von mir aufgenommenen Gebiete sind die nächstfolgenden Miocänbildungen die Gypse von Broniszów und Mała, 10—11 Kilometer west-südwestlich von Olympów.

Die Umgebung von Gródna dólina. Diese Localität bietet geologisch sehr interessante und ziemlich complicirte Verhältnisse dar, welche sich nur mit Zuhilfenahme einer Karte verständlich darstellen lassen. Ich habe daher hier eine kleine Specialkarte dieser Gegend beigefügt, obwohl ich mir ganz gut bewusst bin, dass dieselbe nicht auf Vollkommenheit Anspruch erheben kann. Um diese zu erreichen, wäre eine noch weit detaillirtere Aufnahme nothwendig gewesen, als sie mir möglich war. Indessen hoffe ich doch die Grundzüge des geologischen Baues richtig dargestellt und einige brauchbare Erkenntnisse gewonnen zu haben.

Wie schon erwähnt wurde, liegt Gródna etwa 13 Kilometer südlich von dem nicht mehr in mein Aufnahmegebiet fallenden Karpathenrand. Nördlich davon erhebt sich der Kamieniec-Poludnik-Zug (360 Meter), südlich der oligocäne Helm-Brzezina-Smarzowa-Zug (380—532 Meter).

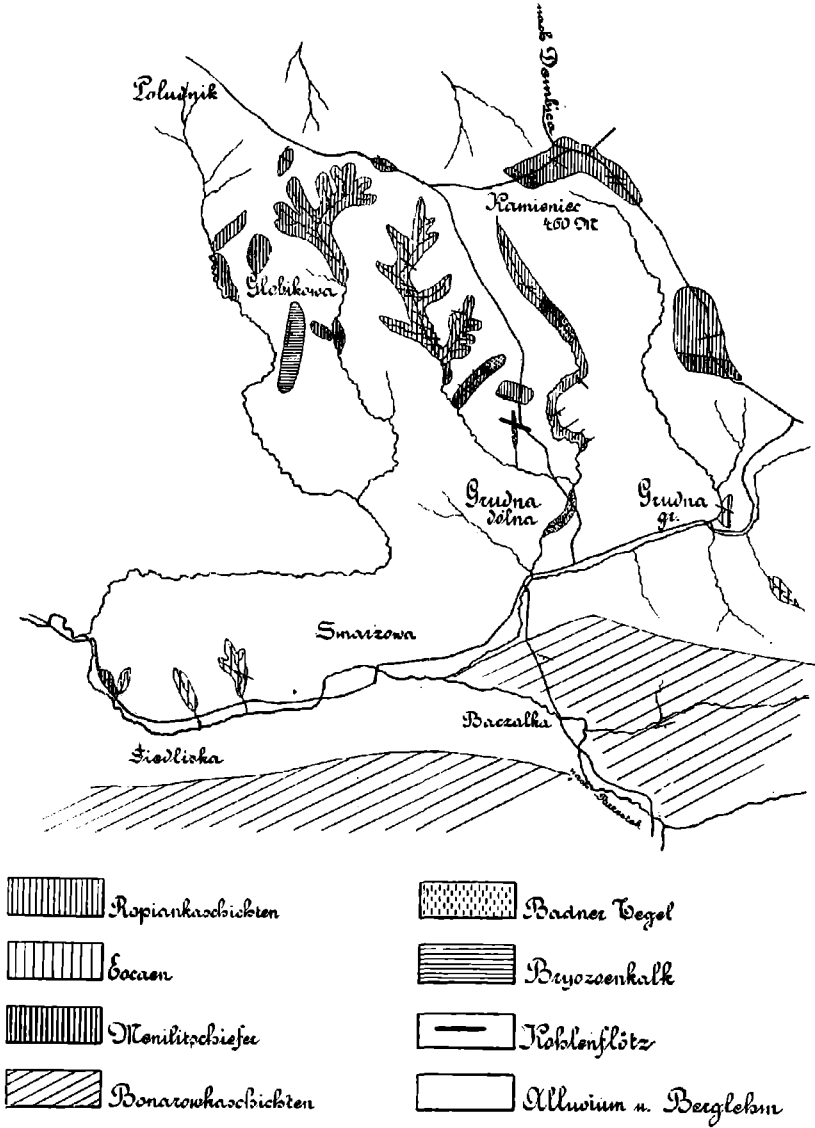
Die an den südlichen Gehängen des Poludnik und Kamieniec entspringenden Bäche verlaufen anfangs ungefähr meridional und veranlassen so die Bildung mehrerer gleichgerichteter Bergrücken. Bei Smarzowa und Grudna vereinigen sie sich zu zwei Bächen, welche durch den Oligocänzug nach Westen abgeleitet werden und sich bei Gorzejowa zu einem bei Kamenica dolna in die Wisloka mündenden Flusse verbinden.

Die Höhen- und Ortsverhältnisse sind aus dem Kärtchen ersichtlich und brauchen daher nicht weiter besprochen zu werden.

Die besten und lehrreichsten Aufschlüsse über den geologischen Bau bietet die südlichste Seitenschlucht des westlich vom Gródnaer Bergrücken gelegenen Baches dar. Wenn man von der Bergwerksanlage auf der nordwärts nach Dembica führenden Strasse fortschreitet, so steigt der Bergrücken sehr bald um einige Meter plötzlich an, und man befindet sich an einer Schwelle, die aus ziemlich mürben und dicken Sandsteinbänken mit grünlichen und bläulichen Thonzwischenlagen — Ropiankaschichten — besteht. Hat man diese Schwelle überschritten, so verhindert Berglehm weitere Beobachtung, und man nähert sich linker Hand der oben bezeichneten Seitenschlucht, in welcher man zu oberst, in einer Meereshöhe von 345 Metern (vgl. Fig. 3 u. 4) Badner Tegel mit Schnecken,

schichtungslos und von typischer Beschaffenheit, vorfindet. Im Bache liest man lose Stücke einer sandigen, grösstentheils aus zerbrochenen Muschelschalen und Bryozoen bestehenden Kalkbreccie auf. Weiter fort-

Fig. 3.

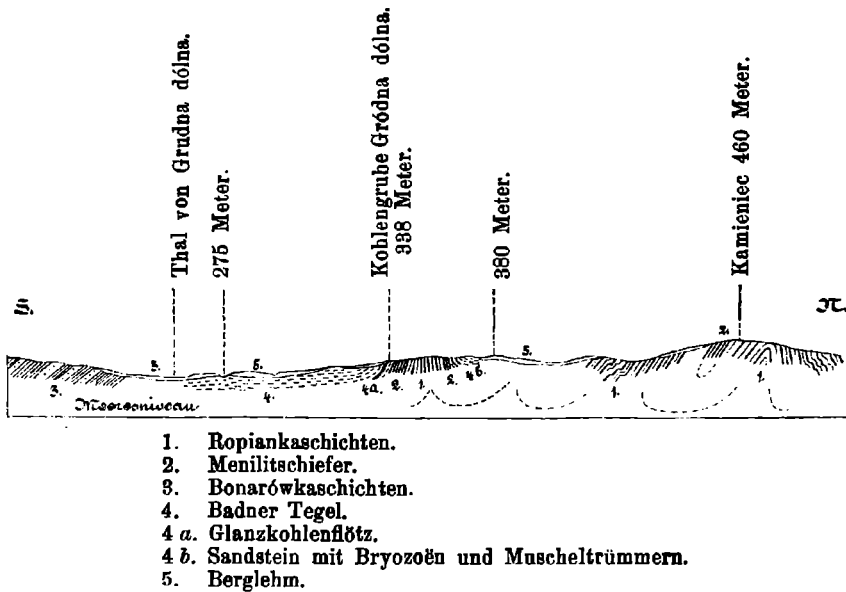


schreitend trifft man eine ähnliche Breccienbank (4 b) an, welche aus noch feiner zertrümmerten Elementen besteht, und ausserdem einige Lagen eines grünlichen, glaukonitischen Sandsteines, der dem der

Ropiankaschichten nicht unähnlich ist. Während der Tegel weder Schichtung noch Schieferung erkennen lässt, fallen diese harten Bänke steil nach NO ein.

Das nächste Glied ist dunkler, steilgestellter Menilitschiefer, der seiner geringen Mächtigkeit wegen hier leicht übersehen werden kann. Es folgen sodann die Ropiankaschichten in typischer Beschaffenheit als graublaue oder grünliche, feinkörnige, glimmerreiche Hieroglyphensandsteine mit ziemlich vielen bläulichgrauen, schiefrigen Thonzwischenlagen und häufig eingeschalteten Lagen von Fucoidenmergel. Die einzelnen Sandsteinlagen haben die Mächtigkeit von $\frac{1}{2}$ Dm. bis 1 Meter und enthalten zuweilen eine festere schwärzliche Sandsteinbank. Das ganze System, welches wohl 160—200 Meter mächtig sein dürfte, zeigt eine fast senkrechte Stellung, nur hie und da macht sich eine deutlich ausgesprochene Neigung bald nach ONO, bald nach WSW geltend. Auch das Streichen, welches meist von SSO nach NNW gerichtet ist, unterliegt häufigen, aber nur geringen Schwankungen.

Fig. 4.



Nahe dem Ausgange der Schlucht trifft man wieder Menilitschiefer an, welcher in innigem Contact mit den Ropiankaschichten direct an dieselben angrenzt und ihnen gleichgerichtet steil nach SW einfällt. Er besteht daselbst zunächst aus braunschwarzen, bituminösen, blättrigen Schiefen mit gelben Beschlägen, dann einem hell gelblichbraunen Halbopal und einer ziemlich dicken Bank eines wie zerhackt aussehenden grauen Quarzsandsteins. Darauf folgen drei meterdicke Quarzsandsteinbänke und endlich schwarzbrauner Hornstein und schwarzer Schiefer mit gelben Beschlägen. Hiemit ist man am Ende der Schlucht ange-

langt, die in den Globikower Bach mündend keine weiteren Aufschlüsse darbietet; allein aus den gesammten Lagerungsverhältnissen ist zu entnehmen, dass darauf wieder Badner Tegel folgt.

Sucht man nun die Aufschlüsse an dem Bache auf, welcher Gródna von Globikowa trennt, und in welchen das Wasser der vorhin beschriebenen Schlucht mündet, so befindet man sich anfangs auf Menilitschiefer, der offenbar die Fortsetzung des am Ausgange der ersteren Schlucht anstehenden Menilitschiefers ist. Dann aber gelangt man sehr bald in Ropiankaschichten, die hier sehr gut aufgeschlossen und gut entwickelt sind. Die Zusammensetzung dieser Schichtengruppe ist so wechselvoll, dass es schwer wird, in wenig Worten ein Gesamtbild davon zu geben. Ich will daher lieber versuchen im Detail die einzelnen auf einander folgenden Gesteinstypen nach Massgabe der vorhandenen Aufschlüsse der Reihe nach kurz zu beschreiben, um vielleicht auf diese Weise eine bessere Darstellung von der Zusammensetzung dieser Schichten zu liefern. Man erkennt zuerst graublaue schiefrige Thone, dann in ziemlicher Mächtigkeit rothe Thone, dann senkrecht stehende, kaum 1 Dm. dicke, sehr glaukonitreiche Hieroglyphen-Sandsteinbänke in regelmässigem Wechsel mit grauen und spangrünen Thonen. Die letzteren sind nicht gleichmässig weich, sondern enthalten härtere Klümpchen von eckiger Form. Es folgen graue, zuweilen gebänderte Sandsteine mit röthlichbraunen, schiefrigen und grünlichen, thonigen Zwischenlagen, vielfach geknickt; dann eine Wechselagerung von spangrünem, bläulichem, grauem, schwarzem und röthlichem schiefrigem, manchmal etwas sandigem Thon, die durch ihr regelmässig gebändertes Aussehen dem Beobachter leicht auffällt. Aus einer spangrünen Lage dieses Aufschlusses stammen die anfangs erwähnten Foraminiferen (*Polystomella* und eigenthümliche kieselig-sandige Formen), Proben aus einer röthlichen und einer schwärzlichen Lage erwiesen sich ganz foraminiferenfrei. Str. OW, Fallen steil N. Weiter bemerkt man eine Wechselagerung von Sandsteinbänken, deren Dicke durchschnittlich 1—1 $\frac{1}{2}$ Dm. beträgt, mit ungefähr ebenso mächtigen Lagen eines grauen schiefrigen Thones mit NO-Fallen. Derartige Sandsteine folgen nun unter so häufigem und raschem Wechsel im Fallen, welches bald nach NO, bald nach SW gerichtet ist, dass man es bald aufgibt, die Richtungen einzutragen. Auch das Streichen unterliegt Schwankungen, die aber nicht sehr bedeutend sind. Nach einer kleinen Unterbrechung treten abermals schwärzliche und grünliche Thone und endlich im Hintergrunde des Thälchens, die Gehänge des Poludnik-Kamieniec-Rückens bildend, Hieroglyphensandsteine mit Thonzwischenlagen SW einfallend. Diese sind auch in dem westlich folgenden Globikower Thälchen entwickelt, es enthalten dort die thonigen Lagen derselben an einer Stelle in der Nähe des unteren Meierhofes faust- bis kopfgrosse gerundete Geschiebe eines dunklen krystallinischen Gesteins, welches leider nicht näher petrographisch untersucht werden konnte, da das Belegstück verloren ging. Es ist eigenthümlich, wie rasch die Zusammensetzung dieser Schichten wechselt; während in der zuerst beschriebenen Schlucht Fleckenmergel eine nicht geringe Rolle spielen, fehlen sie in dem etwa 700 Meter westlich gelegenen Bachrisse gänzlich.

Die Bergrücken selbst bieten fast gar keine Aufschlüsse dar, da sie fast überall mit einer, wenn auch nicht sehr mächtigen Lehm-
schichte bedeckt sind. Erst wenn man sich der Höhe des durch
eine Triangulirungspyramide ausgezeichneten Kamieniec (460 Meter)
nähert, erkennt man Menilitschiefer mit weissem Hornstein und bald
darauf Sandsteine mit röthlichen, grünlichen, bläulichen Thonzwischen-
lagen, die zwar nur im Strassengraben dürrig aufgeschlossen sind, sich aber
doch als Ropiankaschichten erkennen lassen. Ebenso hat man Aufschlüsse
in denselben Schichten auf dem Wege von Kamieniec nach Brzeziny,
wo sie bald nördliches, bald südliches Einfallen zeigen und auf der
Höhe des Bergrückens an hellen Menilitschiefer mit schön gebändertem
Hornstein angrenzen. Im Menilithornstein ist ein kleiner Steinbruch zur
Gewinnung von Strassenschotter angelegt. Da, wo die Ropiankaschichten
nur spärlich aufgeschlossen sind, wie in Strassengraben und dgl., wo
man nur das Ausgehende der Schichten sieht, ist es schwer, sie als
solche zu erkennen, die Sandsteine derselben bieten namentlich in stark
verwittertem Zustande kaum Anhaltspunkte dar, eher die thonigen
Zwischenlagen, von denen namentlich die buntgefärbten in anderen
Schichtgruppen nicht leicht vorkommen.

Aehnliche, wenn auch recht kargliche Aufschlüsse bieten sich auch
in der Gegend des Poludnik dar. Nicht unerwähnt kann es bleiben,
dass im Thale von Kamienica dólina ein kopfgrosser Geröllblock von
Tithonkalk gefunden wurde, der wohl nur aus der Kamieniec-Poludnik-
Gruppe herrühren kann.

Besucht man das Thal östlich vom Kohlenwerk Gródna, so sieht
man zunächst Sandsteine, ähnlich denen, die im vorhergehenden als
Kugelsandsteine beschrieben wurden, mit abnormalem nordwestlichem
Einfallen. Es ist mir nicht sehr wahrscheinlich, dass dieselben wirklich,
wie die echten Kugelsandsteine dem Eocän angehören, doch ist diese
Deutung keineswegs ausgeschlossen. Auf dem beifolgenden Kärtchen
erscheinen sie vorläufig als Ropiankaschichten. Weiter nördlich trifft man
bald auf südöstlich fallende Hieroglyphensandsteine mit dunklen Thon-
lagen, die schon den Habitus der Ropiankaschichten besitzen. Dann sind
die Aufschlüsse mangelhaft, bis man wieder zu einem dickbankigen
mürben Sandstein und schwarzem, schüttigem Schiefer gelangt, welche
Gesteine den Geologen abermals in Verlegenheit setzen. Vielleicht sind
es Menilitschiefer und Magurasandsteine, doch ist diese Deutung keines-
wegs befriedigend, da die Menilitschiefer dieser Gegend sonst eine recht
typische Beschaffenheit zeigen.

Sodann trifft man abermals Ropiankaschichten an, bis man eines
bläulichen Tegels ansichtig wird, der eigenthümlich gefaltete Sandstein-
bänke enthält. Aus dem Tegel gewann ich eine offenbar tertiäre Koralle,
die mir leider abhanden gekommen ist. Die mikroskopische Untersuchung
des Schlämmrückstandes ergab das Vorhandensein zahlloser Exemplare
von *Globigerina bulloides*, sonst aber fehlten andere Foraminiferen voll-
kommen.

Wir haben es also hier offenbar mit einem kleinen, eingefalteten
Fetzen von Miocän zu thun, das sich vom eigentlichen Gródnaer Tegel
durch das Vorhandensein der erwähnten, dem Flysch nicht unähnlichen
Sandsteinbänke unterscheidet. Diese Sandsteinbänke, scheinbar einen

Uebergang zu den vorhin erwähnten Ropiankaschichten bildend, haben mich anfangs veranlasst, in den letzteren ein Wiederauftreten der ostgalizischen Salzthonfacies zu erblicken ¹⁾. Der Umstand, dass die Ropiankaschichten in der That viel Faciesähnlichkeit mit dem ostgalizischen Salzthon besitzen, wird vielleicht etwas zur Entschuldigung dieses Irrthums beitragen. Spätere Fossilfunde überzeugten mich von der Unrichtigkeit der ersten Anschauung. Es ist kein genügender Grund vorhanden, der wenigen Sandsteinbänke halber diese Bildung von dem übrigen Gródnaer Tegel zu trennen. Diese kleine Miocänpartie (auf dem Kärtehen erscheint ihre Grösse der Deutlichkeit wegen ziemlich stark übertrieben) grenzt nördlich an schwarzen, vielfach gewundenen, typischen Menilitschiefer und dieser wieder an sichere, südwestlich einfallende Ropiankaschichten.

Wir wollen uns nun der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse der Hauptpartie des Gródnaer Tegels, welche das Kohlenflötz enthält, zuwenden. Nördlich vom Gródnaer Bergwerk, in der Entfernung von wenigen Metern erhebt sich die vorhin erwähnte kleine, aber ziemlich auffallende Terrainschwelle, welche aus südwestlich einfallenden Ropiankaschichten besteht. Zwischen dieser und der etwa 2 Kilometer südlich ansteigenden Oligocänkette breitet sich eine Niederung aus, deren tiefster Punkt 256 Meter beträgt. Diese Niederung ist mit dem blauen Gródnaer Tegel ausgefüllt, doch lassen sich der mächtigen Lehmbedeckung wegen die Grenzen desselben nicht genau angeben; er dürfte kaum ein grösseres Areal bedecken als $2\frac{1}{2}$ —3 Quadratkilometer. Die einzigen natürlichen Aufschlüsse dieser Tegel-Partie befinden sich im Bache von Gródna dólna, der gerade in der Gegend, wo er überbrückt ist, bis auf den Tegel eingegraben erscheint. Man kann dort Turritellen und andere Schnecken sammeln, und ist so sicher, dass man es wirklich mit miocänem Tegel zu thun hat, und nicht etwa mit einem diluvialen Gebilde. Wo nämlich der Berglehm von einem Bache durchfurcht wird, nimmt er gewöhnlich eine bläuliche Färbung an und wird dann zuweilen dem tertiären Tegel auf den ersten Blick nicht unähnlich. Er enthält aber stets gewisse braune Rostflecken und geht nach oben in gewöhnlichen braungelben Lehm über, und wird daher nicht leicht mit tertiärem Tegel verwechselt werden können. Von dieser Stelle wurde eine Probe auf Foraminiferen hin untersucht (vergl. vorn). Einen weiteren Aufschluss bietet ein schmaler Wasserriss dar, welcher über den Gródnaer Bergabhang hinzieht, und in welchem seinerzeit der Ausbiss des Kohlenflötzes zu sehen war. Die nördlich von dem, am Bergabhange gelegenen Bergwerk sich erhebende und aus Ropiankaschichten bestehende Terrainschwelle entspricht wohl den Ropiankaschichten der erstbeschriebenen Seitenschlucht; während aber dieselben beiderseits durch Menilitschiefer begleitet werden, vermisst man hier dieses Gebirgsglied. Der nördliche, ohnedies überaus schmale Zug von Menilitschiefer mag sich wohl nach Osten hin auskeilen, der südliche dürfte sich entweder auch auskeilen, oder aber ist er unter dem Miocäntegel verdeckt. Kurz, es hat hier den Anschein, als ob der Tegel direct an die Ropiankaschichten heranreichen würde. Im Bergwerke wurde nach meinen

¹⁾ Verhandl 1882, p. 222 (Reisebericht.)

Erkundigungen das Grundgebirge weder im Hauptschachte, noch querschlägig erreicht.

In der Entfernung von etwa 170 Metern von den anstehenden Ropiankaschichten tritt als Einlagerung im Tegel das schon kurz besprochene Glanzkohlenflötz auf, über dessen Lagerungsverhältnisse Windakiewicz¹⁾ werthvolle Angaben gemacht hat. Heute wird der Abbau, nachdem sich der beste Theil des Flötzes in Brand befindet, nur in sehr untergeordneter Weise betrieben. Leider sind auch keine brauchbaren Grubenkarten vorhanden, so dass ich an Ort und Stelle über die Lagerungsverhältnisse nur sehr wenig in Erfahrung bringen konnte, nicht mehr, als bereits Windakiewicz mitgetheilt hat, dessen Angaben darüber folgendermassen lauten: „Das Flötz ist bis 4 Klafter mächtig und besteht zunächst am Liegenden aus einer schiefrigen Braunkohle von ca. 1 Fuss Mächtigkeit, dann kommt eine compacte, Bruchstücke von Versteinerungen (*Planorbis*) führende Glanzkohle, in der stellenweise taube Schmitze vorkommen. Dasselbe streicht nach Stunde 7 h 10° und verflacht in dem östlichen Theile des Stollens Barbara südlich. Nachdem im Flötz führenden, bereits 28 Klafter tiefen Josefsschacht ist anfangs vom Tage aus das Verflachen 80°, dann 60° und immer gegen die Tiefe flacher, bis es unter der Sohle des Eustachius-Stollens ein Verflachen von 35° annimmt.

Im westlichen Theile des Barbarastollens, der ca. 5° höher ist, scheint das Flötz in der Höhe nach Norden zu überkippen.

Dem Streichen nach zeigen sich oft mehrere Klafter anhaltende Verdrückungen im Flötze, indem sich die Kohle ausschneidet und das Hangende an das Liegende sich schliesst.

Aus dieser Darstellung folgt, dass man es hier mit keiner ausgedehnten, sondern blos mit einer mehr isolirten Partie einer Braunkohlen-Ablagerung, die dem miocänen Alter angehören dürfte, zu thun hat.“

Das Flötz, welches im Streichen eine Ausdehnung von kaum mehr als 520 Meter besitzt, fällt also nahe dem Ausgehenden steil nach Süd und legt sich gegen die Tiefe zu immer flacher, welches Lagerungsverhältniss ich in dem Profil Fig. 4 ungefähr zur Anschauung zu bringen gesucht habe.

Die geringe, rein locale Entwicklung der Kohle, die stellenweise sehr grosse, aber raschen und bedeutenden Schwankungen unterworfenen Mächtigkeit des Flötzes, der Mangel fossiler Blätter, sprechen trotz dem Vorhandensein zahlreicher Planorben und dem Fehlen mariner Fossilien innerhalb der Kohle dafür, dass die local beschränkte Anhäufung fossilen Brennstoffes zu Gródna dólna nicht auf limnischem Wege entstanden sei, wodurch eine Hebung und abermalige Senkung während der II. Mediterranstufe erforderlich wäre, sondern der Einschwemmung von Hölzern vom Lande aus ihre Entstehung verdanke, wie ich das schon oben auseinander zu setzen versucht habe.

Es wäre von praktischer und theoretischer Bedeutung gewesen, südlich vom Ausgehenden des Gródnaer Flötzes und der darauf errichteten Grubenanlage, etwa in der Gegend, wo das angeschlossene

¹⁾ Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1873, XXI, p. 254.

Kärtchen Badner Tegel ausweist, oder nicht weit westlich davon eine Tiefbohrung vorzunehmen. Man hätte dadurch die Ueberzeugung gewinnen können, ob sich das Flötz vielleicht mit flacher Lagerung unter dem anstehenden Badner Tegel hinzieht, oder in dieser Gegend bereits ausgekeilt erscheint. Im ersteren, in praktischer Hinsicht günstigeren Falle könnte man vielleicht darin eine Stütze für die eventuelle Annahme einer limnischen Entstehung der Kohle erblicken wollen, im letzteren Falle würde man in der Ueberzeugung bestärkt worden sein, dass die Kohle hier nur ein Einschwemmungsproduct bilde. Uebrigens würde auch der erstere Fall mit der letzteren Entstehungsweise ganz gut vereinbar sein. Durch eine derartige Bohrung wäre ferner auch die Gesamtmächtigkeit des Gródnaer Miocäns erkannt worden. Leider ist eine solche Tiefbohrung unterblieben, und auch durch Querschläge hat man das karpathische Grundgebirge nicht erreicht, da sich der unrationell betriebene Bergbau bisher meist nur auf den Flötzkörper selbst beschränkt hat.

Die gesammten localen Verhältnisse weisen darauf hin, dass von Süden her, aus den zur Miocänzeit trocken gelegten Karpathen, Hölzer in das Miocänmeer geschwemmt wurden, welche sich an der aus diesem Meere als Insel emporragenden Kamieniecgruppe stauten und ansammelten.

Aus dem Mangel von marinen Versteinerungen in der Kohle und ihrem Zwischenmittel, sowie aus der Häufigkeit einer *Planorbis*-Species könnte man vielleicht auf eine zeitweilige Aussüßung des damaligen Meeres an Stelle der Holzansammlung zu schliessen geneigt sein; da aber diese letztere an einer von der südlichen Küste entfernten Stelle am Rande einer kleinen Insel stattgefunden hat, so sprechen die localen Verhältnisse gegen eine derartige Vermuthung.

Das angehäuften Holz wurde von Tegel bedeckt und verwandelte sich, wohl unter dem metamorphosirenden Einfluss der gebirgsbildenden Kraft in eine schöne, plattig abgesonderte Glanzkohle, welche gegenwärtig keine Holzstructuren erkennen lässt. Die steil gestellten harten Sandstein-Bänke mit Bryozoën und Muscheltrümmern, die gewundenen Sandstein-Bänke im Thale östlich von Gródna beweisen deutlich die Einwirkung der Gebirgsbildung, während der Tegel selbst sich allenthalben als schichtungs- und schieferungslos erweist und daher in dieser Richtung keine Anhaltspunkte gewährt. Dass aber die damit verbundenen localen Verschiebungen nicht bedeutende waren, scheint daraus hervorzugehen, dass die dem ehemaligen Kamieniecufer genäherten sandigen Tegelpartien, aus der Umgebung des Kohlenflötzes, überreich sind an littoralen Foraminiferentypen, während die südlichere Tegelpartie eine mehr oceanische Fauna enthält (vgl. oben.) Nach Süden hin war das Miocänmeer eine Strecke weit offenbar durch den hier ausserordentlich nahe an die cretacische Kamieniec-Poludnik-Gruppe herantretenden oligocänen Helmzug begrenzt. Die Grenze des Miocäns gegen den letzteren ist überall durch Berglehm maskirt, etwaige Uferbildungen sind daher an dieser Grenze nicht bekannt geworden. Der Umstand, dass die Miocänablagerungen sich heute nur als isolirte Fetzen von beschränkter Ausdehnung darstellen, beweist die weitgehenden Denudationen, die das Gebirge seither erfahren hat.

Die Lagerungsverhältnisse des Bryozoenkalkes von Globikowa, westlich von Gródna wurden schon im Capitel Bryozoenkalk ausführlich genug besprochen, so dass ich hier kaum etwas hinzuzufügen habe. Die Vertheilung der Formationen, soweit sie unter der Lehmdecke erkennbar war, ergibt sich aus dem beigegebenen Kärtchen.

Werfen wir nun noch einen kurzen Rückblick auf die gegebene Darstellung, so ergibt sich, dass die ganze Kamieniec-Poludnik-Gruppe sammt den südlichen Gehängen wesentlich aus Ropianka schichten besteht, welchen einzelne Züge oder Mulden von nahezu concordanten Menilitschiefern eingefaltet sind: Vertreter der „mittleren Gruppe“ fehlen hier — wie nördlich von Czudec — vollkommen; eine Täuschung oder ein Beobachtungsfehler ist hier vollkommen ausgeschlossen, da der direktere Contact zwischen Menilitschiefer und Ropiankaschichten an mehreren Stellen beobachtet wurde. Ob einige von den Menilitschiefern mit einander in ununterbrochener Verbindung stehen, lässt sich bei dem häufig abweichenden Streichen und der störenden Lehmbedeckung nicht mit voller Sicherheit angeben. Die auf dem Terrain von Globikowa auftretenden Menilitschiefer dürften wohl mit dem südlichen Zuge von Gródna zusammenhängen. Indessen scheint mir gerade dies eine Frage von secundärer Bedeutung zu sein.

Wichtiger ist die Frage nach der räumlichen Begrenzung und dem eventuellen Fortstreichen der Kreideinsel Kamieniec-Poludnik-Gródna. Begibt man sich aus dem Gebiete von Gródna dólna in südöstlicher Richtung nach Gródna górna, so bemerkt man da, wo der Gródnaer Bach aus der ungefähr meridionalen Richtung in die ostwestliche umbeugt, SW einfallende Hieroglyphensandsteine, die bereits den Charakter der Eocänschichten zeigen. Dasselbe ist der Fall auf dem weiter östlich gelegenen Gebiete von Brzeziny. Viel unsicherer ist die Begrenzung der Kreideinsel nach Osten, Nordosten und Norden, auf dem Gebiete der Gemeinden Mała, Niedzwiada und Braciejowa. In der letzteren Localität glaubte ich an einer Stelle Eocänschichten gesehen zu haben, doch war dies zu einer Zeit, bevor ich noch den Gródnaer Kreideaufbruch näher kennen gelernt hatte, ich kann daher dieser damaligen Anschauung nicht viel Gewicht zuschreiben. Das Gebiet von Niedzwiada und Mała aber senkt sich allmählig gegen das Thal der Wielopolka zu und ist stark mit Berglehm bedeckt, es war mir bei der Kürze der mir zur Verfügung stehenden Zeit nicht möglich, genügende Aufschlüsse aufzufinden. Wenn man aber bedenkt, dass die grosse Eocänentwicklung zwischen Strzyżów und dem Helmzuge mit normalem SO-NW-Streichen bis nach Wielopole und Brzeziny reichlich aufgeschlossen ist und bei normalem Fortstreichen das Gebiet von Mała und Niedzwiada passiren müsste, dass sich ferner dieses Gebiet von der höheren Kreideinsel durch geringere Höhe unterscheidet, ist es nicht unwahrscheinlich, dass das Eocän hier hindurchzieht und den Kamieniec-Poludnik-Gródnaer Kreideaufbruch östlich begrenzt. Es würden dann die Gypse von Mała und Broniszow auf Eocän auflagern. Dagegen ist es sehr wahrscheinlich, dass der besprochene Kreideaufbruch nach NW hin über den Poludnik bis an den Karpathenrand sich fortsetzt. Ebenso dürfte das Gebiet von Gembiczyna westlich von Globikowa grösstentheils den

Ropiankaschichten zufallen. Leider konnte ich dieses schwer zugängliche Gebiet nicht mehr näher untersuchen. Eine weitere wichtige Frage ist die, ob unser Kreideaufbruch mit den Ropiankaschichten von Stasziówka, Dembica SO, in ununterbrochenem Zusammenhange steht. Wie schon vorher erwähnt wurde, hat Fötterle¹⁾ zu Stasziówka Conglomerate kennen zu lernen Gelegenheit gehabt, die er als eocän beschrieb, die aber nach seiner Beschreibung und den in der geol. Reichsanstalt aufbewahrten Stücken zweifellos den Ropiankaschichten angehören. Das Stasziówker Vorkommen könnte nun wieder mit dem von Chechly bei Ropczyce zusammenhängen, und wir hätten dann einen ununterbrochenen Zug von unteren Kreidestenen am Nordfusse der Karpathen, ähnlich wie ihn Hohenegger bereits vermuthet hat. Diese für die Tektonik und den Bau der Westkarpathen gewiss sehr wichtige Frage wird sich erst durch die geologische Untersuchung des nördlichsten Karpathenstreifens zwischen Dembica und Rzeszów mit Sicherheit lösen lassen. Wahrscheinlicher ist es wohl, dass ein derartiger continuirlicher Kreidezug nicht besteht, sondern mehrere Aufbruchswellen vorhanden sind.

Der Nordrand der Karpathen ost-südöstlich von Rzeszów konnte leider nur ziemlich flüchtig begangen werden. Zu Kielnarowa und Chmielnik, östlich von Tyczyn, treten Gesteine auf, die ein eocänes Aussehen besitzen. In der östlichsten Kartenecke aber treten drei in der Richtung von SO nach NW aufeinanderfolgende Berge auf, die sich von ihrer südlichen Umgebung durch grössere Höhe auszeichnen (Zameczysko 391 Meter, Daroch 400 Meter, Hussów 426 Meter) und aus Ropiankaschichten bestehen. Wenigstens war Herr Dr. Hilber, der das nördlich anstossende, grösstentheils der Ebene angehörige Blatt geologisch aufzunehmen hatte, so glücklich, in Hussów ein Inoceramenfragment aufzufinden, wodurch das Vorhandensein von Ropiankaschichten wohl genügend erwiesen ist²⁾. Ungefähr 28—30 Kilometer südöstlich von Hussów gelangt man, dem Karpathenrand entlang, zu dem Kreideaufbruch von Przemysl, und man kann wohl die Ropiankaschichten von Hussów wenigstens theoretisch als die Fortsetzung des Przemysler Vorkommens betrachten, wenn auch nach den von Bergrath Paul ausgeführten geologischen Aufnahmen eine directe Verbindung nicht vorhanden ist. Nach Paul wird aber der Przemysler Aufbruch von einer mächtigen Zone der „mittleren Gruppe“ begleitet³⁾, welche in meinem Gebiete nirgends nachweisbar war. Es treten wohl stellenweise etwas massigere Sandsteinbänke auf, so namentlich in der Chechlyer Schlucht, wo sich eine solche Lage durch zahlreiche eingestreute Kohlenbrocken auszeichnet, ebenso auch bei Gródna; diese entsprechen aber in ihrem Vorkommen und in ihrer Stellung keineswegs

¹⁾ Verhandlung. der geol. R.-A., Jahrbuch 1865, p. 250 und p. 159.

²⁾ Dr. Hilber schreibt über die Ropiankaschichten von Hussów Folgendes: „Er (der Karpathensandstein von Hussów) besteht aus steil stehenden, OSO bis SO streichenden, wechsellagernden grünen Thonen mit Strandgeröllen aus fossilführendem Stramberger Kalkstein (ähnlich wie zu Kruchel wielki bei Przemysl) und Sandsteinen, zuweilen strzolkaartig, mit nicht sehr häufigen Hieroglyphen und mit Kohlenpartikelchen. Mächtiger Verwitterungslehm bedeckt die Gehänge.“ Verhandlungen d. geol. R.-A. 1882, p. 244.

³⁾ Verhandlungen d. geol. R.-A. 1880, p. 330.

den Jamna-Sandsteinen Ostgaliziens oder den grobbankigen Sandsteinen des Liwoczgebietes oder des Grenzzuges, sondern sind einfach als Einlagerungen im vielgestaltigen Verbands der Ropiankaschichten zu betrachten. Nach den Aufnahmen von Paul¹⁾ und Tietze²⁾ nimmt die in Ostgalizien durch den Jamna-Sandstein so mächtig repräsentirte mittlere Gruppe nach Westen hin an Mächtigkeit beständig ab, so dass es sonderbar erscheinen muss, wenn in der Umgebung von Przemysl dieses Glied abermals eine bedeutende Entwicklung gewinnen sollte. In der That sieht man bei der Stadt Przemysl selbst, wo die Karte von Paul das Vorhandensein von „mittlerer Gruppe“ angibt, keine in dieser Weise anzusprechenden Gesteine. In der geologischen Beschreibung dieser Gegend, welche gleichzeitig mit meiner Arbeit erscheinen wird, wird Bergrath Paul wohl die näheren Motive dieser Ausscheidung angeben, und es wird dadurch ein sicheres Urtheil über ein Gebiet möglich sein, das für die Karpathengeologie von hervorragender Bedeutung ist.

Es ergibt sich demnach, dass im Nordgürtel des aufgenommenen Theiles der Karpathen Gesteine der unteren Kreide eine wichtige Rolle spielen. Sie treten in drei, von einander wahrscheinlich durch jüngere (eocäne) Schichten getrennten Aufbrüchen auf, dem von Hussów, dem von Babice-Czudec-Bystrica(-Chechły?), dem von Gródna, Kamieniec, Poludnik, die im Allgemeinen von OSO nach WNW streichen. Unter diesen nimmt der letztere Aufbruch die grösste Breite ein. Eocängesteine treten wie es scheint nicht als directe Bedeckung der Ropiankaschichten auf, wohl aber Menilitschiefer, welche die Ropiankaschichten begleiten oder ihnen in Form schmaler Mulden in fast concordanter Lagerung eingefaltet sind. Die Untersuchung des nördlichsten bis jetzt noch nicht aufgenommenen Karpathenrandes wird über die Tektonik und den Verlauf dieser Kreidezüge noch wichtige Beiträge zu liefern haben.

Die miocänen Tertiärbildungen des Nordgürtels sind einestheils durch das Gypsvorkommen von Lopuszka mała (Przemysl NW, Lancut S) mit den sogenannten Salzthonbildungen Ostgaliziens verbunden, andertheils aber stehen sie durch das Miocän von Kossice, Tarnów S. mit den Miocänbildungen von Bochnia und Wieliczka in Zusammenhang.

Während die Salzthonbildungen Ostgaliziens eine ununterbrochene, den Nordrand der Karpathen begleitende Zone darstellen, auch orographisch und tektonisch eine Rolle spielen und nur selten in Form kleiner Buchten in das Innere des Gebirges eingreifen, haben wir es hier mit einzelnen, mitunter mehrere Kilometer von einander entfernten Denudationsresten zu thun, deren vollständiges Fehlen an dem tektonischen und orographischen Gesamtbau so gut wie gar nichts ändern würde. Sie liegen zum Theil am Aussenrande der Karpathen, wie der Gyps von Siedliska, die Leithakalke von Siedliska, Niechóbrz und Zglobien und Olympów, zum Theil aber mehrere Kilometer (bis 13) südlich davon, wie die Gypse von Mała und Broniszów, die Badener Tegel von Gródna und der Bryozoenkalk von Globikowa. Während

¹⁾ Dieses Jahrbuch 1881, 31. Bd., pag. 144.

²⁾ Verhandlungen d. geol. R.-A. 1880, p. 256.

sich die ersteren Vorkommnisse durch nahezu horizontale Lagerung auszeichnen, lassen die tiefer im Gebirge gelegenen Bildungen, der Bryozoënkalk und Badener Tegel, in ihrem steilen Einfallen und stellenweiser Faltung deutliche Spuren der Einwirkung der Gebirgsbildung erkennen, ohne dass es aber nothwendig wäre, weitgehende Dislocationen anzunehmen. Am Nordfusse des Gebirges selbst scheinen anstehende, zusammenhängende Miocänablagerungen (wie in Wieliczka-Bochnia) zu fehlen.

Während in Ostgalizien der Salzthon mit dem Menilitschiefer so innig verquickt ist, dass, mit den Worten Tietze's¹⁾, „trotz der in der Art der Verbreitung sich ausprägenden Discordanz doch eine allmälige Verknüpfung der physikalischen Bedingungen stattgefunden hat, unter welchen diese Formationen zum Absatz gelangten,“ und dass diesem Forscher und Paul die Annahme einer Lücke zwischen Menilitschiefer und Salzformation unstatthaft schien²⁾, liegen die Leithakalke discordant mit nahezu horizontalen Bänken auf steil gestellten Menilitschiefern, zum Beweis, dass das wohl von Westen her transgredirende Miocänmeer ein fertiges, den heutigen Karpathen in seinen Grundzügen völlig gleichendes Gebirge vorgefunden hat. Auch der Badener Tegel von Gródna tritt transgredirend auf, wenn er auch stellenweise dem älteren Gebirge, den Menilitschiefern und Ropiankaschichten ganz parallel nachgefaltet erscheint.

Da der Parallelismus der Schichten, der ja z. B. auch zwischen den Ropiankaschichten und den Menilitschiefern unseres Gebietes besteht und der ja häufig erst durch Nachfaltung hervorgerufen werden kann, keineswegs immer als ein vollgiltiger Beweis für continuirliche Sedimentbildung anzusehen ist, und dieser Parallelismus so ziemlich als einziges Argument für die Bildungscontinuität des Menilitschiefers und Salzthons Ostgaliziens angegeben wird, dürfte vielleicht gestattet sein, gegenwärtig die wirkliche Continuität der beiden genannten Stufen in Ostgalizien noch nicht für bewiesen zu erachten, und dies umso mehr, als ja das Niveau des Magura-Sandsteins dabei ganz unberücksichtigt blieb. Sollten aber die von Paul und Tietze gewonnenen Anschauungen doch richtig sein, dann würde sich ein bemerkenswerther Gegensatz im Verhalten des ost- und westgalizischen subkarpathischen Miocäns ergeben, der der Annahme der völligen Aequivalenz beider einigermassen hinderlich wäre.

Nach ihrem faunistischen und petrographischen Charakter sind die westgalizischen Miocänablagerungen von den sogenannten Salzthonbildungen Ostgaliziens gänzlich verschieden, nur die Gypse stellen ein beiderorts vorkommendes Sediment dar und erinnern andererseits auch an die Salzthonbildungen von Wieliczka und Bochnia (Gekrösestein von Mała).

Am allervollkommensten stimmen sie dagegen mit den Miocänbildungen der sogenannten II. Mediterranstufe des inneralpinen Wiener Beckens überein, ohne auch nur die geringste Analogie mit den sogenannten ausseralpinen Tertiärbildungen zu besitzen.

¹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1878, p. 323.

²⁾ Vgl. auch Zuber in diesem Jahrbuch 1882, 32. Bd, p. 371.

Der Leithakalk, namentlich aber der Badener Tegel von Gródna, und der im galizischen Miocänbecken bisher noch nicht nachgewiesene Bryozoënkalk haben ihre nächsten Analoga entschieden im inneralpinen Wiener Becken.

Die klare und sachgemässe Discussion der Fauna von Wieliczka durch Hilber¹⁾ wird wohl der älteren, richtigeren, von Tietze²⁾ wieder hervorgeholten Anschauung von Reuss, dass der Salzthon von Wieliczka dem Badener Tegel am nächsten stehe, wieder zu ihrem Rechte verhelfen, und mit dieser Ansicht stehen die hier gewonnenen Resultate über unsere, die Salzformation von Wieliczka räumlich vertretenden Tertiärbildungen in vollster und bester Uebereinstimmung.

Eine der auffallendsten geologischen Erscheinungen in der nördlichen Kreideaufbruchzone ist ohne Zweifel die massenhafte Einschaltung von Strandgeröllen und die Bildung von Conglomeratbänken von Stramberger, beziehungsweise Inwalder Tithonkalk in den Ropianka-Schichten dieser Zone. Seit langer Zeit sind derartige Vorkommnisse bei Przemyśl bekannt³⁾, ebenso bei Sygneców bei Wieliczka und anderen Localitäten in Westgalizien (Rybna, Libertów, Glogoców bei Mogilany)⁴⁾. Hohenegger und Fallaux⁵⁾ fanden exotische Jurablöcke zu Witanowice und Wozniki. Fötterle (l. c.) sah sie in massenhafter Entwicklung in Stasiówka bei Dembica, Dr. Hilber (l. c.) bei Hussów, ich selbst in Chechły bei Ropczyce und in der Kreide des Kamieniec-Poludnik bei Dembica⁶⁾. In Ostgalizien hingegen scheinen sie nach Paul und Tietze im Neocom zu fehlen, wohl aber treten sie im Salzthonconglomerat auf; während in Mittelgalizien südlich von Przemyśl nach Paul auch das Eocän durch derartige Vorkommnisse ausgezeichnet ist (Lužek gorny).

Bei der enormen Menge der häufig ungefähr kopfgrossen vollkommen gerundeten Gerölle, die an einem Orte angehäuft erscheinen, muss man wohl zugeben, dass derartige Geröllmassen nicht aus weiter Ferne herbeigeführt werden konnten. Sie mussten in der Nähe des anstehenden Muttergesteins als Strandgerölle gebildet und in die littoralen Sedimente eingeschlossen worden sein. Wenn auch selbst die grossen Kalkinseln, welche Niedzwiedzki bei Przemyśl sah, wahrscheinlich nicht wirklich anstehendes Gestein, sondern vermuthlich doch nur isolirte Blöcke vorstellen, so muss man trotzdem doch annehmen, dass die Localität Przemyśl einer ehemaligen Klippe entspreche, von welcher ein Rest vielleicht noch unter der Hülle jüngerer Gesteine und ihres eigenen Gerölles verdeckt liegt.

Wenn auch an keiner Localität die Menge von Jurablöcken eine so enorme zu sein scheint, wie in Przemyśl und Kruhel bei Przemyśl,

¹⁾ Dieses Jahrbuch 1882, 32. Bd., p. 306.

²⁾ Ebendasselbst 1882, 32. Bd., p. 68 etc.

³⁾ Niedzwiedzki in diesem Jahrbuche 1876, XXVI. pag. 339—341.

⁴⁾ Pusch, geogn. Besch. v. Polen, II. pag. 81. 640; Boué, Journal de Géologie 1830, pag. 346; Krejčí, Skizze einer Orographie des nordwestl. Karpathengebirges, Jahresbericht der böhm. Oberrealschule zu Prag f. d. Jahr 1858, pag. 11; Hohenegger, geogn. Verb. d. Nordkarpathen. pag. 18.

⁵⁾ Geol. Karte des ehem. Krakauer Gebietes pag. 251.

⁶⁾ In Schlesien gleicht dem galizischen Vorkommen von tithonischen Strandgeröllen am meisten das von Chlebowitz und Palkowitz, Hohenegger l. c. pag. 15, 31.

so ist sie doch überall noch gross und auffallend genug, um auch für die übrigen Localitäten ein anderes, als das für Przemysl vorausgesetzte Verhältniss auszuschliessen. Wir müssen also den ehemaligen Bestand einer Reihe von Tithonklippen annehmen, deren Verlauf mit dem Nordrand der west- und mittelgalizischen Karpathen zusammenfällt. Dieselben stellen sich als die Fortsetzung der sogenannten nördlichen Klippenlinie (niederösterreichisch-mährische Inselberge, Czettechowitz, Stramberg, mährisch-schlesische Blockklippen, Inwald) dar und sind ungefähr längs einer, südlich von Wieliczka, Bochnia, Tarnów, Dembica, Sendziszów, Rzeszow, Przemysl gelegenen Linie angeordnet.

Die Richtung dieser nördlichen Klippenlinie und Kreideaufbruchzone ist von der der südlichen Klippenlinie vollkommen unabhängig; während die letztere um das Centralgebirge der Tátra in einem Bogen nach SO herumschwenkt, streicht die nördliche Klippenlinie von Schlesien aus in ostnordöstlicher Richtung und senkt sich erst von Hussów an, zwischen Rzeszów und Przemysl nach SO.

Der Umstand, dass wir in der so reconstruirten nördlichen Klippenlinie wahre Strandgerölle von Tithonkalk in den neocomen Ropianka-Schichten vorfinden, beweist wohl unzweifelhaft, dass die nördliche Klippenlinie in der That schon zur Neocomzeit eine Reihe von Strandklippen gebildet haben muss¹⁾. Diese waren zu dieser Zeit einer so heftigen Brandung ausgesetzt, dass sie in Westgalizien, wie es scheint, fast gänzlich in Strandgerölle aufgelöst wurden und nur mehr in dieser Form von ihrem ehemaligen Bestande Zeugnisse geben. Beyrich²⁾ hat die nördliche Klippenlinie bereits im Jahre 1844 als eine „Littoralzone“ angesprochen, was mit den hier gewonnenen Anschauungen gut übereinstimmt. Die von Neumayr³⁾ für den südlichen, und zwar besonders den penninischen Klippenzug gegebene, von Tietze⁴⁾ neuerlich angezeifelte Erklärungsweise des merkwürdigen Klippenphänomens kann dagegen auf die nördliche Klippenlinie nicht übertragen werden.

Aehnlich wie sich die Tithonkalke gegen das Neocommeer als Strand oder Strandklippen verhielten, so dürften wiederum die Sedimente dieses Neocommeeres, die Ropianka-Schichten, in späteren Perioden wenigstens theilweise gehobenes Gebiet dargestellt haben. Der Mangel jüngerer Sedimente bis zum Menilitschiefer scheint wenigstens in dieser Weise zu deuten zu sein. Von grossem Interesse erscheint die Thatsache, dass sich auch hier im Conglomerat von Chechły jene eigenthümlichen grünen krystallinischen Schiefergesteine wieder gefunden haben, welche nach Tietze und Paul⁵⁾ einen wichtigen Bestandtheil der Conglomerate Ostgaliziens bilden und daher nach der Meinung der genannten Forscher an der Zusammensetzung des angenommenen „alten Gesteinswalles“ am Nordfuss der Karpathen hervorragend betheilig gewesen sein mussten. In Uebereinstimmung mit den Anschauungen

¹⁾ Vgl. Paul und Tietze Studien, pag. 126.

²⁾ Karsten's Archiv, Bd. 18, pag. 76.

³⁾ Dieses Jahrbuch 1871, XXI Bd. pag. 526—536.

⁴⁾ Jahrbuch 1882, XXXII. pag. 64.

⁵⁾ Studien pag. 122—126. Neue Studien pag. 291—294, Tietze, geognost. Verhältnisse v. Lemberg 1882, pag. 64, 65.

einiger Schweizer Geologen¹⁾ bezüglich des schweizerischen „alten Gesteinswalles“ kann man auch den karpathischen und die vermuthlich wenigstens zum Theil damit verknüpfte nördliche Klippenlinie nicht nur als Ablagerungsbasis und als nördliche Uferbegrenzung des karpathischen Flyschmeeres, sondern auch als, wenn auch zum Theil oder zeitweilig untermeerisches oder unterirdisches Stauungs Hinderniss bei der Auffaltung der karpathischen Sedimente betrachten, wozu namentlich das Verhalten des oligocänen Helmzuges zur cretacischen Insel des Kamieniec-Poludnik zu berechtigen scheint.

Es wird sich wohl im weiteren Verlaufe der geologischen Aufnahmen in den Westkarpathen ergeben, ob und inwieweit die hier nur andeutungsweise ausgesprochenen Anschauungen über die geologische Rolle der nördlichen Kreidezone sich bestätigen werden. Ich selbst betrachte sie nur als provisorisch, glaube aber doch aus verschiedenen Gründen von der Veröffentlichung derselben nicht Abgang nehmen zu sollen. Der Umstand, dass der nördlichste, in theoretischer Hinsicht besonders wichtige Karpathenstreifen zwischen Dembica und Rzeszów nicht mehr in mein Aufnahmegebiet fiel und die schon früher angegebenen, einer genaueren Untersuchung abträglichen Verhältnisse, verbunden mit den nicht unbeträchtlichen Schwierigkeiten, die der Untersuchungsgegenstand an sich bietet, mögen es entschuldigen, wenn noch keine sicheren und detaillirteren Ergebnisse erzielt werden konnten. Jedenfalls darf man die nördliche Kreidezone zu den interessantesten Theilen der sonst ziemlich reizlosen und einförmigen karpathischen Flyschzone zählen.

Der Helm-Czarnorzeki-Zug.

Das Gebiet zwischen dem oligocänen Helm-Czarnorzeki-Zug und dem Nordgürtel ist in geologischer Beziehung sehr einförmig gebaut und bietet wenig Interesse dar. Namentlich in der Gegend südlich und südwestlich von Czudec, Strzyzow, Wielopole, haben wir ein ziemlich stark mit Berglehm bedecktes, einförmiges Hügelland von geringer Höhe (die gewöhnlichen Höhen schwanken zwischen 320 und 412 Meter, nur ein Berg nördlich von Szufnarowa erreicht die Höhe von 447 Meter und der Budisz bei Zawadka die Höhe von 449 Meter), welches, wie es scheint, ausschliesslich aus eocänen Hieroglyphensandsteinen und Mergelschiefern besteht; östlich vom Wisloklusse und dem Strassenzuge Strzyzów-Czudec wird die Zusammensetzung dieses Gebietes dadurch einigermaßen abwechslungsreicher, dass sich einzelne Meniltschiefermulden einschalten, von denen die breiteste die von Siedliska, Straszydło, Błażowa, Dynów ist, die bereits im Vorhergehenden erwähnt wurde, weil sie bei Siedliska, an die Wislokebene herantretend, Leithakalk und Gyps aufgelagert enthält. Meniltschiefer konnte man auf dem Blatte Tyczyn-Dynów bei Tarnawka und Błądowa słoćńska im nordöstlichen Theile des Blattes aufgefunden werden; südlich davon geht eine Mulde bei Dolny koniec, Jawornik N, durch, dann folgt die

¹⁾ Baltzer, der Glärnisch. Zürich 1879, pag. 52. Kaufmann, Neue Denkschr. d. schweiz. Gesch. f. d. ges. Naturw. 1860, XVII. pag. 130.

Mulde Baczary-Przylaski, dann der schon oben erwähnte Zug; folgt die Mulde Munki-Lubnberg-Karolówka (am San); dann die Mulde Ujazdy, Hludno, Wara und schliesslich der Zug von Isdebki, welcher sich über Barycz nach Blizianka fortsetzen dürfte.

Die Bergzüge, welche bald mehr, bald minder deutlich dem von SO nach NW gerichteten Schichtstreichen folgen, haben durchschnittlich eine grössere Meereshöhe, als die westlich vom Wislok, die Groznica (zwischen Domaradz und Blazowa) erreicht sogar die Höhe von 510 Meter. Im Allgemeinen ist die Ueberschiebung der Falten nach Nordosten die Regel, nur selten treten auch normale Wellen auf, deren Südfügel nach SW, deren Nordfügel nach NO einfällt, so wie beim Eocän-Aufbruch von Karolówka, südlich von Dynów, wo der südwestlich einfallende, aus Eocän und Menilitschiefer bestehende Südfügel am linken Sanufer bei Karolówka aufgeschlossen ist, während der nordöstlich einfallende Nordfügel am rechten Sanufer, bei der Fähre und dem Dorfe Bartkówka entblösst ist. In dem ganzen Gebiete ist die Entwicklung des Berglehms eine geringere.

Der Czarnorzeki-Helm-Zug fällt seiner Hauptausdehnung nach dem Kartenblatte Brzostek-Strzyzów zu, nur der südwestlichste Theil des Blattes Tyczyn-Dynów südlich von Domaradz und Lutcza und der nordöstlichste Theil des Blattes Jasło-Dukla, nördlich von Krosno, gehören diesem Zuge an. Die südöstliche Fortsetzung befindet sich auf dem im Vorjahre von Paul aufgenommenen Blatte Brzozow-Sanok. Nach den Beobachtungen von Paul beginnt der Helm-Czarnorzeki-Zug in der Gegend von Sanok am San, wo von Paul eine regelmässige Menilitschiefermulde nachgewiesen wurde, deren Nordfügel nach SW, deren Südfügel nach NO einfällt, und deren Muldenkern aus dem oberoligocänen Magurasandstein besteht¹⁾. Diese Mulde erstreckt sich bis Brzozów, muss sich aber daselbst schon bedeutend erweitern, da sie unser Kartengebiet nördlich von Brzozów bei Jasienica bereits mit einer beträchtlichen Breite betritt.

Ich werde meine Beschreibung im Osten mit dem Durchschnitte von Krosno über Czarnorzeki nach Krasna beginnen (vgl. Fig. 5 u. 6). Im Flussbette des Wislok bei Krosno sieht man südwestlich einfallende Eocänsandsteine, aus welchen auch das flache, von vorwiegend lehmi-gen, diluvialen Terrassen bedeckte Terrain südlich von Krosno besteht. Nördlich von Krosno erhebt sich der St. Laurenzberg (327 Meter), an dessen östlicher Seite die Strasse nach Czarnorzeki, an dessen westlicher Seite die Strasse nach Węglowka führt. Dieser Berg bietet ziemlich zahlreiche Aufschlüsse dar, welche ergeben, dass derselbe aus einem nördlichen und einem südlichen Bande von hell gefärbten Menilitschiefern²⁾ besteht, zwischen welche eine Mulde von Magurasandstein eingelagert ist. Menilitschiefer und Magurasandstein zeigen typische Beschaffenheit, an der Grenze beider Bildungen oder in den liegenden Partien der letzteren tritt eine ziemlich mächtige Einlagerung rothen Thones auf; der Magurasandstein erscheint bald grob-, bald feinkörnig

¹⁾ Nach freundlichst gegebenen mündlichen Mittheilungen von Bergrath Paul.

²⁾ Der Menilitschiefer des Laurenzberges wurde in der beifolgenden Zeichnung Fig. 6 aus Versehen mit 2, statt mit 1 bezeichnet.

und dickbankig. Während jedoch in der westlichen Partie dieser Mulde die beiden Menilitschieferzüge und der Magurasandstein ein nördliches oder nordnordwestliches Einfallen zeigen, scheint die östliche Hälfte nach SW einzufallen, wenigstens kann dieses Einfallen bei dem südlichen Megilitschieferzuge in der Nähe der Capelle an der Strasse nach Korczyna-Czarnorzeki thatsächlich beobachtet werden.

Als westliche Fortsetzung der Oligocänmulde des Laurenzberges bei Krosno dürfte der Wapionkaberg (326 Meter) zwischen Ustrobnia und Potok an der Strasse Krosno-Jasło zu betrachten sein, der vom Laurenzberg durch die breiten Alluvionen und Diluvien des Wislok getrennt ist. Am Wapionkaberg sieht man noch Sandsteine, die das Vorhandensein von Magurasandstein sehr wahrscheinlich machen; weiter westlich vereinigen sich die beiden, aus Menilitschiefer bestehenden Muldenflügel zu einem einzigen, ziemlich schmalen Zuge, welcher bei Brzeźówka vom Jasiolkafuss durchbrochen wird.

Das rechte Bruchufer dieses Flusses gegenüber dem Dorfe bildet eine reiche Fundstätte trefflich erhaltener Fische. Sehr auffallend ist der plötzliche, von ungefähr von SW nach NO gerichtete steile Abbruch der Wapionka gegen Osten. Wenn das Oligocän von Wapionka als die muthmassliche Fortsetzung der Mulde des Laurenzberges bezeichnet wurde, so soll damit nicht das Bestehen eines continuirlichen Zusammenhanges wahrscheinlich gemacht werden; es ist im Gegentheil zu erwarten, dass unter den Diluvien und Alluvionen des Wislok schon Eocänbildungen anstehen. Während die Mulde des Laurenzberges von SW nach NO streicht, zeigt der Oligocänzug Wapionka-Brzeźówka ein WNW-Streichen. Ueberhaupt stimmen die einzelnen, bei Krosno dem Eocän eingelagerten Menilitschiefermulden in ihrem Streichen nicht völlig überein.

Kehren wir nun wieder zum Durchschnitte Krosno-Krasna zurück. Nördlich vom Laurenzberge erscheint eine Terrainmulde, welche mit lehmigen Diluvien ausgefüllt ist, bis sich das Terrain bei Korczyna wieder erhebt, um allmählig zum Czarnorzeki-Kamme anzusteigen. Auf dem Wege dahin stehen allenthalben dünnschiefrige und krummschalige Eocänsandsteine von der gewöhnlichen Beschaffenheit an, welche im Allgemeinen von SO nach NW streichen, aber häufigem Wechsel im Fallen unterworfen sind. Erst wenn man sich der Höhe und dem Waldrande nähert, treten Menilitschiefer auf, die hier nicht sehr mächtig sind und nach Süden einfallen. Darauf folgt zunächst röthlicher und bläulicher Thon, sodann bunter Thon mit einigen weichen, schiefrigen Sandsteinbänken, dann weiche, dünne Sandsteinbänke und endlich grobkörniger, zu Grus zerfallender Conglomeratsandstein und feinkörniger, härterer Sandstein in dicken Bänken, echte Magurasandsteine, welche auch eine kleine, aber doch auffallende Schwelle bilden. Sie stellen das untere Lager der Magurasandsteine dar. Die vorwiegend rothgefärbten thonig sandigen Zwischenbildungen zwischen dem Menilitschiefer und dem Magurasandstein haben nur etwa 5—8 Meter Mächtigkeit. Dann treten abermals weiche thonig sandige Schichten auf, um bald wieder theils grob- theils feinkörnigen, mächtigen dickbankigen Magurasandsteinen Platz zu machen, welche als das obere Lager der Magurasandsteine betrachtet werden können. Die mächtigsten dieser

Bänke bilden nun einen ungefähr ostwestlich streichenden steilen Kamm, nach dessen Verquerung man in die am Nordfusse desselben gelegene Alpe Czarnorzeki gelangt. Dieser Kamm hat eine Länge von ungefähr 2·5—3 Kilometern, zeigt in dieser Erstreckung durchaus ostwestliches Streichen und die ihn zusammensetzenden Magurasandsteine bis zum Menilitschiefer südliches Einfallen. Auch das südliche Einfallen des Menilitschiefers ist offenbar durch den, die Tektonik der betreffenden Partie des ganzen Zuges beherrschenden Magurasandstein bedingt.

Seine östliche Fortsetzung gehört nicht mehr in mein Aufnahmegebiet; nach der Terrainconfiguration zu schliessen, erstreckt er sich noch 3 Kilometer über die Kartengrenze hinaus mit OSO Streichen. Nach Westen hin verläuft er bis in die Gegend der Ruine Odrzykón, von wo an das Schichtstreichen wieder nach NW gerichtet ist. Die dickste, massigste Bank dieses Magurasandsteins nimmt die Kammhöhe ein und markirt dieselbe durch eine Reihe von mächtigen, zuweilen fast baumhohen, frei aus dem Boden hervorragenden Sandsteinfelsen, die in der ganzen, landschaftlich ziemlich einförmigen Umgebung ihres pittoresken, ruinenartigen Aussehens wegen bekannt sind. Man hat es hier offenbar mit einer Verwitterungsform zu thun, die auch bei den massigen Sandsteinen des cretacischen Zuges der Wątkowa Magura im ungarisch-galizischen Grenzgebirge und dem Jamna-Sandstein Ostgaliziens vorkommt.

Aus dem letzteren Gebiete haben Paul und Tietze¹⁾ diese Erscheinung beschrieben und abgebildet, deren Wesen darin beruht, dass die Basis der Felsen am Erdboden am kleinsten ist und gegen oben zu breiter wird. Dieses Breiterwerden geschieht aber nicht allmählig, sondern es treten einzelne horizontale Parallelstreifen mehr hervor, unter welchen das Gestein stärker ausgehöhlt ist. Manchmal erhalten die Felsen dadurch eine förmlich pilzähnliche Gestalt. Dabei aber ist besonders zu vermerken, dass die Lagerung der Sandkörner zu den stärker hervortretenden Parallelstreifen in keinerlei Beziehungen steht. Bei den Felsen von Czarnorzeki wird die Erscheinung dadurch etwas abgeändert, dass im unteren schmälere Theile mancher Felsen einzelne breitere Partien vorkommen, so dass sich die Einschnürung des Felsens wiederholt, ohne sich jedesmal zu verstärken. Paul und Tietze geben keine Erklärung dieser Erscheinung, sie denken nur im Allgemeinen an Denudation.

Bei den Felsen von Czarnorzeki sieht man zunächst, dass sie in der That die Schichtköpfe einer mehrere Meter mächtigen, südlich fallenden Sandsteinbank sind; das südliche Einfallen der letzteren ist noch in der Stellung der frei vorragenden Felsen schwach angedeutet. Diese Bank konnte ihrer massigen Entwicklung wegen von der Verwitterung nicht so leicht angegriffen werden, als die schiefrig sandige weiche Umgebung, welche rascher abwitterte und auf diese Weise die frei vorragende Stellung der Felsen bewirkte. Die letzteren wurden durch die Atmosphären geglättet, an ihrer Basis aber waren sie der ungleich stärkeren Wirkung chemischer Agentien, namentlich der durch das Pflanzenwachsthum erzeugten Kohlensäure ausgesetzt, und wurden daher an ihrer Basis schmaler als am frei vorragenden Ende. Es

¹⁾ Neue Studien, pag. 240.

spricht hiefür der Umstand, dass die stärker ausgehöhlten Streifen stets dem Erdboden ungefähr parallel liegen. Diese letzteren bestehen häufig eigentlich aus einer Reihe von kugelförmig ausgehöhlten Löchern, die dann theilweise oder ganz zu einem Streifen verfließen können. An den Stellen dieser hohl kugelförmigen Löcher¹⁾ mag wohl die chemische Action zuerst eingesetzt haben. Jene Streifen, welche am unteren Theile der Felsen etwas stärker vorragen, könnten vielleicht härteren Partien der Sandsteinbank entsprechen. Vielleicht ist diese Erklärung für die beschriebene Erscheinung zulässig. Nur muss noch bemerkt werden, dass nicht jeder aus massigem Sandstein bestehende Kamm diese Art Felsbildung zeigt; eine der Bedingungen dieser Erscheinung dürfte auch die sein, dass die benachbarten Bänke um ein ziemlich Beträchtliches weicher und leichter verwitterbar sind. Wo die Härte eines Sandsteincomplexes gleichmässig ist, dürfte es zu einer derartigen Bildung nicht kommen.

Dr. Tietze²⁾ scheint dagegen geneigt zu sein, darin Spuren einer ehemaligen Flusserosion zu sehen, welche durch die Vorgänge der Gebirgsbildung in grosse Höhe gehoben wurden, an Stellen, wo gegenwärtig nicht nur kein Fluss, sondern eine Wasserscheide sich befindet. Die Unregelmässigkeit dieser Erscheinung, die Art und Weise, wie sich die vertieften Streifen aus ursprünglich getrennter kugelförmigen Höhlungen herausbilden, ist nicht geeignet, einer derartigen Anschauung das Wort zu reden. Die beschriebene Felsbildung ist offenbar aus demselben Gesichtspunkt zu betrachten, wie andere derartige Verwitterungs-Erscheinungen, die man ja auch an anderen Gesteinen kennt. Es wurden hier nicht die fertigen Felsen aus der Thaltiefe zur Kammhöhe erhoben, sondern die Kammhöhe hat sich eben in dem gefalteten Gebirge gerade an der Stelle angelegt, wo die härteste, dickste und widerstandsfähigste Bank vorhanden war.

Nördlich von dem beschriebenen Felskamme liegt dem Streichen desselben parallel die Niederung, auf welcher sich die Ansiedlung Czarnorzeki befindet, welche durch das Eintreten weicherer Schichten bedingt ist. Auf die mächtige felsenbildende Bank folgen noch einige weichere Sandsteinbänke, welche ebenfalls noch südlich einfallen, sodann schiefrige, mürbe Sandsteine mit rothen Thonzwischenlagen und endlich schwärzliche Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen und schmalen Flötchen von Thoneisenstein, welche nahezu senkrecht gestellt erscheinen. Sie bedingen offenbar schon eine Annäherung an die Facies der Bonarówkaschichten. Noch weiter nördlich fallen diese schwarzen thonigen Schiefer bereits steil nördlich ein, allmählig nimmt der Sandstein wieder überhand und das Einfallen geht allmählig in das südliche über. So entwickelt sich daraus allmählig wieder ein typischer Magurasandstein, welcher den ganzen Czarnorzeki-Kamm, den höchsten des ganzen Bergzuges (592 Meter), zusammensetzt.

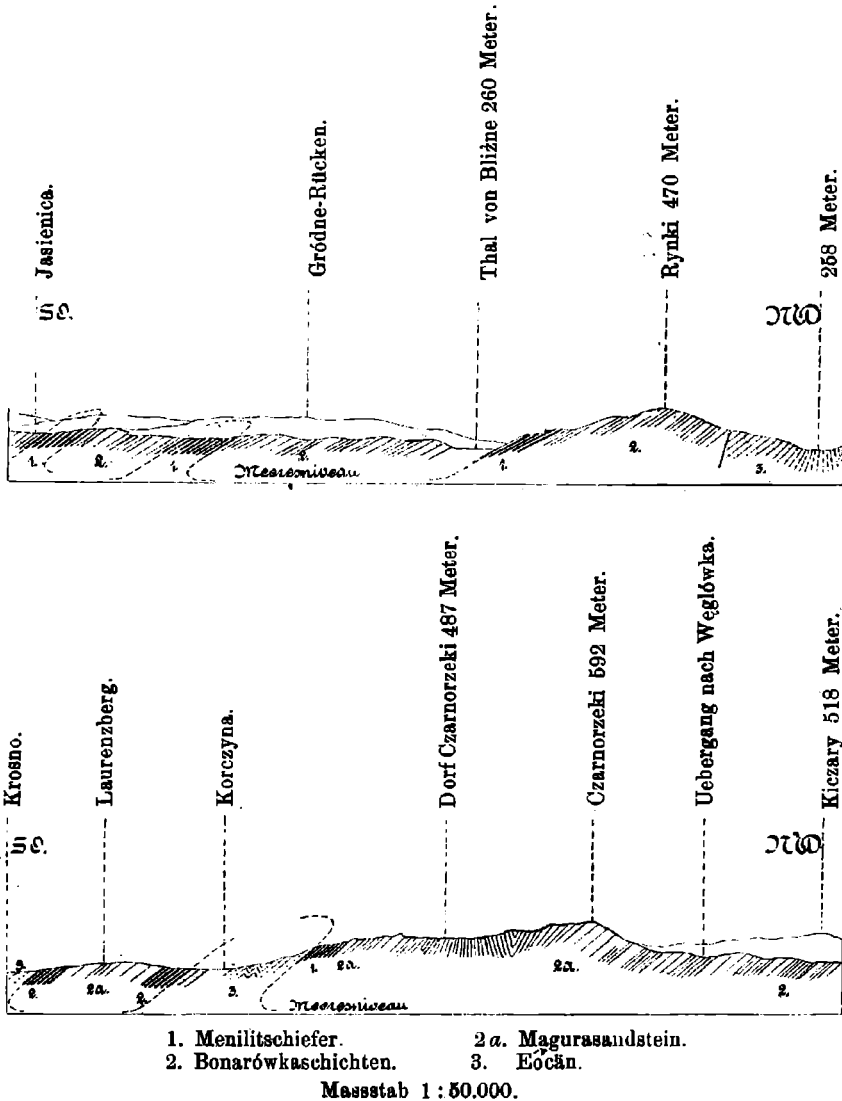
Auch der Czarnorzeki-Kamm hat die Länge von ungefähr 3 Kilometern, ist aber dem südlicheren Kamm nicht ganz parallel, da sein Streichen etwas mehr nach NW gerichtet ist (OSO—WNW).

¹⁾ Aehnliche Löcher entstehen in manchen Sandsteinen durch Auswittern von Spongien u. dgl., woran aber hier nicht zu denken ist.

²⁾ Jahrbuch d. geol. R.-A. 1882, XXXII, pag. 736.

In dem bisher beschriebenen Durchschnitte zerfällt also die mächtige Masse der Magurasandsteine in zwei durch eine dunkle schiefrige Einlagerung getrennte Partien, eine untere und eine obere, welche vielleicht den beiden Lagen von Magurasandstein entsprechen dürften, die Vacek (l. c.) in Mittel-Galizien unterschieden hat. Im eigentlichen Czarnorzeki-Kamm, nördlich vom Dorfe Czarnorzeki, konnte eine derartige Unterscheidung des Magurasandsteines in zwei Lager nicht gemacht werden. Das wiederholte Auftreten von Magurasandstein dürfte wohl auf eine abermalige Einfaltung hindeuten.

Fig. 6.



Der Czarnorzeki-Kamm senkt sich sehr steil gegen das nach Norden sich öffnende Quer-Thal von Krasna, woselbst feinkörnige, harte, zuweilen gebänderte Quarzsandsteine mit zeitweiliger Einlagerung dunkler Schiefer auftreten, die in ihrer Beschaffenheit vom gewöhnlichen Magurasandstein merklich abweichen (Bonarówka-Schichten). Ihr Einfallen ist ein süd-südwestliches. Da das Thal von Krasna ziemlich stark ausgeweitet und fast allenthalben mit Berglehm erfüllt ist, bietet es trotz seiner günstigen Richtung fast gar keine Aufschlüsse dar, so dass andere Durchschnitte zur Construirung des geologischen Bildes zu Hilfe genommen werden müssen.

Querschnitt von Blizne nach Golcowa. Um von Blizne nach Golcog zu gelangen, muss man einen schmalen, ziemlich steilen, regelmässig von SO nach NW verlaufenden Kamm übersteigen, dessen Höhe ungefähr zwischen 410 und 443 Meter schwankt und der die Bezeichnung Rynki führt. In Blizne befindet man sich auf hellgefärbtem, SW fallendem Menilitschiefer, auf welchen wieder rother Thon in ziemlicher Mächtigkeit folgt. Auf diesem aber ruht ein ebenfalls SW infallender feinkörniger, zuweilen gebänderter Quarzsandstein, der mit schwarzen thonigen Schieferlagen wechsellagert und auf den Schichtflächen zuweilen schwarze Hieroglyphen zeigt. Dieser Sandstein (Bonarówka-Schichten) setzt den ganzen Rynkizug zusammen und bedingt durch seine Härte die verhältnissmässige Höhe und Steilheit dieses Zuges; er ist bei der Capelle, auf der Höhe des Zuges, durch einen kleinen Steinbruch gut aufgeschlossen. Auf dem Nordabhange sucht man vergeblich nach Menilitschiefer; man gelangt direct in die bekannten Eocänsandsteine, die im Golcowaer Thale allenthalben aufgeschlossen sind. Da ich den Rynkizug an zwei Stellen verqueren konnte, ohne auf der Nordseite desselben zwischen Bonarówka-Schichten und Eocän Menilitschiefer auffinden zu können, obwohl sich sonst gerade dieses Gebirgsglied auch bei sehr schlechten Aufschlüssen leicht kenntlich macht, glaube ich mit Sicherheit das Nichtvorhandensein des Menilitschiefers annehmen zu können.

Domaradz-Jasienica. In Domaradz befindet man sich auf Eocänschichten, südlich davon gelangt man aber bald in das Streichen des oberwähnten Rynkizuges. Da wo sich die Strasse plötzlich gegen das Stobnicathal senkt, befindet man sich schon auf dem oben beschriebenen feinkörnigen Quarzsandstein, zu welchem sich am rechten Ufer der Stobnica ein schwarzer Schieferthon mit eingelagerten mürben Sandsteinbänken mit schwarzen Hieroglyphen als örtliche Facies hinzugesellt. Noch weiter südlich gelangt man in das Streichen des Menilitschieferzuges von Blizne, welcher jedoch den Stobnicabach nicht mehr überschreitet. Dafür bemerkt man knapp vor der Strassentheilung (eine Strasse führt nach Blizne, im Streichen des Menilitschiefers, die andere nach Jasienica) einen grobkörnigen bis conglomeratartigen Sandstein in Bänken von $\frac{1}{2}$ —1 Meter Dicke vom Typus des echten Magurasandsteins, mit schwärzlichen oder dunkelgrünen Schieferzwischenlagen. Der Sandstein enthält zuweilen schalige, limonitische Concretionen. Darauf folgt etwas weiter südlich rother Thon, dann ein wenig aufgeschlossenes, niederes Terrain, welches nach Allem, was man sieht, aus Bonarówka-Schichten bestehen dürfte, sodann südlich von Ogrody

abermals rother Thon und weisser Menilitschiefer. Dann erscheinen abermals schiefrige Sandsteine mit dunklen Thonlagen (Bonarówka-Schichten) und endlich knapp vor Jasienica nochmals von rothem Thon begleitete Menilitschiefer. Südlich von Jasienica fällt das Profil bereits in das vorjährige Aufnahmesterrain von Bergrath Paul. Wenn man von hier im Streichen nach WNW fortschreitet, so gelangt man nach Krasna, so dass man den früher beschriebenen Durchschnitt Krosno-Krasna hier anschliessen kann. Ohne Zweifel schliessen sich in Jasienica an den Menilitschiefer südlich abermals Sandsteine von vielleicht schon typischem Magurasandstein-Charakter an, welche denen von Czarnorzeki entsprechen.

Das geologische Alter der Sandsteinmassen, welche den Laurenzberg und das Czarnorzeki-Gebirge zwischen Czarnorzeki und Domaradz zusammensetzen, kann wohl kein anderes, als das oberoligocäne sein. Die Schichtfolge von Krosno gegen den östlichen Theil des Laurenzberges, sowie von Korczynna gegen Czarnorzeki ist eine verkehrte, indem die oligocänen Menilitschiefer unter die eocänen Sandsteine einschliessen. Dem entsprechend müssen die den Menilitschiefer unterteufenden rothen Thone und die darauf folgenden massigen Sandsteine als oberoligocäne Magurasandsteine aufgefasst werden. Nördlich von Blizne erscheinen aber über den Menilitschiefern, beziehungsweise den rothen Thonen feinkörnige, gebänderte, prismatisch zerfallende, 1 Decimeter bis höchstens $\frac{1}{2}$ Meter dicke Quarzsandsteine mit dunklen schiefrigen Zwischenlagen oder schwarze Thone mit mürben Hieroglyphensandsteinen, den sogenannten Bonarówka-Schichten, die daher wohl nur als örtliche Facies der Magurasandsteine angesehen werden können. Dieselben Schichten setzen das Gebiet zwischen den drei Menilitschieferaufbrüchen von Jasienica und Blizne zusammen, wo aber noch zuweilen eine typische Magurasandsteinbank sich einschalten kann. In dem rothen Thone, der häufig auch Sandsteineinlagerungen zeigt, manchmal aber nur 5—8 Meter Mächtigkeit besitzt, haben wir offenbar eine mit verhältnissmässig grosser Regelmässigkeit auftretende Zwischenbildung zwischen dem Menilitschiefer und dem Magurasandstein, beziehungsweise den Bonarówka-Schichten zu erblicken. Er konnte fast bei allen in dem in Rede stehenden Gebiete auftretenden Menilitschieferzügen beobachtet werden, und wo er fehlt, mag dies vielleicht nur die Folge von Beobachtungslücken sein.

Dr. Szajnocha¹⁾, der allerdings nur die Gegend zwischen Krosno und Czarnorzeki zu begeben hatte, deutete die Sandsteine dieses Zuges für Sandsteine der „mittleren Gruppe“ und schaltete zwischen die Menilitschiefer und diese Sandsteine eine schmale Eocänzone ein, die sich wohl nur auf die rothen Thone und deren Sandsteinlagen beziehen kann. Rothe Thone kennt man allerdings auch im Eocän, allein es wäre doch sehr sonderbar, wenn diese Formation zu beiden Flanken des Menilitschiefers so abweichend entwickelt sein sollte und sich damit eine so grosse Differenz in Bezug auf die Mächtigkeit auf so kurze Strecken hin verbinden sollte. Namentlich die Verhältnisse des vermöge seiner geringen Grösse leichter übersehbaren Laurenzberges von

¹⁾ Verhandl. der geol. R.-A. 1881, pag. 844.

Krosno lassen eine andere Deutung als die hier versuchte gewiss nicht zu.

Verfolgt man nun den Menilitschieferzug südlich von Czarnorzeki weiter nach Westen, so sieht man denselben um die malerische Ruine Odrzykón herumschwenken und nördlich vom Dorfe Odrzykón hindurch ziehen. Hier ist es ein klingender, mit hellen Beschlägen versehener Schiefer, welcher knapp an der Grenze gegen den Magurasandstein eine Sandsteinbank mit Conchylientrümmern enthält und nicht gegen SW, sondern gegen NO unter den Magurasandstein einschiesst. Die beiden Stellen, an welchen dieses entgegengesetzte Einfallen eines und desselben Menilitschieferzuges beobachtet wurde, sind ungefähr $3\frac{1}{2}$ Kilometer von einander entfernt¹⁾. Es darf hier wohl daran erinnert werden, dass auch die westliche Partie des Laurenzberges bei Krosno nördliches Einfallen besass, während sich die östliche entgegengesetzt verhielt. Auf den Menilitschiefer folgt auch hier massiger Magurasandstein, der mit dem Menilitschiefer weiter nach Nordwesten zieht. Der nächste Beobachtungspunkt in diesem Zuge ist dann wieder das Dorf Łączki, Frysztak SO.

Dasselbst greift das Gebirge mit einem auffallenden Vorsprung gegen das Wislokalluvium vor und ist am Wislok sowohl, wie auch an dem Bache, welcher den eben genannten Vorsprung vom Hauptgebirge trennt und bei Łączki in den Wislok mündet, gut aufgeschlossen. Am Wislokufer bricht Menilitschiefer mit nordnordöstlichem Fallen, und darauf liegt ein grauer oder grünlicher plattiger, zuweilen dickbankiger, feinkörniger Sandstein, nicht unähnlich dem früher als Kugelsandstein beschriebenen Gebirgsigliede, nur fehlt die Kugelbildung.

Vom Magurasandstein unterscheidet er sich durch die Farbe, das reichlichere Bindemittel, die grauen mergelig-schieferigen Zwischenlagen, und überhaupt die Gesammtentwicklung, die ihn als Eocänsandstein charakterisirt. Er ist sowohl am Wislokufer nördlich vom Menilitschiefer, als auch im Łączkier Bache aufgeschlossen und setzt offenbar den Ptacznikberg (370 Meter) zusammen. Setzt man den Weg von Łączki nach NO weiter fort, so trifft man im Anstiege auf dem ersten Kamm des Hauptzuges abermals Menilitschiefer und rothen Thon an, doch ist das Lagerungsverhältniss des letzteren zum ersteren nicht deutlich erkennbar, und die Höhe des Kamms setzt typischer feinkörniger oder conglomeratartiger dickbankiger weisser Magurasandstein zusammen, welcher mit dem Menilitschiefer nach SW einschliesst und durch einen Steinbruch erschlossen ist. Es scheint mir kaum zweifelhaft zu sein, dass sich dieser Magurasandsteinzug östlich mit dem des Wyrwak und der Królowska góra verbindet.

Wenn die hier vorgenommene Deutung des grünlichen plattigen Sandsteins als Eocän richtig ist, dann hätten wir hier einen eigenthümlichen, in den Karpathen meines Wissens noch nicht beobachteten oder wenigstens niemals besonders betonten Fall einer Ueberstürzung nach Süden vor uns, während man immer geneigt ist, die Aufeinanderfolge

¹⁾ Der Bruch zwischen beiden Partien des Menilitschiefers dürfte westlich von der Ruine Odrzykón durchgehen. Leider war es mir nicht möglich, auch dahin eine Excursion zu unternehmen.

der Schichten bei nördlichem Einfallen als die natürliche zu betrachten; der Ptacznik wäre dann von dem nördlich folgenden Kämme durch eine Verwerfung getrennt. Leider gestattete es meine knapp zugemessene Zeit nicht, den Menilitschieferzug des Ptacznik weiter östlich in der Richtung gegen Odrzykón zu verfolgen. Würde sich der Sandstein des Ptacznikberges als Magurasandstein qualificiren, so würde man den nord-östlich fallenden Menilitschiefer desselben mit dem das gleiche Einfallen zeigenden Odrzykóner Menilitschiefer verbinden können, so dass dann der Menilitschiefer von Łączki einen Zug für sich bilden würde. Dadurch würde sich das tektonische Bild dieser Gegend bedeutend vereinfachen. Leider sind aber die Verhältnisse in Wirklichkeit viel complicirter, und es wird noch viel detaillirterer Studien bedürfen, um alle sich entgegengesetzten Einzelfragen zu lösen oder mindestens zu klären.

Der Menilitschiefer und Magurasandsteinzug von Łączki erstreckt sich nicht weit über das Dorf Łęki hinaus, er keilt sich aus, wenigstens ist er weder unter den Flussalluvium des Wislok, noch auf dem linken Ufer desselben, noch auch am Fusse der Bergkette zwischen Łęki und Fryszak nachweisbar.

Die nördliche Partie des ganzen Czarnorzekigebirges im weiteren Sinne wurde von mir an mehreren Stellen mehr minder vollständig verquert. Der nördlichste daselbst unterscheidbare Zug ist der bereits beschriebene Rynkikamm, der sich über Domaradz nach Westen mit WNW Streichen fortsetzt, das Krasnathal verquert, den Styrnberg (424 Meter) bildet, sodann durch das Bonarówkathal quer verläuft, die Lipczanka und die Godowska góra (484 Meter) zusammensetzt und sich bei Brzezanka im Wysokathal auskeilt. Der Stobnicabach, weiter thalabwärts Brzezankabach geheissen, läuft dieser Kette ungefähr parallel. Von dem nördlich vorliegenden Eocängebiet unterscheidet sich das oligocäne Gebirge nicht so sehr durch die bedeutende Meereshöhe, als die Steilheit der Gehänge und ihr plötzliches Ansteigen. Dieser Zug ist westlich von Domaradz durch einen grossen Steinbruch, der schon von Weitem durch seine schwärzliche Färbung auffällt, südlich von der Strasse Domaradz-Lutza deutlich aufgeschlossen. Er besteht hier wie bei Blizne im Rynkikamme aus Bonarówkaschichten, nur sind hier die dunklen Thone gegenüber den feinkörnigen kieseligen Bändersandsteinen etwas stärker entwickelt. Menilitschiefer ist nicht nachweisbar, doch würde dies für sich allein noch nicht das Fehlen desselben beweisen, da die Grenze gegen den krummschaligen Eocänsandstein und den bläulichen oder grauen Mergelschiefer, der im Stobnicathale ansteht, durch Berglehm stark verdeckt ist.

Mit aller nur wünschenswerthen Schärfe ist diese Grenze im Bonarówkathale im Bachrisse aufgeschlossen. Am Eingange des Thales bemerkt man bläuliche schiefrigmergelige Thone, dann dieselben Thone mit schwarzen Schieferen, welche weisse Beschläge zeigen, und mehreren schmalen Lagen eines weisslichgrauen, feingebänderten, schwach kieseligen Gesteines. Dieses wenig mächtige Schichtsystem zeigt sich vielfach gewunden und durch einander gefaltet und geknickt. Manchmal erscheinen darin noch einige harte Sandsteinlinsen. Auf diesen Schichten ruhen mit südwestlichem Fallen schwarze, brüchige, schiefrige Thone ohne Beschläge mit dünnen, schwarze Hieroglyphen tragenden Sandstein-

bänken, die bereits den Bonarówkaschichten angehören. Von echtem Menilitschiefer ist hier nichts wahrzunehmen; man könnte vielleicht geneigt sein, die wenigen, kaum decimeterdicken weissen gebänderten kieseligen Lagen dafür zu nehmen, doch ist dies angesichts der sonst so typischen Entwicklung des Menilitschiefers kaum statthaft.

Das Bonarówkathal verläuft anfangs als Querthal, und lässt die Zusammensetzung der danach benannten Bonarówkaschichten in zahlreichen Aufschlüssen gut erkennen. In seinem Oberlauf nimmt es die Richtung eines Längsthalcs an. Schwarze Thone mit einzelnen Sandsteinbänken, plattige Sandsteine mit dunklen Zwischenlagen, kieselige, gebänderte Sandsteine mit dunklem reichlichem Zwischenmittel wechseln und wiederholen sich hier in der mannigfaltigsten Weise. Das Einfallen ist vorherrschend SW, doch werden auch einzelne untergeordnete Mulden mit NO fallenden Schenkeln gebildet.

Derselbe Mangel des Menilitschiefers an der Grenze der Bonarówka-Schichten und des Eocäns ist auf dem Wege von Godowa oder Strzyżów zur Godowska góra, und ebenso im Wysokathale bei Brzezanka zu bemerken. Vielfache Aufschlüsse über die Zusammensetzung der ganzen aus dem Bonarówker Schichtsystem zusammengesetzten Kette bietet auch das Wysokathal dar, welches dieselbe schief durchschneidet. Vom Ausgange des Thales bis nach Brzezanka stehen südwestlich fallende eocäne Hieroglyphensandsteine von gewöhnlicher Beschaffenheit an. Ungefähr gegenüber vom Meierhofe Golcówka stehen bereits schwarze Thone an, die schon den Bonarówker Schichten entsprechen, dann folgen Sandsteine mit schwarzen Thonlagen, helle plattige Sandsteine mit ebensolchem Zwischenmittel und schwarzen Hieroglyphen, und die kieseligen, prismatisch zerfallenden, gebänderten Sandsteine von Domaradz und Blizne, welche Gesteine an allen Beobachtungsstellen SW fallen und offenbar auch den fast schnurförmig verlaufenden schmalen Kamm der Kiczary górne zusammensetzen. Dazwischen treten aber an mehreren Stellen rothe Thone auf; so zuerst gegenüber dem Michalówka genannten Abhang, etwa 2·6 Kilometer südlich vom Meierhofe Golcówka, dann beim zweiten Meierhofe, da, wo am linken Gelände des Thales aus den Höhen Stodolina und Grabkówka ein Bach heraustritt, ein drittes Mal endlich am Eingange des Dorfes Węglowka und auf dem Anstiege zum Wyrwak. Dieses letzte Vorkommen von Węglowka ist das bedeutendste und auffallendste. Es folgen darauf bereits die Magurasandsteine des Wyrwak und der Krolowska góra.

Westlich vom Wysokathal verschmälert sich die Oligocänkette immer mehr und mehr, so dass bei Frysztak nur mehr zwei Hauptzüge vorhanden sind, wovon der südliche aus der Höhe Bartne bei Łęki und der Kobylska góra bei Frysztak besteht und gewissermassen an Stelle der bei Łęki sich auskeilenden Magurasandsteinkette von Łączki Odrzykón, Czarnorzeki tritt, während der nördliche den eigentlichen Hauptkamm des Gebirges bildet und aus den Höhen Pohorylec, Stodolina, Grabkówka, Kamieniec, Rzyki, Czarnówka, Herby zusammengesetzt ist. Das Streichen dieser Hauptkette ist von SO nach NW gerichtet und biegt erst in der Nähe des Wislokdurchbruches von Herby an nach WNW um. Das Einfallen der Schichten ist vorwiegend SW, doch nicht ausschliesslich; so fallen die schwarzen

Schiefer und mürben Sandsteine, die der Wislok an der Frysztaker Fähre blossgelegt hat, beständig nach NW ein.

Es wird sich empfehlen, einen kurzen Rückblick auf die bisher gegebenen Einzeldaten zu werfen und die daraus ableitbaren allgemeineren Vorstellungen zu besprechen. Das ganze Gebirge ist als eine grosse, in sich vielfach gefaltete, nach Nordosten überschobene Mulde zu betrachten, die aus Menilitschiefer, Magurasandstein und Bonarówkaschichten besteht. Am Südrande des Zuges tritt ein wahrscheinlich kontinuierliches Band von Menilitschiefer auf, begleitet von zwei mächtigen Magurasandsteinzügen, die nach Westen in einen einzigen verfliessen.

Zwischen Magurasandstein und Menilitschiefer schaltet sich ziemlich regelmässig rother Thon ein. In der Gegend zwischen Domaradz und Jasienica erscheinen noch drei, ebenfalls von rothen Thonen begleitete Menilitschieferaufbrüche, auf welche jedoch nicht Magurasandsteine, sondern die oben beschriebenen Bonarówkaschichten folgen. Diese letzteren sind daher wohl als Facies des Magurasandsteins zu betrachten, wofür auch die locale Verknüpfung der beiderseitigen Gesteinstypen spricht. So darf man wohl in den schiefrigen Thonen und Eisensteinflötzen von Czarnorzeki eine Andeutung der Bonarówkafacies erblicken, während anderentheils wieder in echten Bonarówkaschichten massige Bänke vorkommen, die vom Magurasandstein nicht zu unterscheiden sind, wie z. B. an der Strasse von Domaradz nach Jasienica. Die petrographische Verbindung beider Facies ist namentlich in der Gegend zwischen Domaradz und Czarnorzeki eine innige; viel schärfer ist der Gegensatz weiter westlich, z. B. bei Łączki, wo die Kammhöhe aus echtem Magurasandstein besteht, während im Thale von Rzepnik schwarze Thone anstehen. Der Complex der Bonarówkaschichten ist ziemlich vielgestaltig; immer sind es schwarze Thone ohne Beschläge oder mit röthlichen Eisenoxydhydratbeschlägen, denen häufig dünne Thoneisensteinbänke und stets dünne Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Nach der Beschaffenheit und Menge der letzteren nehmen die Bonarówkaschichten eine verschiedenartige Beschaffenheit an; am häufigsten treten die öfter beschriebenen feinkörnigen, gebänderten, prismatisch zerfallenden Quarzsandsteine, seltener graue mürbe, plattige, krummschalige, dünne Sandsteine auf. Wo die Thone vorherrschen, erscheinen fast stets Thoneisensteinflötze, wo hauptsächlich die Sandsteine entwickelt sind, fehlen dieselben. Obwohl die Bonarówkaschichten in ihren extrem ausgebildeten Endgliedern, schwarzen Schieferthon einerseits, kieseligen Sandstein andererseits, ziemlich stark differiren, bestehen doch so zahlreiche Uebergänge dazwischen, dass mir eine engere Gliederung vorläufig nicht ausführbar schien. Versteinerungen konnten in den Bonarówkaschichten nicht aufgefunden werden, der Altersbeweis gründet sich ausschliesslich auf die Lagerungsverhältnisse. Die Aufstellung eines neuen Namens für das beschriebene Schichtsystem war nicht zu umgehen, es musste für diese eigenthümliche, aus den Karpathen noch nicht bestimmt beschriebene und ausgeschiedene Facies eine besondere Bezeichnung gewählt werden, da man doch ein mächtiges Schichtsystem, welches zuweilen fast ausschliesslich aus schwarzen, schiefrigen Thonen besteht, nicht Magurasandstein nennen kann. Man versteht unter der letzteren Bezeichnung

ganz speciell die massigen Sandsteine im Hangenden des Menilitschiefers, und es liegt kein Grund vor, diesen Begriff zu erweitern und zu verwischen.

Die Thatsache, dass die Oligocänschichten zwischen Domaradz und Jasienica mehrfach eingefaltet sind, beweist, dass dies auch weiter westlich, wo die Menilitschiefer innerhalb der Kette nicht mehr aufbrechen, der Fall ist. Es erklärt sich dadurch die enorme Breite des ganzen Zuges und das oftmalige Wiederkehren derselben Gesteinstypen. Da wir den rothen Thon als Begleitgestein des Menilitschiefers kennen gelernt haben, liegt es nahe, anzunehmen, dass auch die Vorkommnisse von rothem Thon westlich von den drei schon öfter berührten Menilitschieferzügen auf das Aufbrechen älterer Gesteine hindeuten, wobei nur die Aufschlüsse nicht bis auf den Menilitschiefer hinabreichen. In der That fällt es auf, dass gerade die durch diese Menilitschieferaufbrüche ausgezeichnete Gegend die am tiefsten denudirte, niedrigste des ganzen Gebirgszuges ist. Detaillirteren Untersuchungen wird es vielleicht möglich sein zu erweisen, ob diese Vermuthung haltbar ist oder ob die rothen Thone von Węglówka etc. nur als locale Ausbildung der Bonarówkaschichten anzusehen sind. Während an der Südgrenze der grossen Oligocänmulde der Menilitschiefer allenthalben vorgefunden wurde, konnte er an der Nordgrenze desselben zwischen Bonarówkaschichten und Eocän nicht nachgewiesen werden, es muss also daselbst ein der Erstreckung der Kette paralleler grosser Längsbruch angenommen werden.

Wir wollen nun zu dem westlicheren Theil des ganzen Helm-Czarnorzeki-Gebirgszuges, welcher zwischen den Durchbrüchen des Wislok bei Fryszak und der Wisloka bei Brzostek gelegen ist, näher eingehen. Dieser Theil ist nicht nur durchschnittlich niedriger, sondern auch durchaus schmaler. Im Allgemeinen ist das Streichen dieses Theiles der Kette von OSO nach WNW gerichtet. Die grösste Breite besitzt dieser Zug zwischen Wola brzostecka und Gródna dl., wir wollen daher, von Brzostek ausgehend, zuerst diesen Durchschnitt besprechen. Das genannte Städtchen ist auf feinkörnigem, ziemlich dickplattigem, hellgrünlichem Sandstein mit wenig schiefrigen Zwischenlagen aufgebaut, welcher Sandstein zuweilen dem sogenannten Kugelsandstein ähnlich wird und flach nach SW einfällt. Sein Fallen wird weiter östlich im Thale des Słony-Baches in Nawsie brzosteckie ein flach westliches, mit einer geringen Neigung nach NW, später wieder ein SW. Am östlichen Ende von Nawsie brzosteckie tritt eine eigenthümliche, schwer zu beschreibende Gesteinsverbindung auf, die am Bachufer anstehend angetroffen wird. Es sind dies vorwiegend blaue und weisse, auch röthliche Thone und bräunliche blättrige Schiefer, in welchen weissliche, gebänderte und grünliche Sandsteinlagen unregelmässig eingeschaltet sind. Diese Sandsteinlagen sind einigermaßen ähnlich denen, die im Menilitschiefer auftreten. An vielen Stellenquellen aus diesem Schichtverbande rothbraune, eisenhaltige Wasser hervor. Die Lagerung ist eine flache. In geringer Entfernung dieser eigenthümlichen Gebilde, zu Beginn des Dorfes Wola Brzostecka erscheinen bräunliche, schwärzliche und graublau Schiefer, die chokoladebraun verwittern, im Wechsel mit Sandsteinen, die meist weiss und

grau oder schwarz gebändert sind, mit zahlreichen Melettaschuppen (auf dem Kärtchen als Schiefer mit Melettaschuppen). Ueber diesen vorwiegend schiefrigsandigen Schichten liegt eine mehr schiefrige Partie, ebenfalls Fischschuppen enthaltend. In innigem Verbande damit, dieses System im Streichen ersetzend, erscheinen bläuliche und röthliche Thone. Die Schichten dieses Gebildes liegen fast vollkommen horizontal. In Wola Brzostecka folgen sodann mächtig entwickelte schwarze Thone, wie sie den Bonarówkaschichten eigen sind. Dieselben erhalten dort eine so bedeutende Ausdehnung, dass sie in Verbindung mit dem mächtig aufgelagerten Berglehm ausgedehnte Rutschterrains bilden. Im Anstiege zur Höhe, welche das Thal von Wola Brzostecka von dem von Kamenica górna trennt, folgen auf die weichen Thone schwarze Schieferthone mit einzelnen dünnen Sandsteinlagen und zahlreichen dünnen Thoneisensteinflötzen. Die schiefrigen Thone zeigen rothe Beschläge und fallen in der Hauptsache nach SW, doch mit zahlreichen localen Schwankungen. In Kamenica górna ändert sich die Zusammensetzung der Schichten, zunächst erscheinen am rechten Thalgehänge, da wo die Strasse von Wola brzostecka über die Anhöhe im Thale von Kamenica górna eintrifft, rothe Thone, und weiter nördlich treten die feinkörnigen, gebänderten, prismatisch zerfallenden kieseligen Sandsteine in die Zusammensetzung der Bonarówkaschichten ein, welche ein abweichendes Streichen von WSW nach ONO zeigen, untergeordnete Falten bilden und bis an den Ausgang des Thales von Kamenica górna anhalten. In Baczalka tritt dann ein Sandstein mit bläulichen und grauen Schieferzwischenlagen auf, welche SO einfallen und wohl auch noch den Bonarówkaschichten angehören. Nördlich von hier bis nach Gródna d. ist das Terrain von Berglehm bedeckt und unaufgeschlossen.

Aebuliche Verhältnisse lässt ein Durchschnitt von Brzostek nördlich nach Okragla und Siedliska im Smarzewathal erkennen. In dem Bache, der von Okragla nach Brzostek fiesst, sind gute Aufschlüsse vorhanden, deren erster abermals jene eigenthümlich braunen sandigen Schiefer und Thone mit Sandsteinlinsen und Infiltrationen von Eisenoxydhydrat erkennen lässt, die wir in Nawsie brzosteckie kennen gelernt haben und die dort Melettaschuppen enthalten. Ihr Einfallen ist ein südliches. Darauf folgen schwärzliche und dunkelbläuliche und rothe schiefrige Thone in bedeutender Entfaltung, offenbar denen von Wola brzostecka entsprechend und eine Fortsetzung derselben bildend. An einigen Stellen sind Thoneisensteinflötze eingeschaltet, wovon eines süd-südwestliches Einfallen zeigt und auf der Oberfläche durch allerhand Hieroglyphen ausgezeichnet ist (sogenannte Zöpfe, Spirophykos u. dgl.). Verlässt man das Obraglathal, um die Höhe Wysoka górna, welche nunmehr den Hauptkamm des in seiner Breite schon sehr reducirten Oligocänzuges bildet, so mangeln anfangs der Berglehmbedeckung halber Aufschlüsse, man erkennt aber die Einlagerung mehrerer harter Sandsteinbänke. Südlich von der Höhe erscheint abermals rother Thon und in dem Bachrisse, welcher gegen Siedliska herabgeht, fast senkrecht stehende, ostwestlich streichende schwarze Schieferthone, denen nur ganz vereinzelt dünne Sandsteinbänke mit schwarzen Hieroglyphen eingelagert sind. Weiter nach Süden nimmt die Menge der Sandsteine immer mehr zu, wenn sie auch gegen den thonigen Schiefer

entschieden zurücktreten; das Fallen bleibt immer ein steil südliches mit einer kleinen Neigung gegen Ost. Weiters beobachtet man grüne Conglomeratsandsteine, grünliche gebänderte Sandsteine, grobbankige, etwa $\frac{1}{2}$ Meter dicke Lagen von grauem, wie zerhackt aussehendem Sandstein und schwarze, breiige Schieferthone mit Sandsteinlinsen und Thoneisensteinputzen. Am Ausgange des Thälchens treten endlich südlich fallende Sandsteinbänke in Wechsellagerung mit schwarzem Schiefer auf. Der Sandstein ist bald hell, bald dunkelgrau gefärbt, enthält zuweilen Kohlenrümmchen und ist so stark kieselig, dass er stellenweise wie Hornstein aussieht. Einzelne Lagen sehen wie zerhackt aus und ähneln ungemein den Sandsteinbänken im Menilitschiefer von Gródna dólna. Das Siedliskathal weiter nördlich ist bereits im eocänen, südlich fallenden Sandstein gewöhnlicher Beschaffenheit eingegraben.

Interessante Aufschlüsse sieht man, wenn man von Zawadka, Brzostek NW, im Bache gegen den Kamm ansteigt. Man erkennt da eocäne Sandsteine von gewöhnlicher Beschaffenheit zuerst mit OSO, dann mit NO Einfallen, bis man plötzlich auf schwarze Schieferthone gelangt mit OSO, dann mit SSO und NW Einfallen. Jene eigenthümliche Zwischenbildung zwischen Eocän und Bonarówkathon, welche wir vor Okragla und in Nawsie brzosteckie angetroffen haben, fehlt hier vollkommen, und an der Formationsgrenze zeigen die Schichten vielfache Störungen, die sich durch den fortwährenden Wechsel der mannigfaltigsten Streich- und Fallrichtungen aussprechen, von denen nur die wichtigsten hervorgehoben wurden.

Auf dem Wege von Gogolów nach Huta Gogolowska verquert man ebenfalls den Südrand des Oligocänzuges und kann daselbst folgende Beobachtungen anstellen: In Gogolów befindet man sich auf SSW fallenden Eocänschichten, welche aber nach Norden zu bald steil nach NNO, und dann wieder steil SSW einfallen. Dann folgt ein schmales Band von bräunlichen Schiefeln, die den Menilitschiefeln einigermaßen ähnlich sind und nach mancherlei Bedenken so ausgeschieden wurden¹⁾. Darauf erscheint abermals steil einschliessendes, OW streichendes Eocän, bis auf dem ersten, 394 Meter hohen Bergrücken röthliche und bläuliche Schieferthone mit gebänderten Sandsteinen erscheinen, welche steil nördlich fallen. Es scheinen diese Schichten identisch mit denjenigen von Nawsie brzosteckie und Okragla zu sein, die sich dort zwischen Bonarówkathone und Eocän einstellen. Auch hier folgen nun schwarze, schiefrige Thone, Sandsteine und verschiedenartige Typen der Bonarówkaschichten. Auch hier werden diese Schichten gegen die Mitte und den Nordrand des Gebirgszuges zu reicher an Sandstein.

Die nördliche Grenze des Zuges gegen das Eocängebiet konnte, ausser bei Siedliska und Gródna-Baczalka, noch an zwei Stellen in Berdech bei Brzeziny und in Czieszyna im Stepinathal bei Fryszak begangen werden. Der Wislokdurchbruch bei Fryszak selbst schafft nur wenig Aufschlüsse. Bei Czieszyna treten an der Grenze rothe Thone und SSW einfallende plattige, grünliche, ziemlich mürbe Sandsteine auf, wie sie in den Bonarówkaschichten nur selten vorkommen. Sie werden

¹⁾ In das beigegebene Kärtchen wurden sie ihrer geringen Ausdehnung wegen nicht eingetragen.

dort steinbruchmässig gewonnen. In Berdech erkennt man in mehreren Schluchten zwischen Gródna und Berdech eocäne Schichten mit SW Fällern. Ohne Dazwischentritt von Menilitschiefer erscheinen sodann sowohl im nördlichen Theile von Berdech, als auch am Fusse der Brzezina direct die schwarzen Schieferthone mit rothen Beschlägen und die Sandsteine der Bonarówka-Schichten mit SW oder SSW Einfallen.

Bei dem eben besprochenen westlichen Theil des grossen Oligocänzuges, den man nach den höchsten Bergen desselben, dem Helm (532 Meter) und der Brzezina (492 Meter), die Helm-Brzezina-Kette nennen könnte, fällt zunächst auf, dass hier Magurandssteine und echte Menilitschiefer vollkommen fehlen und ausschliesslich Bonarówka-Schichten entwickelt sind. Die letzteren haben wieder einen mehr thonigen Charakter als weiter östlich. Im Zuge selbst nimmt die Sandsteinmenge nach Westen hin beständig ab. Ferner sind die nördlicheren Ketten des Zuges sandsteinreicher als die südlichen. Nur zwischen Huta Gogółowska und Gogółów, bei Okragla und Nawsie Brzostek, konnte zwischen Eocän- und Bonarówkaschichten eine eigenthümliche schiefrighonige Zwischenbildung, zu Nawsie Brzostek mit zahlreichen Melettaschuppen, aufgefunden werden, welche nach ihrer stratigraphischen Stellung als ein Aequivalent der Menilitschiefer betrachtet werden könnte. Auch eine entfernte petrographische Aehnlichkeit ist vorhanden. Der Umstand jedoch, dass echte Menilitschiefer in geringer Entfernung vom Oligocänzuge in Gródna, Siedliska und Gorzejowa vorkommen, dass sich der südliche Menilitschieferzug von Odrzykón bei Łęki auskeilt und bei Fryszak nicht mehr vorhanden ist, und endlich der Horizont des Menilitschiefers trotz seiner Vielgestaltigkeit immer etwas Typisches und leicht Kenntliches beibehält, machen eine derartige locale Vertretung trotz des Vorkommens von Melettaschuppen nicht sehr wahrscheinlich. Auf der für die geologische Reichsanstalt hergestellten Karte wurde diese Zone nach langem Zögern zu den Bonarówkaschichten einbezogen und nicht als Menilitschiefer eingetragen. Die Frage nach der Stellung dieser Bildungen, beziehungsweise die Frage, ob die Ober-Oligocänsschichten des Helm-Brzezinazuges nicht nur im Norden, sondern auch im Süden direct an Eocänbildungen stossen, oder ob die Schichtfolge wenigstens im Süden des Zuges eine continuirliche ist, muss vorläufig noch als offene betrachtet werden.

Bei Fryszak besteht der Zug aus 3 schmalen Kämmen, welche eine Breite von nur 2·6 Kilometern besitzen und von OSO nach WNW streichen. Vom Stepinathal an, etwa 5 Kilometer westlich vom Wislok, verbreitert sich die Zone allmählig, indem sich 4, wenn auch nicht sehr deutliche Ketten anlegen, um etwa 10·8 Kilometer westlich vom Wislok die grösste Breite mit 5·7 Kilometer zu erreichen. Dann verschmälert sich die Kette sehr rasch, so dass sie zwischen Brzostek und Siedliska nur mehr 3 Kilometer breit ist. Der nördlichste dieser vier Käme wird durch den schmalen gestreckten Helm, welcher 532 Meter Meereshöhe erreicht und dem steilen Aufsteigen aus dem niedrigen, flach welligen eocänen Hügelland seinen Namen verdankt¹⁾, sowie einen

¹⁾ Das Wort Helm erscheint in der polnischen Sprache als Fremdwort in der Schreibweise Chełm mit derselben Bedeutung, wie im Deutschen. Es ist dies ein in den Karpathen ziemlich häufig wiederkehrender Bergname.

langen Kamm gebildet, der durch Erosion zum Theil in einzelne Hügel aufgelöst ist und bis in den nördlichsten Theil von Berdech hinzieht. Seine Länge beträgt fast 7 Kilometer, sein Streichen geht von SO nach NW. Der zweite Zug besteht aus der Rybia góra (524 Meter), der Brzezina und Kamienna und zeigt ein Streichen, welches schon mehr nach WNW gerichtet ist. Die beiden südlichen Züge, beginnend mit der Kamienna góra und dem Rücken von Huta gogolowska, sind in Folge ihrer thonigen Zusammensetzung so vielfach von Thälern tief durchfurcht, dass sie sich orographisch nur sehr undeutlich als besondere Züge markiren.

Der Helmkeamm streicht in NW Richtung gerade gegen den Kreideaufbruch von Gródna, in die Nähe desselben gelangt (3·8 Kilometer Entfernung) biegt er plötzlich nach Westen um. Durch das Thal von Baczalka erscheint er in zwei Kämmen getheilt, von welchen der nördlichere fast rein ostwestlich streicht, während der südlichere noch etwas gegen WSW gerichtet ist. Wie sich aus den freilich nur ziemlich spärlich abgelesenen Streichungsrichtungen ergibt, scheint dieses eigenenthümliche Kammstreichen auch mehr weniger mit dem Schichtstreichen zusammenzufallen. Der Rybia góra-Brzezinakeamm, welcher nun den Hauptkeamm des ganzen Oligocän-Gebirges bildet, erhält gegen Westen zu ein immer mehr ostwestlich gerichtetes Streichen, welches namentlich im Smarzówberg und weiter westlich deutlich zum Ausdruck gelangt. Die beiden südlichen Züge, die vorwiegend thonig zusammengesetzt sind, streichen über Wola brzosteka und Okragla nach WNW, werden immer schmaler, nehmen aber gerade an der Zusammensetzung des westlichsten Theiles einen nicht unbedeutenden Antheil.

Der Wislokadurchbruch nördlich von Brzostek erfolgt wenigstens am rechten Ostufer in eocänen Schichten, die dort sehr flach nach Osten und Süden gegen das Gebirge einschneiden und evident die Unterlage des Oligocäns bilden; wie schon erwähnt, ist aber an der Grenze von Eocän und Bonarówkaschichten kein Mentitschiefer vorhanden. Am Westufer des Wislok dagegen erscheinen nördlich von Jodłowa, zwischen dieser Ortschaft und Demborzyn, an der Grenze des aufzunehmenden Kartenblattes Brzostek-Stryzów, abermals schwarze und rothe Thone der Bonarówkaschichten, bei Demborzyn auch schwarze Schiefer mit mürben schiefrigen Hieroglyphensandsteinen, als Fortsetzung der Helm-Brzezinakeette. Auch hier konnte an der Grenze gegen das Eocän kein Menilitschiefer beobachtet werden.

Fassen wir nun die wichtigsten Erkenntnisse, die hinsichtlich des Oligocänzuges gewonnen werden konnten, in knappen Worten nochmals zusammen, so ergibt sich, dass die von Paul von Sanok bis Brzozow und von da bis gegen Kombornia und Jasienica nachgewiesene, aus Menilitschiefer und Magurasandstein bestehende Oligocänmulde sich auf dem Terrain der Kartenblätter Tyczyn und Dynów, Jasło und Dukla durch mehrfache Einfaltung und Aufbrüche von Menilitschiefer zwischen Domaradz und Krosno bedeutend verbreitert, um sich nach NW hin, wo die Menilitschieferaufbrüche im Innern der Mulde fehlen, auf dem Gebiete des Kartenblattes Brzostek-Stryzów abermals zu ver-schmälern.

Aber auch hier fordert die Breite des Zuges und die oftmalige Wiederkehr derselben Gesteinstypen eine mehrfache secundäre Einfaltung. Echte Magurasandsteine konnten nur in jenem Theile, wo der Zug die grösste Breite besitzt, nachgewiesen werden, so nördlich von Krosno, in Łącki, Odrzykón, Czarnorzeki; das gesammte übrige Territorium wird durch die sogenannten Bonarówkaschichten gebildet, welche gegen Westen zu eine immer mehr thonige Zusammensetzung erhalten. Echte Menilitschiefer begrenzen den Zug nur im Süden und auch da nur soweit die Verbreitung der Magurasandsteine reicht.

Bei Brzostek, Nawsie brzostecki und Huta Gogolowska werden sie vielleicht durch einen eigenthümlichen Thon und Schiefer mit Melettaschuppen ersetzt. Am Nordrand des Oligocänzuges fehlen sie allenthalben, so dass man hier wohl das Vorhandensein einer grossen oder vielmehr mehrerer ungefähr gleichgerichteter Längsverwerfungen, wie sie in den Karpathen die Regel sind, angenommen werden muss.

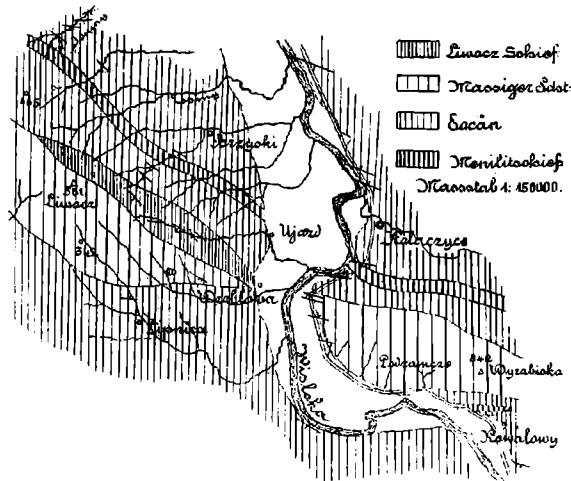
Die Czarnorzekikette bis zum Wislokdurchbruch bei Frysztak zeigt ein von SO nach NW gerichtetes Streichen. Die schmälere und niedrigere Helm-Brzezinakette vom Wislok- bis zum Wislokadurchbruch bei Brzostek besteht ausschliesslich aus Bonarówkaschichten und besitzt im Allgemeinen ein mehr WNW-Streichen, wobei noch zu beachten ist, dass dasselbe allmähig immer mehr nach Westen umbiegt. Nur der nördlichste Zug der ganzen Kette, der Helmzug, streicht von SO nach NW und zeigt in der Nähe der grossen Kreideinsel von Gródna jenes oben beschriebene plötzliche Umbiegen nach West, ja WSW. Es liegt nun sehr nahe, anzunehmen, dass man in dieser Kreideinsel das ablenkende Moment zu erblicken hat, welches den an dieselbe herangeschobenen Oligocänzug von der herrschenden Richtung abgewiesen hat. Das Fehlen der mittleren und oberen Kreide, sowie der Umstand, dass die Eocänbildungen auf die Kreideaufbrüche nicht übergreifen, wohl aber die oligocänen Menilitschiefer, beweist, dass sich die Kreideaufbrüche des Nordgürtels schon frühzeitig im Gegensatz zum südlichen Karpathengebiet als Festland verhalten haben und daher immerhin eine derartige Ablenkung bewirken konnten. Die Fortsetzung dieses Zuges weiter westlich wird durch die nächstjährigen Aufnahmen festgestellt werden.

Der Liwozzug.

Etwa 8 Kilometer südlich von Brzostek und dem oligocänen Helm-Brzezinazuge erhebt sich ein schmaler, im Allgemeinen von SO nach NW streichender Bergzug, welcher nach seinem höchsten Berge, dem Liwocz (561 Meter), der Liwozzug genannt werden kann. Er wird vom Wislokaflusse zwischen Krajowice und Kolaczyce durchbrochen und dadurch in eine niedrigere östliche und eine höhere westliche Hälfte zerlegt. Die erstere besteht aus den Höhen Babia góra (388 Meter), Wyrabiska (342 Meter), Podzamcze, und zeigt ein fast ostwestliches, nur wenig nach NW gerichtetes Streichen. Die letztere wird durch den von SO nach NW streichenden Liwoczberg gebildet, dessen südöstliche Gehänge den Namen Przykra góra führen. Die Gesamtlänge dieses Zuges, soweit er in das aufgenom-

mene Kartengebiet fällt, beträgt etwa 13—14 Kilometer; doch erscheint weiter westlich im Anschluss an den Liwocz eine Reihe höherer, wieder ostwestlich streichender Berge, welche vielleicht nicht nur die orographische, sondern auch die geologische Fortsetzung des Liwocz darstellen dürften. Die nächstjährige Aufnahme wird sich damit zu beschäftigen haben.

Fig. 7.



Das Gebiet zwischen dem Oligocänzuge und dem Liwocz ist in geologischer Hinsicht ausserordentlich einförmig gestaltet, es besteht ausschliesslich aus eocänen Hieroglyphensandsteinen und Mergelschiefen, die im nördlichen Theil südwestliches und südsüdwestliches, im südlichen bis Kolaczyce nordöstliches Einfallen besitzen und offenbar aus mehrfachen Einfaltungen bestehen, ohne aber in den Mulden Menilit-schiefer zu enthalten.

Namentlich ein 11·7 Kilometer langer, fast schnurgerader Isoclinal-Bergzug, dessen Höhe bis zu 459 Meter steigen kann, südlich von Januszkowice, Gogolów, Glinik, der im Volksmunde keinen besonderen Namen führt, fällt besonders in die Augen, da er ein auffallend regelmässiges Kammstreichen von OSO nach WNW besitzt, welches mit dem Schichtstreichen gut übereinstimmt (s. Fig. 5). Westlich von der Wisloka dagegen zeigt das Eocän Abweichungen vom gewöhnlichen Streichen; so liest man bei Przewyca westlich Brzostek ein Streichen von WSW nach ONO ab, ebenso in Blaszkowa, SSW von Brzostek.

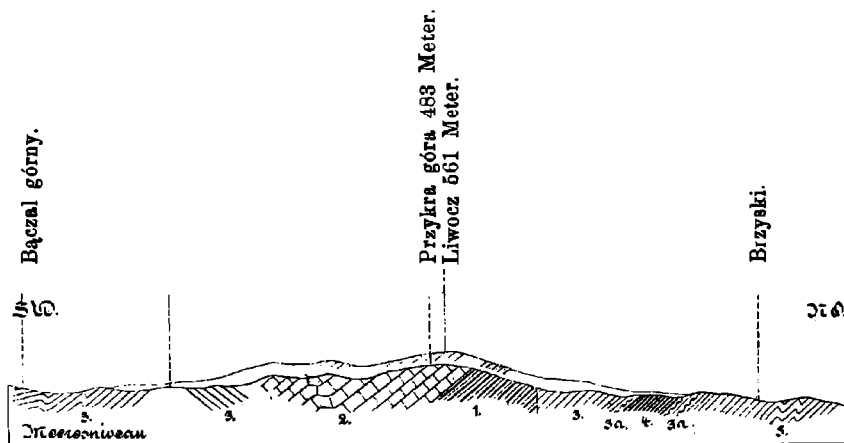
Ich konnte im Liwoczgebiete vier Touren unternehmen, welche im Folgenden beschrieben werden sollen.

Wenn man in Brzyski (bei Kolaczyce, am linken Ufer der Wisloka) jene zum Liwocz führende Schlucht betritt, die beim Meierhofe der genannten Ortschaft in den Brzyskier Bach mündet, so befindet man sich in SW fallenden Eocänschichten. Die hangenderen Partien derselben zeigen jene Entwicklung, die wir früher als die der Kugelsandsteine besprochen haben. Auf diese Kugelsandsteine folgt Menilit-

schiefer in ziemlich mächtiger Entwicklung, dessen mehrfach gewundene Schichten der Hauptsache nach ebenfalls SW einfallen. Nach einer kleinen Beobachtungslücke treten in ebenfalls nicht unbeträchtlicher Entwicklung rothe und bunte Thone und endlich schwärzliche, schüttige, in unregelmässig begrenzte Blätter zerfallende thonige Schiefer mit einzelnen Sandsteinbänken auf, die hier wohl eine locale Abänderung des Eocäns darstellen.

Hierauf betritt man, bereits im Anstieg zum Liwocz begriffen, schwärzlichgraue, dünnplattig abgesonderte Mergelschiefer, denen nicht selten schmale, feinkörnige, kalkreiche Hieroglyphensandsteinbänke eingelagert sind. Die Färbung der Sandsteine ist ebenfalls eine ziemlich dunkle, der Kalkreichtum desselben ist nicht nur auf das Bindemittel beschränkt, sondern er offenbart sich auch durch zahlreiche weisse Kalkspathadern, die das Gestein netzförmig durchsetzen.

Fig. 8.



1. Liwoczschiefer.
2. Massiger Sandstein der mittleren und oberen (?) Kreide (Jamnasandstein).
3. Eocän.
- 3 a) Eocän-Kugelsandstein.
4. Menilitschiefer.

Maßstab 1 : 50.000.

Ich habe diese Schiefer eingangs unter dem Namen Liwoczschiefer näher beschrieben und auseinander gesetzt, dass sie nach ihren Versteinerungen als karpathische Cephalopodenfacies des Neocom (im weiteren Sinne) aufzufassen sind. Gerade an dieser Stelle sind sie von den ebenfalls schwärzlich gefärbten Eocänschiefern, wenn man keine Ammoniten findet, nicht ganz leicht zu unterscheiden, nur das Auftreten der Kalksandsteine macht auch ohne Cephalopodenfunde die Gegenwart einer anderen, als der eocänen Formation wahrscheinlich. Das Streichen der Liwoczschiefer, die man in den dicht auf einander folgenden Bachaufschlüssen fortwährend verfolgen kann, ist ein ziemlich beständig von SO nach NW. gerichtetes, mit einem kleinen Ueberwiegen der nördlichen Richtung, das Einfallen ist ein südwestliches. Nach oben zu

scheinen die Sandsteine an Menge etwas zuzunehmen, bis dann die Spitze und der Liwoczkamm selbst die massigen und grobbankigen mittelcretacischen Sandsteine erscheinen lassen.

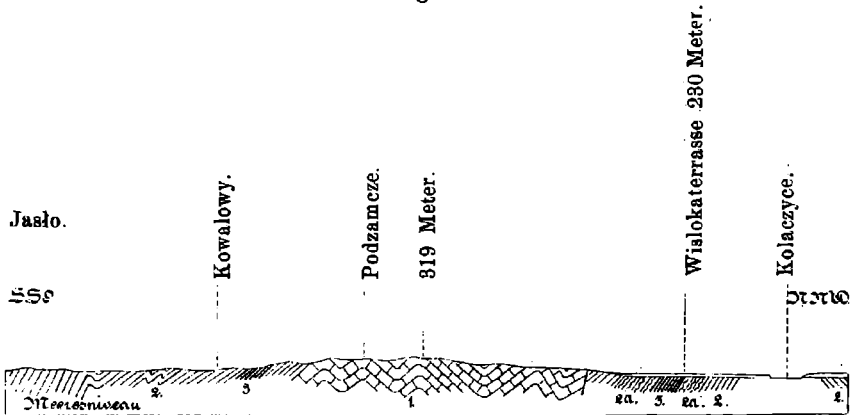
Noch schönere Aufschlüsse bietet der Liwoczschiefer in dem Bachrisse dar, welcher aus dem Liwoczgebiete in westöstlicher Richtung gegen das Dorf Ujazd, südlich von Brzyski, verläuft. Bei Ujazd steht nur mehr Eocän an; in den Schluchten nördlich von Ujazd ist jedoch noch der Menilitschieferzug von Brzyski aufgeschlossen.

Das Eocän ist hier nicht mehr, wie bei Brzyski, durch schwärzliche Schiefer, sondern durch bläuliche Mergelschiefer und Sandsteine vom gewöhnlichen Aussehen des Eocäns vertreten. Sodann gelangt man, wie bei Brzyski, in das Gebiet der Liwoczschiefer, die hier mächtig entwickelt und gut aufgeschlossen sind. Ihr Hauptstreichen ist wohl im Allgemeinen von SO nach NW gerichtet, im Einzelnen treten aber mannigfache Faltungen und Knickungen des Streichens auf, die sich besonders mit der Annäherung an das Gebirge mehrten. Im Ujazder Bache fanden Bergrath Paul und ich die im Vorhergehenden beschriebenen Fossilien, die hier keineswegs selten zu sein scheinen, da sie an 3 Stellen erhalten wurden. Uebersteigt man den unbewaldeten Bergrücken südlich vom Ujazder Bach, auf welchem mehrere Häuser stehen, und auf welchen von Ujazd aus eine Strasse führt, so erreicht man massigen Sandstein, der in mehreren Wasserrissen und einem Steinbruche auf dem Gebiete des Dorfes Wróblówka gut erschlossen ist und deutlich nach SW einfällt.

Sehr instructiv gestaltet sich der Durchschnitt von Kolaczyce nach Jasło an der dem Wislokadurchbruche folgenden Kaiserstrasse. Nördlich von Kolaczyce fallen eocäne Mergelschiefer und Hieroglyphensandsteine flach nördöstlich ein, südlich von diesem Städtchen dagegen südwestlich. Kolaczyce selbst liegt auf einer Diluvialterrasse, die sich nach Norden und Süden längs der Wisloka ausbreitet und hauptsächlich aus ziemlich grobem Schotter besteht, der von einer dünnen Lehmlage bedeckt wird. Die Wisloka schneidet die Terrasse sammt dem darunter liegenden Grundgebirge an und gewährt hiedurch Einblick sowohl in die Zusammensetzung der auf dem horizontal abgewaschenen Grundgebirge abgelagerten Terrasse, als auch in das letztere selbst. Die Wisloka schliesst südlich von Kolaczyce Eocän auf, dann den auch bei Brzyski beobachteten Kugelsandstein mit ostwestlichem Streichen und südlichem Einfallen. Dann folgen mehrfach gewundene Menilitschiefer mit Hornsteinen, die im Allgemeinen nach SW einfallen und dann abermals Kugelsandsteine. Mit den letzteren verbinden sich einige dicke, grobkörnige, aber mürbe Sandsteinbänke von grünlicher Färbung, welche zu Grus zerfallen. Nach einer kleinen Beobachtungslücke treten, da wo die Strasse im rechten Winkel um den plötzlich vortretenden Bergriegel umbiegt, die mächtigen, meterdicken Sandsteinbänke der mittleren Kreide auf, die offenbar die östliche Fortsetzung der massigen Sandsteine des Liwoczzuges bilden. Röthliche oder bräunliche, sandige Schiefer, zuweilen mit Kohlenbröckchen, erscheinen als Zwischenlagen. Im ersten Aufschlusse bildet der massige Sandstein eine schöne Mulde, bald darauf passirt man einen Sattel und abermals eine Mulde, worauf dann einige leichtere, unbedeutendere Undulationen

folgen, die in der Gegend Podzamcze¹⁾ nicht mehr gut zu verfolgen sind, da man sich dann schon nahezu im Streichen der Schichten bewegt.

Fig. 9.



1. Massiger Sandstein der mittleren und oberen (?) Kreide. (Jamnasandstein.)
2. Eocän.
- 2 a. Eocän, sogen. Kugelsandstein.
3. Menilitschiefer.

Massstab 1 : 50.000.

In einem in Podzamcze betriebenen Steinbruche erscheinen in dicken Bänken feinkörnige und Conglomerat-Sandsteine, welche bald darauf schiefrigen Sandsteinen Platz machen, die das Aussehen der eocänen Sandsteine besitzen, aber leider etwas schlecht aufgeschlossen sind. Noch bevor man die Ortschaft Kowalowy erreicht, treten weisse, fast rein südlich fallende Menilitschiefer auf; dann erkennt man in einem kleinen Steinbruch ebenfalls südlich fallende schiefrige Sandsteine mit einzelnen massigen Bänken, und zuletzt auf der ganzen Strecke bis Jasło die gewöhnlichen eocänen Hieroglyphenschichten. Die schiefrigen Sandsteine zwischen Podzamcze und dem Menilitschiefer von Kowalowy wurden anfangs als Eocän betrachtet, und ebenso die grobbankigen Sandsteinbänke nördlich vom Menilitschieferzuge, eine Anschauung, die auch in dem beigegebenen Durchschnitte zum Ausdrucke gelangt ist, doch muss ich gleich hier bemerken, dass ich später Verhältnisse zu sehen Gelegenheit hatte, die mich in dieser Auffassung wieder schwanken machten. Leider war es mir nicht mehr möglich, diesen bemerkenswerthen Durchschnitte nochmals zu wiederholen.

Ich meine damit das isolirte Auftreten eines kleinen, ringsum begrenzten Fetzchens von weissem, typischem Menilitschiefer auf dem grobbankigen, mittelcretacischen Sandstein, welches ich in einer kleinen Seitenschlucht des Narozynkabaches bei Wróblowa beobachten konnte.

Von dazwischenliegenden Eocänschichten war gar nichts wahrzunehmen, man hat da eine kleine Partie echten Menilitschiefers vor

¹⁾ In Podzamcze soll sich in der Nähe der Strasse eine Schwefelquelle befinden, über welche ich an Ort und Stelle nichts Näheres in Erfahrung bringen konnte.

sich, die, soviel sich von der Lagerung erkennen liess, mit wenig geneigten Schichten discordant gegen die massigen Sandsteine einfällt. Eine ähnliche Beobachtung hatte ich später im ungarisch-galizischen Grenzzuge zu machen Gelegenheit. Dies legt aber auch die Vermuthung nahe, ob nicht auch die Menilitschieferpartie von Kowalowy in diesem Sinne aufzufassen ist und die schiefrigen Sandsteine von Podzamcze nur als locale Zwischenlagen der mittelcretacischen Sandsteine zu betrachten sind, welche dann erst mit den letzten massigen Sandsteinbänken südlich vom Menilitschiefer von Kowalowy abzuschliessen wären. Zur Lösung dieses Zweifels wäre eine neuerliche Begehung dieses Durchschnittes, der leider gerade in den den kritischen Partien etwas schlecht aufgeschlossen ist, unerlässlich.

Ich war eifrig bemüht, Aufschlüsse zu finden, welche die Grenzen der mittelcretacischen massigen Sandsteine gegen das Eocän südlich vom Liwoczkamme betreffen, und habe zu diesem Zwecke die Gräben aufgesucht, welche aus dem Liwocz bei Lipnica górna in die Dąbrowka münden. Leider ist dieses in tektonischer Hinsicht so wichtige Grenzgebiet stark bewaldet und sehr spärlich aufgeschlossen. Es gelingt zwar die ungefähre kartographische Abgrenzung des massigen Sandsteins vom Eocän, allein über die Lagerungsverhältnisse an der Gesteinsgrenze verschafft man sich keine Klarheit. Nur soviel muss hervorgehoben werden, dass etwa 400 Meter von der Gesteinsgrenze entfernt der eocäne Sandstein nach N und NO gegen den massigen Sandstein einfällt, was eher gegen, als für die Annahme einer Schichtencontinuität zwischen dem massigen Sandstein und dem Eocän spricht.

Zur Feststellung der nordwestlichen Ausdehnung der Liwoczschiefer unternahm ich eine Begehung des Blaszkower Bachrisses und des Losinybaches. Wenn man in dem Nebenbache des Blaszkowerbaches, welcher den Namen Joninybach führt, zum Liwocz ansteigt, befindet man sich in blauem, eocänem Mergelschiefer, der anfangs von WSW nach ONO streicht und nach OSO einfällt; in dem Masse, als man sich dem Berge nähert, wendet sich das Streichen allmählig, so dass es ein westöstliches, und zuletzt ein normales, von SO nach NW mit gebirgswärts gerichtetem Einfallen wird. Darauf folgt ziemlich spärlich aufgeschlossener Menilitschiefer und abermals Eocän. Von da ab hat man jedoch fast gar keine Aufschlüsse, und es lassen sich die Gesteinsgrenzen nicht mit Bestimmtheit festsetzen. Leider blieb mir nicht Zeit genug, die Ausdehnung des Liwoczer Schiefers nach NW genügend zu verfolgen; in den in den Brzyskierbach mündenden Schluchten ist er noch vorhanden, dagegen scheint er in den nördlichen Ursprungszweigen des Losinybaches bereits ausgekeilt zu sein, wenigstens konnte ich ihn hier nicht mehr nachweisen; freilich sind hier aber auch die Aufschlüsse äusserst mangelhaft.

Auch die östliche Ausdehnung der Kreideinsel konnte nicht mit genügender Genauigkeit verfolgt werden. Auf dem Wege von Sieklówka nach Warzyce bewegt man sich anfangs ausschliesslich im Eocän; auf der Höhe Pogorzały (381 Meter) treten grobkörnige, zu Grus zerfallende Sandsteine auf, sodann helle Menilitschiefer mit Hornstein mit steil südwestlichem Einfallen, und darauf folgen wieder Eocänschichten. Da die grobkörnigen Sandsteine vollkommen denjenigen gleichen, die süd-

lich von Kolaczyce die Menilitschiefer begleiten, ist es nicht unwahrscheinlich, dass die letzteren ein zusammenhängendes schmales Band von Kolaczyce an bis Pogorzały bilden.

In der Gegend von Kolaczyce und Podzamcze haben die mittleren Kreidesandsteine wohl ihre grösste Breite; ausser Podzamcze dürfte noch die Wyrabiska und ein Theil der Babiagóra dieser Formation angehören. Die Liwoczschiefer scheinen nach dem Aufschlusse an der Wisloka südlich von Kolaczyce schon ausgekeilt zu sein und dem östlichen Theile des Liwoczgebirges ganz zu fehlen; es wäre aber nicht unmöglich, dass sie östlich von dem besprochenen Aufschlusse an der Wisloka abermals ansetzen und etwa in der Gegend nördlich von der Wyrabiska nochmals auftauchen.

Das Liwoczgebirge ist demnach in seinen Grundzügen ziemlich einfach gebaut. Den Nordfuss desselben bildet Eocän mit einer regelmässig verlaufenden schmalen Mulde von Menilitschiefer. Die Kreidebildungen, aus massigem Sandstein und Liwoczschiefer bestehend, erscheinen nördlich, längs einer der Längserstreckung des Gebirges parallelen Linie abgebrochen, so dass das Eocän an die untere, beziehungsweise mittlere Kreide anstosst. Südlich schliessen sich an die massigen Sandsteine wiederum Eocänschichten an. Von besonderem Interesse ist die übergreifende Lagerung eines kleinen, ringsum isolirten Fetzens von Menilitschiefer auf massigem Sandstein bei Wróblowa. Bei näherer Untersuchung dürfte sich das hier gegebene Bild wohl noch einigermaßen compliciren, nichtsdestoweniger glaubte ich eine kleine, der hier gewonnenen Anschauung entsprechende kartographische Skizze beigegeben zu sollen, um wenigstens die bisherigen Erkenntnisse leichter anschaulich zu machen.

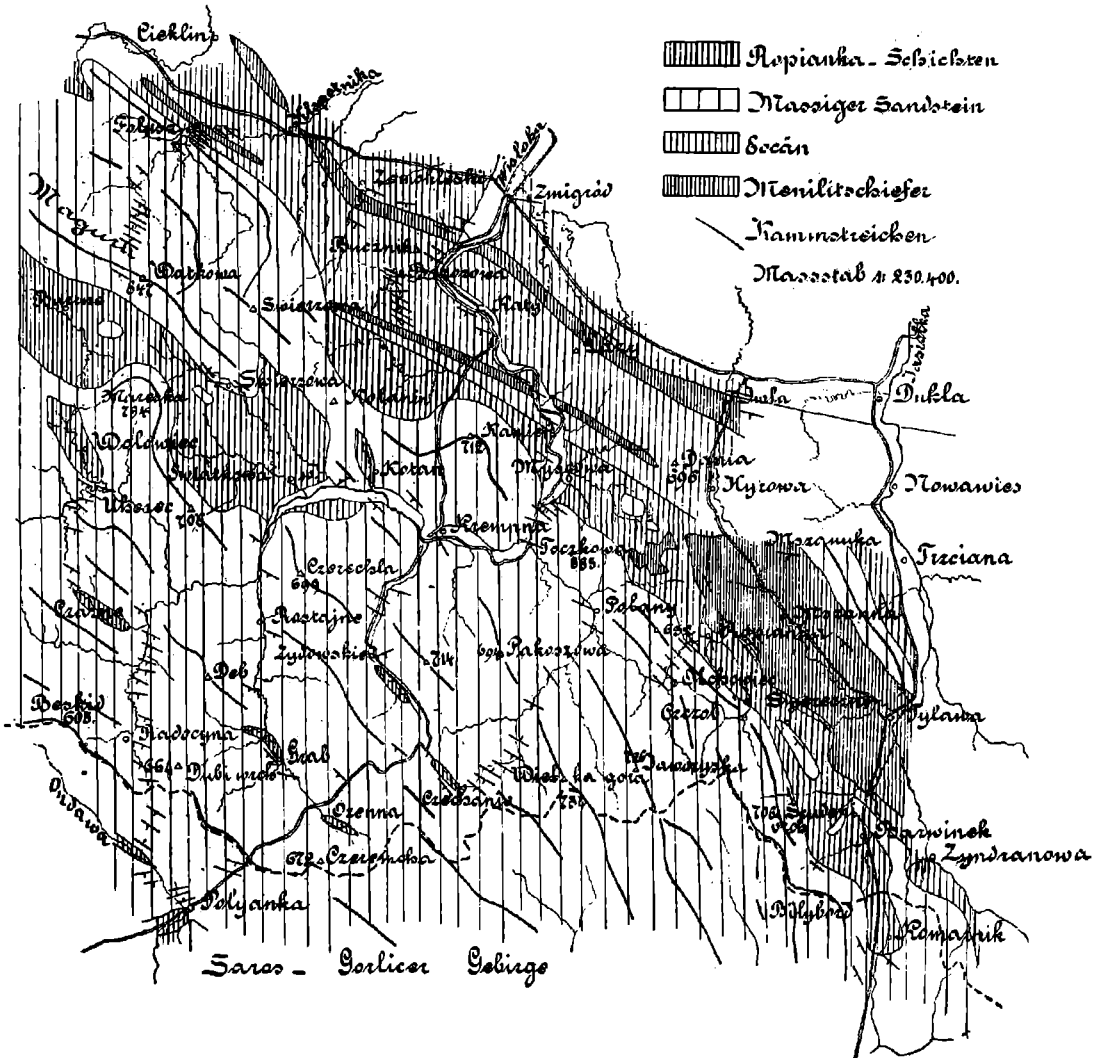
Das ungarisch-galizische Grenzgebirge vom Duklapass bis zum Beskid bei Radocyna.

Das ungarisch-galizische Grenzgebirge bildet keine so wohl abgeschlossene, geologisch und orographisch einheitliche Individualität als z. B. der Liwocz oder der Czarnorzeki-Helmzug, bei welchen Bergzügen die geologische mit der orographischen Begrenzung genau zusammenfällt. An der geologischen Zusammensetzung des hier zu besprechenden Gebirgsstückes betheiligen sich in hervorragender Weise namentlich Kreidebildungen, während nach den Aufnahmen von Paul und Vacek weiter östlich Oligocänschichten in der Zusammensetzung des Grenzzuges eine grosse Rolle spielen. Auf der anderen Seite verlassen auch die hier zu beschreibenden Kreidezüge den Grenzkamm und streichen schräg über denselben hinweg, einestheils nach Galizien in das Gebiet von Grybów-Gorlice, anderentheils in das Sárosrer Comitát in Oberungarn.

Der ungarisch-galizische Grenzkamm — wenn es erlaubt ist, denselben aus der gesammten breiten und sich weithin ziehenden Sandsteinzone gewissermaßen als selbstständiges Gebirge herauszuheben — ist demnach in geologischer Beziehung nicht allenthalben gleich gebaut. Da das Streichen der Schichten mit dem Verlaufe des Grenzzuges nicht überall und nicht gänzlich übereinstimmt, so müssen der Reihe

nach geologisch verschiedene Zonen in die Zusammensetzung desselben eintreten. Gerade in der Gegend zwischen Dukla und dem Duklapasse keilt sich, wie wir sehen werden, die Oligocänzone, die nach Paul und Vacek in Mittel- (und Ost?) Galizien den Grenzkamm bildet,

Fig. 10.



allmählig aus, um von einem Kreidegebirge verdrängt zu werden, welches hier provisorisch als Sáros-Gorlicer Gebirge ausgeschieden werden wird. Eine nähere orographische Beschreibung zu geben, erscheint mir ziemlich überflüssig, da dieselbe ohnehin in der geologischen enthalten sein wird.

Von dem nördlich vorliegenden, niedrigen und einförmigen Eocängebiet hebt sich das Grenzgebirge sehr scharf ab; die Kaiserstrasse von Dukla über Zmigród, Bednarka nach Gorlice kennzeichnet ziemlich genau den Nordfuss desselben. Wie sich die südliche Grenze darstellt, bin ich ausser Stande anzugeben, da das Gebiet südlich von der galizisch-ungarischen Grenze nicht mehr zur Untersuchung kam. Ich habe wohl einen Durchschnitt bis an die östlichste Fortsetzung der Klippenlinie bei Demetse versucht, allein fortdauernder Regen vereitelte jegliche Beobachtung.

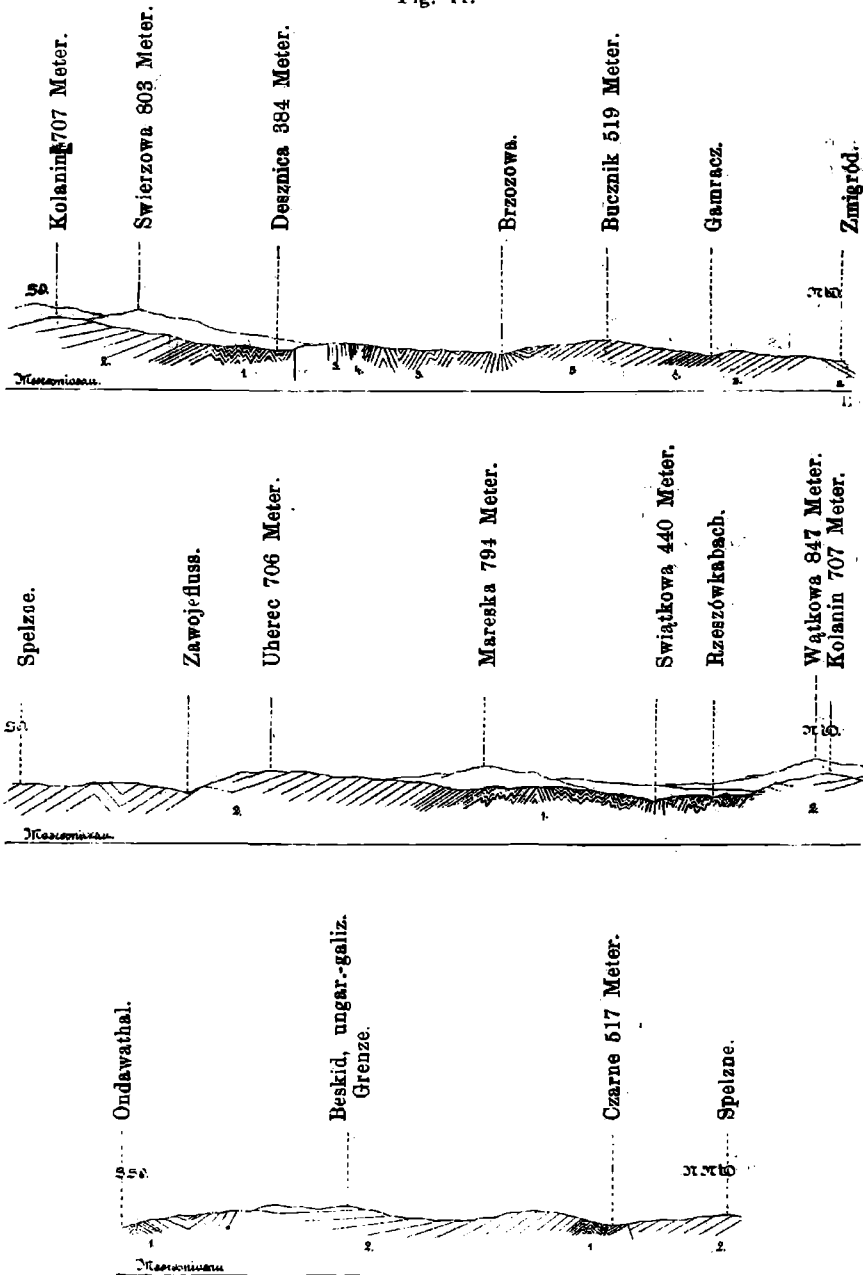
Das Hügelland zwischen der Linie Jasło-Krosno einerseits und dem Grenzgebirge andererseits ist vorwiegend, aber nicht ausschliesslich aus Eocänschichten gebildet. Paul und Tietze haben in ihren „neuen Studien“ pag. 281 das Vorhandensein zweier Menilitschieferzüge in der Gegend von Bóbrka (zwischen Krosno und Dukla) nachgewiesen, welche sich nach Paul's Aufnahme östlich und westlich zu einem Zuge vereinigen.

Die zwischen den beiden Menilitschiefer-Mulden aufbrechenden Eocänschichten, welche die altberühmten Petroleumquellen von Bóbrka speisen, deutete Dr. Szajnocha wohl irrtümlich als Ropiankashichten.

Der Menilitschiefer von Bóbrka keilt sich nach Westen hin aus und erreicht nicht mehr den Wislok, welcher auf der Strecke von Zmigród bis Jasło ausschliesslich Eocänschichten durchschneidet. Die guten Aufschlüsse an den Flussufern — namentlich dem rechten, welches auffallend steiler aufsteigt und mehr angenagt wird, als das linke — zeigen allenthalben nur Eocänschichten, deren Streichen aber keineswegs immer das in den Karpathen sogenannte „normale“ von SO nach NW ist, sondern häufig ein ostwestliches, zuweilen sogar ein von WSW nach ONO gerichtetes, wie bei Zmigród und südlich von Jasło. Von Jasło bis Swierchowa, Zmigród N, ist das Einfallen vorwiegend südlich, mit einer entsprechenden Neigung nach W oder O, bei Zmigród vorwiegend nördlich. Es sind ausschliesslich die gewöhnlichen krummschaligen Sandsteine mit Schieferzwischenlagen, die hier auftreten. Erst bei Cieklin, Pagórek, Lipinki, an der Westgrenze des Aufnahmegebietes, treten mächtige petrolführende rothe Thone, bläuliche Thone und Nummulitensandsteine auf, die nach Dunikowski's und Walter's (l. c.) Studien weiter westlich eine grössere Rolle zu spielen scheinen (vgl. oben). Ueber die dem Eocänsandstein der Jasloer Umgebung eingelagerten Kalkschiefer mit Fischen wurde schon früher das Nothwendige mitgetheilt.

Nördlich von Dukla verläuft eine Reihe höherer bewaldeter Berge, die sich aus dem Eocänland einigermassen abhebt, in WNW Richtung, aus der Sucha góra (608 Meter), Winaska góra (528 Meter), Pachanowa und dem Franków (534 Meter) bestehend. Zwischen den erstgenannten Höhen liegt das berühmte Jodbad Iwonicz. Nach Paul wird der ganze Zug ausschliesslich aus grobplattigen Sandsteinen eocänen Alters gebildet, während Szajnocha daselbst Sandsteine der mittleren Gruppe einzeichnet.

Fig. 11.



1. Ropiankaschichten.
2. Grobbankiger Sandstein der mittleren und oberen Kreide („mittlere Gruppe“).
3. Eocän.
4. Menilitschiefer.

Massstab 1 : 75.000.

Das Sáros-Gorlicer Gebirge.

Zmigród-Brzozowa-Desznica-Swiątkowa-Swierzowa (vgl. Fig. 10 und 11). Die Stadt Zmigród am Wislokafusse (302 Meter) steht auf eocänen Sandsteinen und Mergelschiefern, die flach nördlich einfallen. Südlich von der Stadt geht das Einfallen des Eocäns in das südliche über und behält diese Richtung bis zum Auftreten der ersten Menilitschiefer-Mulde, welche ebenfalls südlich einfällt. Diese kann zu beiden Seiten des Wislokafusses beobachtet werden, am linken Ufer erscheint sie in der „Gamracz“ genannten Gegend und streicht gerade da durch das Wislokathal, wo dieser Fluss aus der Gebirgseuge hervortritt. Es soll gleich hier bemerkt werden, dass dieser Menilitschiefer westlich nach Zamokleski und Pielgrzymka verfolgt werden konnte, während er östlich ununterbrochen bis Iwla und Dukla fortzieht. Darauf folgen abermals eocäne Sandsteine von typischer Beschaffenheit, welche mit grosser Regelmässigkeit nach SW einfallen und am linken Wislokaufer prächtig aufgeschlossen sind.

Wir wollen nun das Wislokathal verlassen und uns in das Seitenthälchen von Brzozowa begeben und von dort in dem ersten grossen Wasserriss zu der Brzozowa von Desznica scheidenden Höhe aufsteigen. In Brzozowa stehen die Eocänschichten senkrecht, und fallen auf der Nordseite des Thales nach Norden, auf der Südseite nach Süden, wodurch sich die in dem beigegebenen Profil dargestellte Lagerung ergibt. Auf dem Wege nach Desznica macht sich nun zunächst eine ziemlich auffallende Aenderung im Aussehen des Eocäns geltend, indem die Schichten eine vorwiegend schiefrigthonige Zusammensetzung gewinnen, bald nördlich, bald südlich einfallen und stellenweise reichlich geknickt und gefaltet erscheinen. Bevor man noch die Höhe erreicht, tritt schwarzer Menilitschiefer mit ebensolchem Hornstein, einigermassen dem Smilnoschiefer ähnlich, auf; anfangs mit südsüdwestlichem, dann mit nordnordöstlichem Einfallen. Dazwischen liegt eine kleine Partie von Sandstein, die wie eocäner Sandstein aussieht, aber wohl nur eine locale Einlagerung im Menilitschiefer sein dürfte.

Südlich vom Menilitschieferzug waren nur mehr einige Sandsteinbänke wahrnehmbar, welche an sich kein sicheres Urtheil über ihre Zugehörigkeit gestatteten. Ist man im Thale von Desznica angelangt, so machen sich sogleich die verschiedenen Gesteinstypen der Ropiankaschichten mit ihrer fortwährend wechselnden Fall- und Streichungsrichtung bemerkbar. Im Anstiege zu dem Desznica von Swiątkowa wielka trennenden Sattel bewegt man sich fortdauernd in Ropiankaschichten; erst in der Nähe der Sattelhöhe erscheinen so zahlreiche und grosse Sandsteinblöcke, dass man sich schon im grobbankigem Sandstein der mittleren Kreide zu befinden meint. Die genannte Sattelhöhe trennt den Kolanin (706 Meter) im W von dem Bergzug des Kamien im O, welche ganz bestimmt aus grobbankigem Sandstein und zwar mit vorwiegend südwestlich fallenden Schichten bestehen. Die erwähnten zahlreichen Sandsteinblöcke könnten immerhin von dem steil aufragenden Kolanin herühren, und es könnte vielleicht die Sattelhöhe ausschliesslich aus Ropiankaschichten bestehen, so dass dann die massigen Sandsteine des

Kolanin und des Kamien mit einander nicht in directer Verbindung ständen, wohl aber die Ropiankaschichten von Desznica mit denen von Swiątkowa.

Sowie man die Sattelhöhe überschritten hat, erscheinen bald wieder die Spuren der Ropiankaschichten, die sich dann in der ganzen Thalniederung von Swiątkowa ausbreiten und hier ein ausgedehntes Territorium einnehmen. Die Ropiankaschichten von Desznica und Swiątkowa waren bereits Dr. Szajnocha bekannt (l. c.) Sie erstrecken sich von hier in nordwestlicher Richtung über Swierzowa nach Bartne und von dort über die Kartengrenze hinaus. In südöstlicher Richtung erscheint dieser Zug durch den massigen Sandstein der bis gegen Krempna hinziehenden Czerechlagruppe scharf begrenzt, so dass auf dem rechten Ufer der Wisloka nur noch ein schmaler, übrigens von terrassirtem Flussschotter bedeckter Streifen den Ropiankaschichten angehören dürfte. Der breite Aufbruch von Swiątkowa-Bartne spitzt sich nach Osten hin keineswegs allmähig ab, wie das bei so vielen Zügen von Ropiankaschichten angegeben wird, sondern erscheint ganz plötzlich in seiner ganzen Breite von massigen Sandsteinen überlagert und abgeschnitten. In Swiątkowa wielka hat der Ropiankaschichtenzug die grösste Breite mit circa 4-7 Kilometer. Gegen den Sattel zu, welcher die Wasserscheide zwischen dem Swiątkower und dem Bartner Thale bildet und die Bergrücken der Wątkowa Magura mit der Mareska verbindet, verschmälert sich der Zug bedeutend; auf der Sattelhöhe ist ihm eine kleine Kuppe aufgesetzt (651 Meter), welche wohl aus grobbankigem Sandstein bestehen dürfte. Der Swiątkower Bach folgt ungefähr dem Hauptstreichen der Ropiankaschichten, nur in Swierzowa ruska erscheint er in grobbankige Sandsteine tief eingeschnitten, welche mit schwärzlichem oder bläulichem, schiefrigthonigem Zwischenmittel versehen sind. Diese Sandsteine scheinen den Uebergang von den Ropiankaschichten zu der Hauptmasse der grobbankigen Sandsteine zu vermitteln, gehören aber schon den letzteren an. Sie zeigen anfangs in der Richtung von Ost nach West ein flach SW, dann ein S, WSW und endlich ein NO Einfallen. Der oberste Theil des Dorfes Swierzowa und der Meierhof Maydan stehen wieder auf Ropiankaschichten, welche hier ein vorwiegend SW Einfallen besitzen. Die Entwicklung der Ropiankaschichten ist in Swiątkowa, Swierzowa und Bartne eine typische, es sind vielfache petrographische Erscheinungsformen derselben vertreten, blaue Thone, Kalksandsteine, sandige Schiefer, Eisensteinfötze, einzelne dunkle grobbankige und grüne Sandsteinbänke, Fucoidenschiefer und dgl. Dagegen fehlen wie allenthalben im Grenzgebirge die Conglomerate; auch echte Fucoidenmergel fand ich nicht vor. Zwischen Swiątkowa und Swierzowa kommt eine verhältnissmässig dünnchalige, mit scharfer Sculptur versehene Inoceramenspecies vor. Auch im Thale von Kolanin, welches durch einen Sandsteinrücken von dem Swiątkower Thal getrennt ist und ebenfalls in das Wislokathal mündet, scheinen nach den Bachgeschieben Ropiankaschichten vorzukommen. Zur Vornahme eingehenderer Untersuchungen daselbst gebracht es mir leider an Zeit. Gegen Nordwesten verbreitet sich die Sandsteinmasse des Kolanin um das dreifache, den Zug der Wątkowa Magura bildend, welche mit 847 Meter die grösste Höhe des Aufnahmegebietes darstellt.

Zmigród-Kały-Myscowa. Sehr gute Aufschlüsse über die Zusammensetzung der nördlichsten Zone des Grenzgebirges bietet das Wislokathal von Zmigród bis Myscowa dar. Man kommt südlich Zmigród aus dem Eocän in den Menilitschiefer des Gamracz, welcher sich, wie schon erwähnt, in einem schmalen Zuge mit fortwährendem SW bis S Einfallen über Lagy nach Iwla und von hier in die Gegend südlich von Dukla forterstreckt. Südlich von dem erwähnten Menilitschieferzuge gelangt man in eine nochmalige Eocänentwicklung, die in Kały an den Wislokaufern gut erschlossen ist. Am südlichen Ende der Ortschaft Kały beschreibt die Wisloka ein Knie, biegt nach NO, um das Gebirge in einer engen Schlucht zu durchbrechen und dann abermals einen südlichen Lauf anzunehmen. In der erwähnten Schlucht fallen Eocänschichten von gewöhnlicher Beschaffenheit nach SW, dann nach NO und dann wieder sehr steil nach SW ein. Sodann sieht man ein landschaftlich auffallend hervortretendes Gehänge, welches aus gewundenen Menilithornsteinen besteht. Damit vereinigen sich mehrere massige kieselige Sandsteinbänke, die sich wie der Hornstein nach SW neigen. Dieser Hornstein dürfte wohl die Fortsetzung des Menilitschieferzuges der Höhe zwischen Desznica und Brzozowa bilden. Gerade an der Stelle am südlichen Ende von Kały, wo die Wisloka das Knie bildet, sollte der Hornsteinzug durchstreichen. Man sieht aber daselbst nur die kieseligen grobbankigen Sandsteine, die hier local den Menilitschiefer zu vertreten scheinen. Südlich von diesem Menilitschieferzug folgen ziemlich kalkreiche bläuliche Hieroglyphensandsteine, mit steil SW Einfallen, die manchen Sandsteinen der Ropiankaschichten ähnlich sind; da aber trotz der grossen Mächtigkeit und der guten Aufschlüsse die mannigfaltigen und vielfachen bezeichnenden Typen der echten Ropiankaschichten hier mangeln, glaube ich diesen Schichtencomplex doch als Eocän auffassen zu sollen. Wir haben es hier vielleicht mit jener Eocänfacies zu thun, die Paul und Tietze als „falsche Strzolka“ bezeichneten. Weiter südlich, bei Myscowa, treten aber vorwiegend SW fallende Kalksandsteine und Thone in derartiger petrographischer Beschaffenheit auf, dass man wohl annehmen muss, dass man es hier mit Ropiankaschichten zu thun habe. In Myscowa selbst sind diese Schichten in den vielen Seitengraben, die hier münden, mehrfach aufgeschlossen, sie sind wohl mit denen von Desznica um die Kamiengruppe herum verbunden. Die letztere besteht, wie die Toczkowa aus vorwiegend SW und S einfallenden, hie und da secundär gefalteten grobbankigen mittelcretacischen Sandsteinen.

Folusz-Bartne-Wolowiec-Czarna-Radocyna-Polyanka. Einen guten Einblick in die Zusammensetzung des nördlichsten Sandsteinzuges gewährt eine Excursion längs des, bei Folusz aus dem Gebirge heraustretenden Kłopotnicabaches, Zmigród WNW. An den Ufern dieses Baches stehen nördlich vom Dorfe Folusz eocäne Sandsteine und bläuliche Schiefer an. Knapp vor dem Dorfe tritt dann ein heller Menilitschiefer mit SW, dann mit NO Einfallen auf, welcher sich nach NW auf das Territorium der Gemeinde Wola cieklińska fortsetzt und dort eine eigenthümlich kalkige Beschaffenheit annimmt. Ob dieser Menilitschiefer mit dem südlich von Brzozowa angetroffenen einen zusammenhängenden Zug bildet, konnte ich leider nicht entscheiden, da eine zu diesem Zwecke

unternommene Excursion nach Mrukowa, Zamokleski S, in Folge der massenhaften Bedeckung des Anstehenden durch Gebirgsschutt und der demnach mangelnden Aufschlüsse zu keinem Ergebnisse führte. Sodann treten abermals blaue Thone mit einzelnen Sandsteinbänken auf, welche einige Aehnlichkeit mit denen der Ropiankaschichten besitzen. Da aber das Eocän in der Nähe des cretacischen Gebirges auch bei Samokleski und Brzozowa eine thonige Beschaffenheit annimmt, so dürfte man es hier wohl nicht mit Eocänschichten zu thun haben, eine Auffassung, die auch von Bergrath Paul getheilt wird.

Am Süden des Dorfes Folsz steigt das Gebirge plötzlich steil an und besteht aus grobbankigen Sandsteinbänken mit Hieroglyphen, mit reichlichen Zwischenlagen von schüttigem, schwarzem Schiefer, welche mit SW Einfallen auf den Eocänschichten aufruhren und bereits den grobbankigen cretacischen Sandstein repräsentiren. Bis zur Zweitheilung des Folszbaches herrschen derartige Sandsteine mit vorwiegend SW Einfallen, dort aber erscheinen grobbankige Sandsteine mit bläulichen, selbst grünlichen Zwischenlagen, wie sie an der Grenze der Ropiankaschichten und der grobbankigen Sandsteine vorzukommen pflegen, man scheint also hier ein ziemlich tiefes Niveau vor sich zu haben, wenn auch der Anbruch nicht bis auf die eigentlichen Ropiankaschichten reicht. Am östlichen Folszbache aufsteigend bemerkt man nun massige, aussergewöhnliche dicke Bänke von feinkörnigem und conglomeratartigem Sandstein, wie man sie im Bereich dieser Abtheilung unseres Gebietes nicht häufig vorfindet. Das Einfallen ist noch immer vorwiegend SW und SSW, bald aber treten mehrfache Wechsel in der Fallrichtung ein, die häufig nach NO und NNO umschlägt. Auch erscheinen mehrfach so reichliche graue, grünliche und schwärzliche Mergelschieferzwischenlagen, dass man anfangs an Einfaltungen von Eocänmulden denkt, bis man sich überzeugt, dass die Einlagerung derartiger schiefriger Zwischenmittel für den grobbankigen Sandstein charakteristisch und fast immer damit verbunden ist, während eine eigentlich massige Entwicklung, wie sie nahe der Vereinigung der Folszbäche erwähnt wurde, nur selten vorkommt. Erst der Höhenkamm der Wątkowa Magura besteht wieder aus massigem Sandstein, welcher hier in mächtigen Felsen aus dem Boden aufragt und dieselben Verwitterungsformen zeigt, wie der bereits beschriebene Magurasandstein von Czarnorzeki. Die Bänke scheinen hier ziemlich flach zu liegen. Der südliche Abhang der Wątkowa zeigt leider fast gar keine Aufschlüsse; die Flachheit des Gehänges und der Mangel der Aufschlüsse rufen die Vermuthung hervor, dass man sich da, wenigstens anfangs, mehr oder weniger auf den Schichtflächen bewege. Gegen das Thal von Bartne zu erscheinen Ropiankaschichten, welche die ganze Breite des Thales erfüllen und am südlichen Gehänge desselben hoch hinauf anstehen. Wenn man den Weg verfolgt, welcher über den 631 Meter hohen Sattel nach Wolowiec führt, so bewegt man sich fast bis zur Sattelhöhe in den genannten Schichten, welche südlich davon im Wolowiecer Thale abermals zum Vorschein kommen. Vielleicht besteht der Sattel zwischen der Mareska (794 Meter) im Osten und dem weiter westlich gelegenen, nicht mehr in das Kartengebiet fallenden Sandsteinrücken gänzlich aus Ropiankaschichten, so dass dann die von Bartne mit denen von Wolowiec in directem Zusammenhang stünden.

Es liegt hier dieselbe Unsicherheit, wie beim Desznica-Swiatkawasattel vor. Die Ropiankaschichten von Wolowiec herrschen nur im oberen Theil des Dorfes. Kurz bevor der Dorfbach in den Zawojabach einmündet, erscheinen mit SW oder S Einfallen die grobbankigen Sandsteine. Man gelangt nun weiter südlich abermals in eine breite Zone von grobbankigem Sandstein mit Mergelschieferlagen, welcher vorwiegend SW Einfallen besitzt. Einen weiteren Aufbruch von Ropiankaschichten findet man erst wieder in dem von SO nach NW orientirten, in das Wislokathal ausmündenden Thal von Czarne an. (Vergl. Fig. 10 und 11.)

Im obersten Theile des Dorfes fallen die grobbankigen Sandsteine mit ihren schiefrigen Lagen nach SW, und ungefähr dasselbe Fallen zeigen auch die daran angrenzenden Ropianka-Schichten, welche fast bis zum Thalausgang anhalten. Dort aber stehen bereits grobbankige südwestlich einschliessende Sandsteine an. Verfolgt man nun den Wislokafluss bis zu seinem Ursprung, dem Beskidkamm (ungarisch-galizische Grenze), so kann man fast Schritt für Schritt die grobbankigen Sandsteine verfolgen, die hier fast ausnahmslos SW oder SSW Einschliessen besitzen. Selten sieht man Sandsteine, die man als massig bezeichnen könnte, die einzelnen Bänke haben sehr selten eine 1—1½ Meter übersteigende Dicke, häufig sind sie weniger dick, und die grünlichen, gelblichen oder schwärzlichen Mergelschieferlagen sind so reichlich entwickelt, dass man sich da und dort versucht fühlt, eine Scheidung vorzunehmen. In der That hat Dr. Szajnocha in dieser Gegend zwei Eocänmulden zu unterscheiden versucht, allein es hat sich diese Auffassung als unbegründet herausgestellt. Man überzeugt sich bei näherem Studium und durch genaues Verfolgen der einzelnen Aufschlüsse sehr bald, dass die Regellosigkeit der Mergelschiefer-Einlagerungen Trennungen nicht zulässt, man hat es hier ganz sicher mit einem einzigen, untrennbaren Schichtcomplex zu thun. Die weniger massige Entwicklung der Schichtgruppe in diesem Gebirgstheile bedingt augenscheinlich die verhältnissmässig geringe Höhe desselben; da wo die mittelcretacischen Sandsteine massiger und mächtiger sind, wie in der Wątkowa Magura, haben wir die grösste Höhenentwicklung zu verzeichnen. Auf dem Beskidkamme scheinen die Schichten fast flach, mit nur geringer Neigung nach Süden zu liegen, später fallen sie steil nach S und SW und schliesslich flach nach NO, bis sich gegen Varadka im Ondawathale steil NO fallende Ropianka-Schichten einstellen. Die Entwicklung dieser Schichten in Varadka ist zwar keine besonders mächtige, allein sie ist doch angedeutet. Vielleicht ist sie im oberen Theil des Thales, in Wyżni Polyanka und Ondavka, eine mächtigere, wie man aus den Bachgeschieben schliessen möchte. Dagegen sind sie südwestlich von Nizni Polyanka, an der Strasse nach Bartfeld in Verbindung mit Paul's Beloweszschichten viel mächtiger ausgebildet, fallen nach SW ein und werden bei Smilno von nördlich geneigten Smilnoschiefern discordant und wohl auch transgredirend überlagert ¹⁾).

Schliesslich wäre noch der an der äussersten Westgrenze befindlichen cretacischen Bergkuppe Cieklinka bei Cieklin und Bednarka zu

¹⁾ v. Hauer im Jahrbuche 1859, X, pag. 421. Paul, Jahrbuch 1869, XIX, pag. 273.

gedenken, welche in eigenthümlicher Weise gegen das Eocängebiet vorspringt. Sie scheint in geologischer Beziehung ähnliche Verhältnisse aufzuweisen wie die Ausläufer des Sáros-Gorlicher Gebirges zwischen Bednarka, Gorlice und Grybów und wird daher besser im Zusammenhang mit dem letzteren Gebiete zu beschreiben sein.

Gliederung des untersuchten Theiles der Sáros-Gorlicher Gebirgszüge (s. Fig. 10). Schmale und beschränkte Aufbrüche von Ropianka-Schichten erscheinen in Zydowskie und Ciechanie in Grab treten mindestens die Grenzschichten zu Tage und in Ozenna dürften die Ropiankaschichten Bachgeschieben zufolge ebenfalls abgeschlossen sein. Ein Blick auf das beigegegebene Kärtchen zeigt, dass die Ropianka-Schichten von Desznica in einem schmalen Zuge in südlicher Richtung über Myscowa, Ropianka, Smereczne, Barwinek zum Duklapass verlaufen. Das ganze Gebiet westlich davon — das Sáros-Gorlicher Gebirge — besteht ausschliesslich aus den in den grösseren Längsthälern auftretenden Ropianka-Schichten und den die Bergzüge bildenden grobbankigen Sandsteinen. Die letzteren neigen sich vorwiegend nach SW, da und dort sind jedoch entschieden secundäre Faltungen vorhanden, wie aus der häufigen Umkehrung der Fallrichtung nach NO hervorgeht. Das letztere ist z. B. der Fall im Querthal der Wilszna von Czechanie bis Polany und in geringerem Masse an vielen anderen Stellen. An der österreichisch-ungarischen Grenze haben die Sandsteinrücken eine schmale, langgestreckte Form, ihr Verlauf entspricht dem Schichtstreichen, welches im Sároser Comitát und an der Grenze im Allgemeinen von SSO nach NNW gerichtet ist. In dem Masse, als die Bergkämme nach NW fortziehen, verlieren sie ihren ausgesprochenen Kammcharakter und lösen sich in einzelne Berge auf, die uns als minder wohl begrenzte Individualitäten entgegentreten. Gleichzeitig biegt das Streichen immer mehr nach NW um. Es lassen sich im Allgemeinen ungefähr 6 Züge unterscheiden. Der randlichste konnte von Oberkomarnik an verfolgt werden; dort bildet der Jami (569 Meter) Bily Bord (642 Meter), der Studeny wrch (693 Meter) die westliche Flanke des Duklapasses; dann bilden sich zwei deutliche Züge aus, die sich in der Jasienówgruppe (632 Meter) wieder vereinigen. Die weitere Fortsetzung bildet die Toczkowa (585 Meter), der Kamien (712 Meter), der Kolanin (707 Meter), welcher sich abermals zu zwei Hauptzügen erweitert, von welchen der südliche aus der Swierzowa (803 Meter) und der Wątkowa Magura (847 Meter), der nördliche aus niedrigerem Samokleski-Foluszter Höhenzug besteht. Weiter westlich folgt eine breite Zone von Sandsteinzügen, welche in der südöstlichen Fortsetzung des Ropianka-Schichtenzuges von Swiątkowa-Bartne gelegen ist; bestehend aus der Skalne-Jaworyskakette (728 Meter), der Wielka-Góra (734 Meter), Pakoszowa (694 Meter), des Sucharina Vrch (693 Meter), Zydowska (714 Meter), welche sich in der Czerechlagruppe vereinigen und als schmalen Ausläufer den Uhrec (706 Meter) und die Mareska (794 Meter) aussenden. Die dritte Zone liegt zwischen den Kreideaufbrüchen von Czechanie, Zydowskie und Wolowiec einestheils und denen von Ozenna, Grab und Czarne andernteils, bestehend aus dem Pilipinski Vrch (710 Meter), Nad Tysowem (713 Meter), Kaliników wrch, dem Dęb und den nicht näher benannten Bergen zwischen dem

Zawoje und Czarnethal. Die letzte Kette endlich wird aus der Czeremcha (672 Meter), dem Dubi werch (664 Meter) und den Beskidkuppen gebildet.

Die Gegend zwischen Myscowa, Mszanna, Ropianka, Tylawa, Barwinek und dem Duklapass.¹⁾

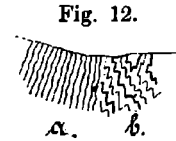
Wie schon vorhin erwähnt wurde, findet der untercretacische Zug von Desznica-Myscowa seine südöstliche Fortsetzung in den Ropiankaschichten von Ropianka, Smereczne, Barwinek und Ober-Komarnik. Nordöstlich wird derselbe, wie wir sehen werden, vorwiegend von Menilitschiefern begleitet, während er selbst die Unterlage der grobbankigen Sandsteine des Bili bord, Studeny vrch, des Zuges von Wilsznia-Olchowic, des Jasieniow und der Toczkowa bildet. Es sollen zunächst die daselbst gewonnenen Beobachtungen in localer Folge mitgetheilt werden.

An der alten Reichsstrasse von Dukla über den Duklapass nach Oberungarn kann man von Tylawa an folgende Beobachtungen anstellen. Nördlich von Tylawa verläuft ungefähr von NNW nach SSO ein 545 bis 647 Meter hoher Sandsteinrücken, an dessen Fuss, kurz beyor die Strasse den Mszannkabach übersetzt, Menilitschiefer erscheint und zwar in einer dem oberungarischen Smilnoschiefer sehr ähnlichen Entwicklung. Die Ortschaft Tylawa steht auf Menilitschiefer, welcher da, wo der Szyrokibach von der Kaiserstrasse übersetzt wird, von Ropiankaschichten abgelöst wird.

Daselbst treten zwei steile Bergkuppen, Kiczera (534 Meter), und Kanasiuka (513 Meter) auf, welche sich als schmale, scharfgrätige Berg Rücken in nordnordwestlicher Richtung, nördlich von Smereczne und Ropianka, bis zu den beiden Krzemionkabergen zwischen Ropianka und Myscowa erstrecken. Dieser ganze Zug besteht aus Menilitschiefern und Hornsteinen, die bald nordöstliches Einfallen zeigen, bald steil gestellt oder nach SW geneigt sind. Das Thal von Mszanna, welches von NW nach SO verläuft und eine Länge von circa 8 Kilometern besitzt, liegt ebenfalls ausschliesslich in Menilitschiefer und ebenso besteht das nördliche Gehänge dieses Thales aus diesem Schiefer. Während die Schichten am letzteren nach SW einfallen, liegen sie in der Mitte des Mszanner Thales fast vollkommen flach. Wir haben hier somit eine theils normale, theils etwas überschobene Mulde vor uns, und das Thal der Mszannka erscheint als typisches tektonisches Längsthal. Die petrographische Beschaffenheit des Menilitschiefers und Hornsteins innerhalb desselben ist aber nicht allenthalben dieselbe; so treten gerade in der Muldenmitte helle Mergelschiefer auf, die man für sich keineswegs als Menilitschiefer ansprechen würde, wenn nicht zeitweilig eine Hornstein- oder echte Menilitschieferbank eingeschaltet wäre. Es wäre eine recht dankbare Arbeit, die Zusammensetzung und nähere Beschaffenheit einer derartigen Mulde im Streichen zu verfolgen, doch erfordert dies Detailstudien, die eine Aufgabe für sich bilden und gewiss ein recht interessantes Resultat ergeben würden.

¹⁾ Bei den Excursionen in dieser Gegend genoss ich das Vergnügen, von einem ortskundigen Fachgenossen, Herrn Bergingenieur J. Noth, begleitet zu werden.

Ueber die Art und Weise der Anlagerung der Menilitschiefer an die Ropiankaschichten gibt die beifolgende Figur einen ungefähren Begriff. Die Menilitschiefer und Hornsteine (a) sind schwach gewellt, stehen fast senkrecht und zeigen weiter von der Contactstelle nordöstliches Einfallen. Die Ropiankaschichten (b) haben da eine ziemlich thonige Beschaffenheit und erscheinen wie gewöhnlich in der mannigfaltigsten Weise geknickt und gefaltet. Von hier erstrecken sie sich längs der Kiczera nach Zydranowa, während sie auch im Szyroki potok allenthalben aufgeschlossen sind und von Barwinek über den Duklapass nach Oberkomarnik im Sároser Comitát fortstreichen.



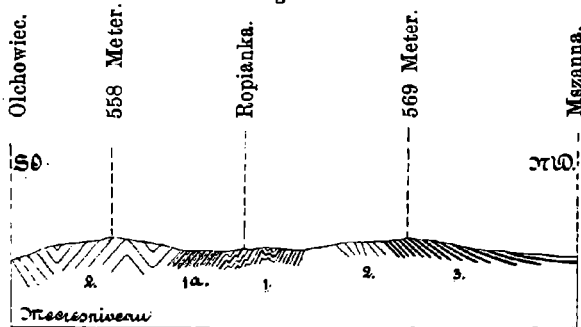
a) Menilitschiefer.
b) Ropiankaschichten.

Oberkomarnik liegt noch auf Ropiankaschichten, da aber, wo sich das Thal durch das Herantreten der Matirka und des Janu zu einer schmalen Schlucht verengt, liegen massige und grobbankige Sandsteine mit SW-Einfallen darüber und schliessen so den Ropiankazug ab. Der Zug von Barwinek, Duklapass, Oberkomarnik ist von dem von Zydranowa durch einen aus grobbankigem Sandstein bestehenden Rücken getrennt, welcher den Duklapass im Osten begleitet und in ungefähr nordnordwestlicher Richtung über Barwinek hindurchzieht, um sich zwischen Barwinek und Szyrokipotok auszuheilen. Eine ringsum von Ropiankaschichten umgebene kleine Partie grobbankigen Sandsteins befindet sich noch zwischen Barwinek und dem Szyroki potok. Von Barwinek ziehen die Ropiankaschichten über die Gränzerówka nach Smereczne und Ropianka, wobei sie bei Smereczne bedeutend verschmälert erscheinen. Eine schmale, längliche Partie grobbankigen Sandsteins theilt den Zug zwischen Bludna und Smereczne in zwei schmale Züge, die sich in Smereczne wieder vereinigen. Südwestlich davon legen sich die grobbankigen Sandsteine mit südwestlichem Einfallen darüber, während nordöstlich die vorher beschriebene Menilitschiefermulde verläuft, deren Contact mit den Ropiankaschichten an mehreren Stellen genau verfolgt werden kann. Besonders deutlich sieht man die Berührungsstelle im Wydernikbache, welcher in Smereczne im Streichen der Ropiankaschichten verläuft und zwischen Smereczne und der Gränzerówka den Menilitschieferzug durchbricht, um in den Mszanner Bach zu münden. Der Contact gewährt hier dasselbe Bild wie bei Barwinek, nur haben hier die sehr steil aufgerichteten Menilitschiefer eine leichte Neigung nach SW.

Die Lagerungsverhältnisse von Ropianka, der altbekannten, durch ausgedehnten Petrolbergbau berühmten Localität, nach welcher die Ropiankaschichten den Namen führen, kann man am besten in den durch den Ropiankerbach hergestellten Aufschlüssen und an der Strasse von Mszanna nach Ropianka studiren. Wie bei Smereczne entspringt auch bei Ropianka ein kleiner Bach auf dem Gebiete der Ropiankaschichten und durchbricht den nördlich vorbeiziehenden hohen Menilitschieferzug, um bei Mszanna in den Mszanner Bach zu münden. Dem Bache entlang führt die Strasse; man sieht hier zunächst den nordöstlich geneigten dunklen Menilitschiefer der Mszannaer Mulde, der sich gegen Mszanna zu immer flacher legt. Darauf erscheinen plattige bis grobbankige graugrüne Sandsteine, welche ebenfalls anfangs ziem-

lich flach, dann steiler und endlich wieder ziemlich flach nach Norden einfallen. Dann folgen die Ropiankaschichten, deren petrographische Entwicklung aber gerade in Ropianka keine sehr vollständige ist. Die liegendere Partie wird aus plattigen und krummschaligen, petrolführenden Sandsteinen von grünlicher Färbung gebildet, während sich weiter nach oben reichliche Thone mit Kalksandsteinen einstellen, wie dies namentlich aus den zahlreichen Petrolschachtprofilen hervorgeht. Die hangendste Partie wird durch roth, grünlich und bläulich gestreifte Thone gebildet, welche im Ropianker Bache sehr gut aufgeschlossen sind (3a) und unter die grobbankigen und massigen Sandsteine einschliessen. Das Hauptfallen der Ropiankaschichten ist ein südwestliches. Die grobbankigen Sandsteine beginnen mit einigen dicken Bänken, denen noch röthliche, bläuliche und grünliche Thone zwischengelagert sind, bald aber macht sich die gewöhnliche Ausbildung geltend. Die Sandsteine, anfangs SW einfallend, bilden bald eine Mulde, dann einen Sattel und behalten das südwestliche Einfallen bis Olchowiec bei, wo sie wieder steil nordöstlich einschliessen.

Fig. 13.



- | | |
|--|---|
| 1. Ropiankaschichten. | 2. Grobbankiger Sandstein der mittleren und oberen (?) Kreide. („Mittlere Gruppe.“) |
| 1 a. Ropiankaschichten, bunter gestreifter Thon. | 3. Menilitschiefer. |

Maßstab 1 : 50.000.

Der Ropianker Bach entsteht durch den Zusammenfluss zweier Bäche, die zu beiden Seiten der nördlich und nordwestlich vom Dorfe sich erhebenden Höhe entspringen. Verfolgt man die Aufschlüsse dieser Ursprungsbäche, so bewegt man sich fortdauernd in Ropiankaschichten, auf der Höhe des Hügels aber liegen Menilitschiefer. Die Schächte, welche daselbst angelegt sind, durchfahren zuerst den Menilitschiefer, bevor sie in die petrolführenden Ropiankaschichten gelangen. Es breitet sich also eine kleine Decke von Menilitschiefer von der Mszannaer Mulde aus hier auf den Ropianker Schichten aus. Leider lassen die mangelhaften natürlichen Aufschlüsse keine näheren Details über die Lagerung erkennen. Dieselbe Erscheinung bietet sich, wenn auch in geringerem Grade, in der Nähe der Gränzerówka zwischen Smereczne und Barwinek dar, wo der Menilitschiefer der Höhe Kana-siuka ebenfalls in einem Halbkreis auf die Ropiankaschichten übergreift.

Der zwischen dem Menilitschiefer und den Ropiankaschichten eingeschaltete Sandstein an der Mszannaer Strasse bereitet dem Geologen

Schwierigkeiten. Er dürfte wohl am besten als der Vertreter des grobbankigen mittel- und obercretacischen (?) Sandsteines zu betrachten sein. Da jedoch zwischen ihm und den Ropiankaschichten eine kleine Beobachtungslücke gelegen ist und die Auflagerung nicht direct beobachtet werden konnte, ist diese Deutung nicht ganz sicher. Paul spricht ihn als eocän an.

Setzt man den Weg von Ropianka weiter nach NW fort, so sieht man, wie auch die Ropiankaschichten bis nach Myscowa weiter fortziehen, wo wir sie schon von Norden aus einmal erreicht haben. Die Ropiankaschichten von Myscowa gleichen denen von Ropianka nicht vollständig, indem hier vorwiegend Kalksandsteine entwickelt sind und die gebänderten Thone zu fehlen scheinen. Nichtsdestoweniger ist die petrographische Uebereinstimmung doch eine so grosse, dass man namentlich in Hinblick auf die thatsächliche Continuität kaum daran zweifeln kann, dass die Schichten von Myscowa wirklich Ropiankaschichten und nicht etwa die sogenannte „falsche Strzolka“ sind. Wenn man den Weg von Polany nach Mszanna verfolgt, so erkennt man im Thale Ropiankaschichten, die nördlich sich erhebende Höhe aber besteht aus Menilitschiefer und Hornstein, der überall schon an den Gehängen zu sehen ist. Es erscheint also dieser Menilitschiefer ebenso wie der von Ropianka als eine transgredirende Partie, welche aber hier mit der Mulde von Mszanna nicht mehr in directem Zusammenhange steht, wie in Ropianka. Ausserdem sind den Ropiankaschichten daselbst kleinere Schollen von grobbankigem Sandstein aufgelagert, von welchen nur die wichtigsten zwei eingezeichnet werden konnten, die auf dem Wege von Myscowa nach Hyrowa zu sehen sind.

Begeht man den Weg von Myscowa nach Hyrowa, so findet man im Thale fast stets die Ropiankaschichten vor, ebenso auch im Anstieg zur Höhe, bis schliesslich plattige Sandsteine auftreten, welche bereits als Eocän anzusehen sind. Der Menilitschiefer, welcher den Ropiankaszug von Tylawa an begleitete, konnte hier nicht mehr nachgewiesen werden, er hat sich in dieser Gegend wohl bereits ausgekeilt. Der Menilitschieferzug, welcher zwischen Kały und Myscowa durch das Wislokathal streicht, dürfte also mit der Mulde von Mszanna nicht in directem Zusammenhange stehen; ausser man wollte in irgend einem der Sandsteine der Höhe zwischen Myscowa und Hyrowa eine örtliche Vertretung des Mszanner Menilitschiefers sehen, wozu aber gar keine Anhaltspunkte vorliegen. Geht man aber von Hyrowa nach Mszanna, so sieht man in einer kleinen Schlucht in der Nähe der Strasse, knapp bevor man den Menilitschiefer betritt, einen bläulichen Thon mit Kalksandsteinen unter dem Menilitschiefer hervortreten, welchen ich von den Ropiankaschichten nicht zu unterscheiden weiss. Es ist also nicht unwahrscheinlich, dass sich die Ropiankaschichten unter der Menilitschieferbedeckung bis zu der aus grobbankigem Sandstein bestehenden Mszanna-Höhe erstrecken, von welcher später die Rede sein wird.

Südlich von Myscowa stehen Ropiankaschichten bis zu den letzten Häusern des Dorfes an, dann aber treten alsbald südwestlich einfallende grobbankige Sandsteine auf. Gerade da liegt eine kleine Schlucht, in welcher anfangs auch grobbankige Sandsteine mit demselben Einfallen

zu sehen sind. Dann aber kommen merkwürdigerweise dunkelbläuliche Hornsteine zum Vorschein, die von denen des Menilitschiefers kaum zu unterscheiden sind. Man könnte sie ohneweiters dafür nehmen, wenn nicht der Umstand, dass sie dem Sandstein vollkommen parallel eingelagert sind, Bedenken erregen würde. Auch eine vorausgesetzte Transgression von Menilitschiefer über massigem Sandstein wird doch derartige Lagerungsverhältnisse kaum erklären können. Wir dürften es hier wohl eher mit einer local in Hornstein umgewandelten Partie von grobbankigem Sandstein zu thun haben, wie denn auch in Schlesien gewisse Lagen des Godulasandsteins sogar ziemlich beständig als Hornstein auftreten (vgl. Hohenegger, geogn. Verh. d. Nordkarpathen in Schlesien etc., p. 30.)

Die geologischen Verhältnisse des Ropiankazuges sind demnach, wie man sieht, complicirt genug und erfordern zu ihrer Enträthselung ausserordentlich detaillirte Untersuchungen. Leider gestattete die mir zu Gebote stehende Zeit nicht, allenthalben mit der wünschenswerthen Genauigkeit vorzugehen.

Zmigród-Dukla-Tylawa. Merkwürdige Verhältnisse lässt die Strecke von Zmigród über Dukla nach Tylawa, die leider nur ziemlich cursorisch begangen werden musste, erkennen. In Lysa, Zmigród SO, verzeichnete Dr. Szajnocha das Vorkommen von Ropiankaschichten, doch wohl irrthümlich, da die dort auftretenden krummschaligen, freilich ziemlich kalkreichen Hieroglyphensandsteine und Thone von anderen petrolführenden Eocänschichten, wie z. B. denjenigen von Zamokleski kaum erheblich abweichen. Ueber denselben folgen plattige Sandsteine und darüber Menilitschiefer. Weiter östlich in Iwla erkennt man zuerst gewöhnliche Eocänsandsteine, über welche sich ein Complex von grobbankigen, SSW einfallenden Sandsteinen legt, welcher seinerseits wieder durch Menilitschiefer überlagert wird, der bei der Iwlaer Mühle gut aufgeschlossen ist. Da die Menilitschiefer von Iwla südlich von Dukla das Jasiolkathal durchstreichen und hier eine Einlagerung von Magurasandstein erhalten, ist es nicht unwahrscheinlich, dass auch die grobbankigen Sandsteine von Iwla diesem Niveau angehören. Es würde dann hier eine nach NNO überschobene Mulde vorliegen, deren Nordflügel abgebrochen erscheint, wie dies im Czarnorzekizuge der Fall ist. Es könnte aber der grobbankige Sandstein von Iwla auch eine besondere Facies des oberen Eocäns darstellen, so dass sich da eine Detailfrage ergibt, die übrigens durch eine eingehendere Untersuchung leicht gelöst werden könnte.

Der auffallende Bergzug südlich von Dukla, die Cergowa góra (718 Meter) und Hyczka góra (576 Meter), besteht aus Magurasandstein¹⁾, der südlich von einer breiten Menilitschieferzone begleitet wird.

Dieser erscheint bei Nowawies, da wo am linken Ufer der Jasiolka ein ziemlich grosser, von der Hutianka entspringender Graben mündet. Weiter südlich in Trzciana erscheinen am linken Ufer der Jasiolka Ropiankaschichten, welche man in den zahlreichen kleineren, von dem nach SSO streichenden Höhenrücken Mszannka herabkommenden Gräben beobachten kann. Sie reichen ziemlich weit gegen die Mszannka hin,

¹⁾ Bergrath Paul wird darüber Ausführlicheres mittheilen.

bis sie von grobbankigem Sandstein überlagert werden. Das Einfallen wechselt ziemlich häufig, scheint aber der Hauptsache nach doch gegen WSW gerichtet zu sein. Schon in dem von Sw. Jan herabkommenden Thälchen erkennt man Ropiankaschichten, ebenso weiter südlich in dem Graben, welcher beim zweiten Trzcianaer Strassenwirthshause mündet, so dass es den Anschein gewinnt, wie wenn diese Schichten bis gegen Tylawa die Unterlage der massigen und grobbankigen Sandsteine der Mszannka bilden würden. Weitere Beobachtungen konnte ich in diesem Gebiete leider nicht vornehmen, die mitgetheilten reichen aber nicht hin, um mit einiger Sicherheit die geologische Karte construiren zu können. Ich bedaure dies umso mehr, als gerade diese Gegend, wie auch die Umgegend von Jasliśka geologisch viel interessanter und complicirter gebaut zu sein scheint als viele Theile des Grenzgebirges weiter im Westen. Nach den von Szajnocha und Paul beigebrachten Thatsachen zu schliessen, dürfte man es da ähnlich, wie bei dem Zuge der Mszannka mit dem Ausgehenden der (aus Ungarn herüberstreichenden) Kreidewellen zu thun haben, die von Oligocän- und vielleicht auch Eocänbildungen verdeckt werden.

Das Grenzgebirge südlich von Cieklin, Zmigród und Dukla zerfällt also in zwei geologisch wohl unterscheidbare Gebiete, deren Grenze ungefähr die Linie Barwinek, Smereczno, Ropianka, Myscowa, Desznica, Mrukowa bildet. Das Gebirge ostnordöstlich davon besteht vorwiegend aus Eocän- und Oligocänbildungen, Kreideablagerungen treten da in nur geringer Ausdehnung unter der Bedeckung der jüngeren Formationen hervor. Die Gebirgszüge südwestlich von dieser Linie sind dagegen fast ausschliesslich aus cretacischen Schichten zusammengesetzt, neben welchen in gewissen Theilen auch Menilitische als Bedeckung erscheinen. Ich erlaubte mir die letzteren Gebirgszüge, in Ermanglung eines landesüblichen Namens, schon jetzt unter dem Namen der Sáros-Gorlicher Züge zusammenzufassen, um eine einigermaßen passende kurze Bezeichnung hiefür zu gewinnen; obwohl meine Beobachtungen nicht so ausgedehnt waren, um die südöstliche und westliche Begrenzung derselben mit Genauigkeit angeben zu können. Man entgeht hiedurch den weiteren Umschreibungen, die jeweilig zur näheren Bezeichnung dieses Gebietes nothwendig werden. Die früher erwähnte Linie, welche beide Gebirgtheile trennt, besitzt in ihren einzelnen Theilen offenbar eine verschiedenartige tektonische Bedeutung. Zwischen Folusz und Zamokleski-Mrukowa liegen die massigen und grobbankigen Sandsteine der mittleren und oberen (?) Kreide auf Schichten, die man allen Grund hat für Eocän anzusehen. Der steil aufragende cretacische Bergzug südlich von den genannten Ortschaften hebt sich auch orographisch gut von der Eocän-Vor- und Unterlage ab. Weiter südöstlich, in Desznica stösst das Eocän direct an die untercretacischen Ropiankaschichten und dies ist fort bis Myscowa der Fall. Die überschobene, nach NO umgelegte Falte von Folusz etc. geht also hier in einen Bruch über, welcher sich über Myscowa hinaus, vielleicht gegen die Mszannka fortsetzt. Auch von Myscowa weiter nach SO ziehen sich Ropiankaschichten als ein schmaler Gürtel fort, sie werden aber nach

NO fast allenthalben durch den Menilitschiefer, der schon öfter erwähnten Mulde von Mszanna begrenzt.

Diese Begrenzung ist wohl nicht einem Verwurf, sondern einer Transgression zuzuschreiben. An mehreren Stellen, wie zu Ropianka und Smereczne, bedecken einzelne Lappen von Menilitschiefer den Zug der Ropiankaschichten, welche noch mit der Hauptpartie des Menilitschiefers in Zusammenhang stehen; zwischen Ropianka und Myscowa lagern sogar isolirte Fetzen von Menilitschiefern auf Ropiankaschichten. An mehreren Stellen konnte der directe Contact zwischen Menilitschiefern und Ropiankaschichten beobachtet werden, nur bei Ropianka liegen zwischen den genannten Schichtengruppen grobbankige und plattige Sandsteine, welche man wohl als mittelcretacisch betrachten kann. Es treten ja auch an anderen Orten, wie bei Myscowa oder bei Smereczne und Barwinek, auf den Ropiankaschichten ähnliche, kleinere Partien grobbankiger Sandsteine auf, und endlich erscheinen dieselben auch im Mszanna-Zuge wieder. Endlich muss noch daran erinnert werden, dass am nördlichen Ende der Mszanner Menilitschiefer-Mulde bei Hyrowa, unter derselben ein Gestein zum Vorschein kommt, welches von den Ropiankaschichten kaum zu unterscheiden ist. Der Menilitschiefer von Mszanna-Tylawa ist also zwischen den cretacischen Zug der Mszanna und den von Ropianka in einer Breite von fast 3 Kilometern aufgelagert und bildet eine wahre Mulde, deren an die Mszanna angelehnter NO-Flügel nach SO, deren SO-Flügel hauptsächlich nach NW einfällt und deren Muldenkern aus nahezu horizontal liegenden Schichten gebildet ist. Südöstlich von Tylawa, gegen Zydranowa, scheint sich diese Mulde zu verschmälern. Herr Dr. Szajnocha gibt (l. c.) auch in der Gegend von Jaslika und Zawadka rymanowska, östlich von der Strasse von Dukla nach Ungarn, Ropiankaschichten an, und zwar unter Umständen, welche es wahrscheinlich machen, dass auch dort die Kreidebildungen in ausgedehnter Weise von Oligocän- und Eocänschichten bedeckt werden. Bergrath Paul will freilich auf der von ihm gefertigten Karte dieses Gebietes nur das Vorhandensein der „mittleren Gruppe“ anerkennen und bezeichnet die schiefrigen kalkreichen Schichten daselbst als Eocän. Oestlich von hier besteht das Grenzgebirge nach Paul's Aufnahmen hauptsächlich oder fast ausschliesslich aus Oligocänbildungen, welche sich, wie Vacek's und Walter's Studien beweisen, weit nach SO hin als Grenzgebirge forterstrecken. Die Aufnahme von Paul, Tietze und Walter und besonders die von Vacek haben gezeigt, dass südlich von der mächtigen Oligocänzone des Grenzkammes, auf ungarischem Gebiete abermals Kreide-Aufbrüche erscheinen, welche Vacek (l. c.) unter der Bezeichnung „südliche Aufbruchzone“ zusammenfasst. Diese grenzt, wie Vacek hervorhebt, z. B. bei Kostrina im Unghthale direct an Oligocänbildungen, ohne dass man dazwischen eine Eocänzone wie im nördlichen Karpathengebiete nachweisen könnte.

Die hier abgehandelten Kreidebildungen dürften wohl als die Fortsetzung der südlichen Aufbruchzone zu betrachten sein; es geht dies aus der Literatur und den vorhandenen Karten zwar nicht mit voller Sicherheit hervor, aber es ist doch wahrscheinlich. Ebenso zieht die Oligocänzone von Vereczke und Uszok nach Paul über Maniow und Lupkow nach NW, und diese ist es, welche hier

bei Jasliska und Dukla ihr westliches Ende erreicht, während die südliche Kreide-Aufbruchzone, welche östlich davon in innigem Contact mit der Oligocänzone verläuft, aus dem Sároser Comitát über die Landesgrenze nach Galizien hinüberzieht und hier, ungefähr vom Wislokadurchbruche an, nördlich an ein vorwiegend aus Eocänschichten bestehendes Gebiet angrenzt. Das Auskeilen der mächtigen Oligocänzone geht allmähig vor sich, indem sich zwischen Dukla und Zmigród immer mehr Eocänschichten einstellen, während das Oligocän auf schmale Menilitschieferzüge beschränkt bleibt. Da wo die südliche Kreide-Aufbruchzone an Oligocänbildungen anstösst, findet an der Grenze ein theilweises Uebergreifen des Oligocäns über die Kreidebildungen statt. So sind wohl die Verhältnisse bei Tylawa, Ropianka und der Mszanka zu deuten und Aehnliches dürfte auch weiter südwärts zu beobachten sein¹⁾.

Das Sáros-Gorlicer Gebirge, welches also als die Fortsetzung der südlichen Ausbruchzone zu betrachten sein dürfte, besteht wie schon erwähnt, fast ausschliesslich aus Ropiankaschichten und den grobbankigen Sandsteinen. Die einzelnen Bergzüge, deren Namen und Aufeinanderfolge bereits im Vorhergehenden angegeben wurden, besitzen in Sároser Comitát südlich von der Landesgrenze ein von SSO nach NNW gerichtetes Streichen, mit welchem sie auch noch, besonders zwischen dem Duklapasse und der Ortschaft Czechanie die Grenze überschreiten. Zwischen Czechanie und der Kartengrenze bei Radocyna dagegen ist das Streichen ein nordwestliches. In dem Masse, als die ersteren Bergzüge nach Galizien fortziehen, biegt ihr Streichen immer mehr nach NW um, und während sie an der Grenze scharfe, schmale, fast geradlinig verlaufende Rücken bildeten, lösen sie sich weiter im NW in eine Reihe von mehr oder minder selbstständigen Berggruppen auf. Die Bergkuppen und Rücken bestehen aus grobbankigem Sandstein, während in den Thälern, besonders den breiten und tief denudirten, die Ropiankaschichten zum Vorschein kommen.

Die Züge von Ropiankaschichten haben nur da, wo sie sehr schmal sind, eine gerade fortlaufende Begrenzung, bei breiteren Aufbrüchen, wie z. B. dem von Bartne, Smarzowa, Swiątkowa, umfliessen die Ropiankaschichten förmlich die aus grobbankigen und massigen Sandsteinen bestehenden Bergkuppen, und die Grenzlinie beider Schichtgruppen hält sich theilweise an die Höhenquoten. Es scheint mir dies ein Beweis dafür zu sein, dass wir es hier keineswegs ausschliesslich mit überschobenen Falten zu thun haben. Einzelne der Vorkommnisse von

¹⁾ So schreiben Paul und Tietze über die Lagerungsverhältnisse bei Verecke (Neue Studien, pag. 273) Folgendes: „Etwa auf der halben Höhe des Berges liegen mit flacher Schichtung diesen Gesteinen (strzolkaartigen Gesteinen mit steiler, vielfach geknickter Schichtstellung) ganz abweichende Bildungen (nämlich die dunklen Verecker mergeligen Thone mit Oligocänversteinerungen), wie es scheint discordant, auf“. Die strzolkaartigen Gesteine könnten wohl Ropiankaschichten sein. Vacek (l. c.) nimmt das Auftreten der Ropiankaschichten freilich erst weiter im Süden an, im Gegensatz zu Paul, Jahrb. R.-A. 1870, 20. Bd., pag. 247, nach dessen Darstellung die (damals für Eocän angesehenen) Ropiankaschichten bis unter den Greizkamm reichen. Auch ein von Walter gegebenes Profil scheint auf ähnliche Verhältnisse, wie sie in unserem Gebiete vorhanden sind, hinzudeuten (Jahrbuch R.-A. 1880, 30. Bd., pag. 642).

Ropiankaschichten möchten vielleicht nicht so sehr als anticlinale Aufbrüche zu deuten sein, sondern vielmehr Verwerfungen ihre Entstehung verdanken. Es dürfte dies vielleicht dann anzunehmen sein, wenn bei einem schmalen Zuge von Ropiankaschichten die darauffolgenden grobbankigen Sandsteine beiderseits nach SW einfallen, wie z. B. bei Czarne. Wollte man hier einen anticlinalen Aufbruch annehmen, so müsste er einer vollkommen nach NO überschobenen Falte angehören, und dass eine derartige Faltung bei zwei Gesteinsgruppen von so verschiedener Faltungsfähigkeit, wie den Ropiankaschichten und den grobbankigen Sandsteinen, ohne Bruch vor sich gegangen sein sollte, ist wohl sehr unwahrscheinlich. Es möchte daher wohl nicht unberechtigt sein, bei einzelnen Zügen von Ropiankaschichten auch an Brüche und Verwürfe zu denken.

In der geologischen Zusammensetzung des hier beschriebenen Theiles des Sáros-Gorlicher Gebirges wiegt der grobbankige Sandstein weitaus vor, während in der westnordwestlichen Fortsetzung desselben nach den von Szajnocha, Walter und Dunikowski beigebrachten Daten die Ropiankaschichten eine mächtigere Entwicklung gewinnen; dasselbe dürfte nach Paul's Untersuchungen im Sáros-Comitat in dem Striche zwischen den Flüssen Topla und Ondawa wohl auch der Fall sein.

Es ist hier wohl der Ort zu einer näheren Auseinandersetzung darüber, wie sich die im galizischen Theile des Sáros-Gorlicher Gebirgszuges vorgenommenen Ausscheidungen zu denen verhalten, die bei der Detailaufnahme des Sáros-Comitats im Jahre 1868 durch Paul gewonnen wurden. Begrath Paul (Jahrb. 1869, 19. Bd., pag. 265) gibt hier die Schichtreife von unten bis oben in folgender Weise an: 1. Ropiankaschichten; 2. Beloweszschichten, röthliche, dünngeschichtete, glimmerreiche Hieroglyphensandsteine und Schiefer, die an der Oberfläche in kleine, eckige Stückchen zerfallen; 3. Smilnoschiefer; 4. Magurasandstein.

Den damals herrschenden Anschauungen folgend betrachtete er diese Schichtengruppen nur als Glieder des Eocäns im weiteren Sinne. Nachdem die Arbeiten Paul's in der Bukowina und die Herbig's in Siebenbürgen die Vertretung der unteren Kreideformation in den Karpathen ergeben hatten, und Paul das neocäne Alter der Ropiankaschichten erkannt hatte, sah sich Paul¹⁾ veranlasst, die im Sáros-Comitat erkannte Schichtfolge folgendermassen zu deuten. Die Ropiankaschichten repräsentiren nach ihm die oberen Teschnerschiefer, die Beloweszschichten (mindestens zum Theil), die tiefere Partie des Godulasandsteins (Ellgoter Schichten, Paul und Tietze); der Magurasandstein Nordungarns umfasst cretacische und eocäne Gebilde, die Smilnoschiefer scheinen an kein bestimmtes Niveau gebunden zu sein.

Paul's Magurasandstein, wenigstens soweit er im nördlichen Theile des Sáros-Comitates auftritt, ist sicher mit unserem grobbankigen und massigen mittel- und ober-(?) cretacischen Sandstein identisch; die Bergzüge, welche Paul im Sáros-Comitat, südlich von

¹⁾ Verhandlungen 1875, pag. 295. Geologie der Bukowina, in diesem Jahrbuche 1875, pag. 304.

der ungarisch-galizischen Grenze, als Magurasandstein angeschlossen hat, erscheinen in Galizien als dem grobbankigen cretacischen Sandstein angehörig. Die Beloweszaschichten nehmen eine intermediäre Stellung zwischen den neocomen Ropiankaschichten und den grobbankigen, höhere Kreideniveaus vertretenden Sandsteinen ein. In welcher von den genannten Schichtgruppen in Galizien die Vertretung der ungarischen Beloweszaschichten zu suchen ist, kann vorläufig noch nicht bestimmt ausgesprochen werden, doch wird sich dies wohl bei der diesjährigen geologischen Aufnahme ergeben.

Von grösster Wichtigkeit ist die Frage nach der Stellung der Smilnoschiefer. Ein Blick auf die von Paul entworfene Karte des Sároser Comitates lehrt, dass die Schichtfolge fast allenthalben folgende ist: Ropiankaschichten, Beloweszaschichten, grobbankiger Sandstein (Magurasandstein Paul's), welche Schichtfolge Paul selbst im Ungher Comitát als Regel hinstellt¹⁾. Die irrige, von Paul selbst schon längst verlassene Ansicht, dass die Smilnoschiefer an kein bestimmtes Niveau gebunden seien, scheint einzig auf den Aufschluss südwestlich vom Dorfe Stebnik bei Zboro begründet worden zu sein, wo Paul zwischen den Beloweszaschichten und dem Magurasandstein einen dunkelgrauen, thonigen Mergelschiefer mit gestreiften Melettaschuppen fand, (l. c. pag. 272), welchen er seinerzeit als Aequivalent des Smilnoschiefers ansprechen zu sollen glaubte. Unter dieser Annahme erschienen dann die grobbankigen Sandsteine allerdings als oligocäne Magurasandsteine.

Der echte Smilnoschiefer tritt aber im Sároser Comitát nach F. v. Hauer und Paul überhaupt nur in zwei verhältnissmässig schmalen Zügen auf, von welchen der eine ost-südöstlich von Smilno, der andere bei Mezö-Laborcz gelegen ist, und diese scheinen nach Paul's Angaben entweder gar kein Hangendes zu besitzen oder nur in sehr beschränkter Ausdehnung von einem „festen quarzitähnlichen Sandstein“ bedeckt zu sein. Der ganze Widerspruch löst sich also vollkommen, wenn man in dem schwarzen Schiefer mit Melettaschuppen²⁾ nichts anderes als eine schiefrige Einlagerung im grobbankigen Sandstein, wie sie in dieser Form vielfach (z. B. bei Folusz) vorkommen, erblickt, die mit dem oligocänen Smilnoschiefer nichts zu thun hat. Der letztere bildet wenigstens bei Smilno mehrere Kuppen, welche direct auf Beloweszaschichten aufgesetzt erscheinen, ohne Dazwischentritt der dem geologischen Alter nach dazwischen liegenden grobbankigen Sandsteine und des Eocäns, welches in dem untersuchten Theile des Sáros-Gorlicher Gebirges überhaupt fehlt. Die Schichtfolge ist hier entschieden lückenhaft und die Smilnoschiefer treten hier transgredirend auf den Ablagerungen der älteren Kreide auf, geradeso wie bei Mszanna und Ropianka und am Nordrande der Karpathen bei Gródna. Die Art und Weise, wie Paul das die Smilnoschiefer durchschneidende Profil von Zboro nach Polyanka zeichnet (l. c. p. 273), sowie v. Hauer's

¹⁾ Jahrb. d. geol. R.-A. 1870, 20. Bd., pag. 250.

²⁾ Dass man beim Vorkommen von Melettaschuppen keineswegs sogleich an Menilitischeer denken dürfe, beweist am besten das von Paul selbst beobachtete Auftreten von Melettaschuppen im Arvaer Gault. v. Hauer war diese Lage ebenfalls bekannt (Jahrb. 1859, X, p. 431), er identificirte sie aber nicht mit seinen Smilnoschiefern.

Angaben über die Lagerungsverhältnisse des Smilnoschiefers sprechen sehr für die hier vertretene Ansicht. Es wird von grossem Interesse sein zu erheben, in welcher Weise sich die Nummulitenschichten, die hier vollkommen fehlen, in der Gegend von Grybów und Gorlice aber — wenigstens, soweit bis jetzt bekannt, — am Rand des Gebirges vorhanden sind, daselbst verhalten, ob sie an der Transgression der Menilitschiefer Antheil nehmen oder nicht¹⁾.

Die südöstliche Grenze des cretacischen Sáros-Gorlicer Gebirges ist dermalen noch nicht bekannt; ob dasselbe bis an die südliche Klippenlinie zwischen Demethé und Palocza reicht, oder sich dazwischen, was das Wahrscheinlichere ist, noch eine andere Gesteinszone einschaltet, wird wohl durch die Aufnahme des Sommers 1883 klargestellt werden.

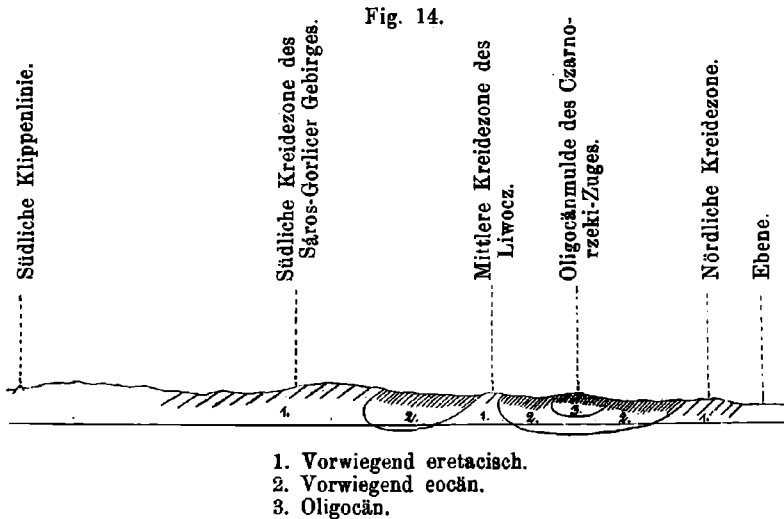
Vergleich mit den mittel- und ostgalizischen Karpathen.

Es erübrigt mir nur noch, einen kurzen Vergleich des Gesamtbaues dieses Karpathentheiles mit dem der ost- und mittelgalizischen Karpathen durchzuführen. Wie in den östlichen Karpathen, so können wir auch hier eine nördliche und eine südliche cretacische Aufbruchzone unterscheiden; nur taucht hier auch ein mittlerer cretacischer Aufbruch von freilich verhältnissmässig beschränkter Ausdehnung, der des Liwocz, aus der Eocänlandschaft auf. Während aber in Ostgalizien die nördliche Aufbruchzone aus einer Reihe von regelmässigen, überschobenen Falten (nach Vacek 6—7) besteht, an deren Zusammensetzung sich das Neocom, die Jamnasandsteine, die Spaser Schiefer, das Eocän und die Menilitschiefer betheiligen, zeigt sich der nördliche Aufbruch der Westkarpathen ausschliesslich aus Ropiankaschichten mit eingefalteten Menilitschiefermulden zusammengesetzt und entspricht der sogenannten nördlichen Klippenlinie. Während in Ostgalizien auf die nördliche Aufbruchzone eine vorwiegend eocäne, sodann die den Gebirgskamme bildende oligocäne und endlich die südliche Kreideaufbruchzone folgt (vgl. bes. die Arbeit von Vacek l. c.), besteht hier der Grenzkamm aus Kreidebildungen, und es erreicht die sich auskeilende Oligocänzone in der Gegend von Jaslička und Dukla ihr westliches Ende. Das Gebiet zwischen der nördlichen Aufbruchzone und dem mittleren Aufbruch des Liwocz, sowie das zwischen dem letzteren und der südlichen Aufbruchzone besteht vorwiegend aus Eocänschichten mit einzelnen eingelagerten Menilitschiefermulden. Nur der Helm-Czarnorzeki-Zug zwischen dem nördlichen und dem mittleren Aufbruche stellt eine grössere Entwicklung oligocäner Gebilde dar. Ein schematischer Durchschnitt durch den abgehandelten Theil der Westkarpathen gewinnt daher mit Hingewandlung der untergeordneten Falten und Brüche ungefähr die durch die beigegebene Zeichnung versinnlichte Gestalt.

Was die Rolle der Brüche und Verwerfungen anlangt, so herrscht diesbezüglich für Ostgalizien eine Differenz zwischen der Auffassung von Paul, Tietze einerseits und Vacek andererseits. Während die Ersteren das Vorhandensein zahlreicher, dem Streichen gleichlaufender

¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, p. 71.

Längsverwerfungen erhoben haben und dies für den geologischen Bau der Karpathen als direct charakteristisch bezeichnen, erscheinen nach



Im Massstabe von 1 : 1,152.000, 7 $\frac{1}{2}$ Mal überhöht.

dem Letzteren keine bedeutenden Brüche, sondern die Falten haben alle einen ganz regelmässigen, bruchlosen Verlauf. In neuerer Zeit hat Zuber¹⁾ das Vorhandensein der Längsverwerfungen bestätigt und betont, dass derartige Verwerfungen am leichtesten dort entstanden wären, wo mächtige Complexe massiger Sandsteine gefaltet wurden, die nicht in dem Masse faltbar waren, als ihr zumeist aus weichen Schiefen bestehendes Hangendes und Liegendes. Da wo die Wellen nur das Eocän und den Menilitschiefer umfassen, die sich in Bezug auf die Faltungsfähigkeit ziemlich gleichartig verhalten dürften, sind keine Verwerfungen und Brüche zu beobachten. Mit diesen Ausführungen Zuber's stimmen meine Beobachtungen vollkommen überein. Sowohl im Czarnorzekizuge, wie im Liwocz und im Grenzgebirge treten Verwerfungen am Nordrande der Bergkämme auf, wo uns die Schichtköpfe entgegensehen, während die zwischen den genannten Bergzügen liegenden, aus Eocän und Menilitschiefer bestehenden Gebiete, welche massiger Sandstein-Niveaus entbehren, anscheinend bruchlos gefaltet sind.

Die einzelnen Falten sind vorwiegend nach Nordosten überschoben, doch nicht ausschliesslich, da auch gewöhnliche Anticlinale beobachtet werden. Die Zahl der Falten lässt sich dormalen namentlich in den einförmigen Eocängebieten auch nicht einmal annäherungsweise feststellen; aus der riesigen Mächtigkeit isoclinaler Schichtfolgen muss man wohl auf wiederholt überschobene Falten schliessen, ohne dass man gegenwärtig schon in der Lage wäre, bei der Gleichartigkeit der Eocän-gesteine die Zahl der Wiederholungen anzugeben.

Im Gegensatz zu den Ostkarpathen beherrscht hier nicht mehr die bekannte Streichungsrichtung von SO nach NW den Verlauf sämt-

¹⁾ Dieses Jahrbuch 1882, p. 370.

licher Wellen vom Grenzkamm bis an die Ebene, wie in Ostgalizien. Dort entstehen in Folge dessen die bekannten meilenlangen schmalen Bergrücken mit linearem Verlaufe, die in unserem Gebiete nur da und dort angedeutet, fast nirgends aber so deutlich entwickelt sind wie in Ostgalizien, wie dies schon aus der Betrachtung einer jeden grösseren und besseren geographischen Karte hervorgeht.

Die noch nicht ihrem ganzen Verlaufe nach bekannten, nördlichen cretacischen Aufbrüche sind vielleicht von dieser Streichungsrichtung ziemlich unabhängig; die cretacischen Wellen des Sáros-Gorlicer Gebirges zeigen ebenfalls ein eigenes Verhalten, indem sie, wie oben auseinandergesetzt wurde, die galizisch-ungarische Grenze mit dem Streichen von SSO oder SO nach NNW, beziehungsweise NW verqueren, um dann allmähig mehr nach NW umzubiegen. Der oligocäne Czarnorzeki-Helmzug streicht in seinem östlichen Theil von SO nach NW, lenkt aber, wahrscheinlich unter dem stauenden Einfluss der älteren cretacischen Insel Kamieniec-Poludnik-Grudna nach WNW um. Die Eocänzonen besitzen im Allgemeinen die Tendenz nach Westen zu mehr nach WNW zu streichen, zeigen aber im Einzelnen zahlreiche Abweichungen davon, die selbst etwas nach NO gerichtet sein können. Der Liwoczzug, soweit er bis jetzt bekannt ist, streicht in seinem östlichen Theil nach WNW, im westlichen nach NW, also gerade umgekehrt, als man dies erwarten sollte.

Je härter und massiger ein Gesteinscomplex ist, desto mehr stimmt im Allgemeinen die in jedem einzelnen Aufschluss abgelesene Streichungsrichtung mit der Gesamtstreichungsrichtung des betreffenden Complexes überein, je weicher und biegungsfähiger aber das Gestein, desto grösser und zahlreicher sind die localen Abweichungen vom Gesamtstreichen. Die Extreme bieten in dieser Richtung die massigen Sandsteinniveaus, der Jamna- und Magurasandstein, zum Theil auch die Bonarówkaschichten einestheils, die Ropiankaschichten anderntheils dar.

Es würde nun nahe liegen das beschriebene Gebiet nicht nur mit Ostgalizien zu vergleichen, sondern den Vergleich auch auf Westgalizien, soweit dieses überhaupt bekannt ist, und Schlesien auszu dehnen. Da jedoch die nach Westen fortschreitenden geologischen Aufnahmen den Anschluss der galizischen Karpathen an die schlesischen in Kürze aufklären, und so alle Vermuthungen und Combinationen darüber überflüssig machen werden, glaube ich darüber vorläufig hinweggehen zu sollen.

Die Diluvialbildungen.

Das Studium des Grundgebirges nimmt die Aufmerksamkeit des Aufnahmsgeologen in einem Gebiete, dessen detaillirtere Zusammensetzung so gut wie unbekannt ist, so sehr in Anspruch, dass die Diluvialbildungen nur nebenher Berücksichtigung finden können. Obwohl ich daher in dieser Beziehung nicht allzu viel mitzutheilen habe, mögen doch die von mir gesammelten Beobachtungen hier anhangsweise ihren Platz finden.

Im Bereiche des Diluviums konnten folgende Ausscheidungen vorgenommen werden: 1. Berglehm, 2. Mischschotter aus nördischen und karpathischen Geschieben, erratische Blöcke, 3. Löss, 4. Terrassendiluvium, und zwar bald vorwiegend lehmiges, bald vorwiegend sandig-schotteriges Terrassendiluvium. Diese Ausscheidungen sollen der Reihe nach besprochen werden.

Berglehm.

Fast die gesammten Vorkarpathen des untersuchten Gebietes erscheinen allenthalben von einer mehr oder minder zusammenhängenden Decke eines lössähnlichen Lehms bedeckt, welcher auch in den Ostkarpathen und der Bukowina in grosser Ausdehnung und Mächtigkeit nachgewiesen und von Paul mit der Bezeichnung Berglehm (Blocklehm Petrino's) belegt wurde. Es ist dies in Westgalizien ein hellbraun oder gelb gefärbter, ziemlich sandiger, ungeschichteter Lehm, der häufig sogenannte Lösskindel führt und sich vom echten Löss durch den Mangel von Schnecken, die fehlende Röhrenstruktur, und die ungleichartigere Zusammensetzung unterscheidet. In den tieferen feuchten Lagen nimmt er eine bläuliche Färbung an, und zeigt häufig Limonitconcretionen. Auf dem schmalen Rücken der Bergzüge findet er sich meist nur in der geringen Mächtigkeit von 1—2 Meter vor oder er fehlt da zuweilen vollständig, an den Gehängen und in den Thälern aber steigert sich seine Mächtigkeit oft so sehr, dass selbst ziemlich tief einschneidende Flüsse und Bäche das Grundgebirge nicht blosslegen; seine Mächtigkeit mag daselbst stellenweise bis zu 10 Metern anwachsen. Die Dicke der Berglehmdecke ist selbst auf ganz geringe Entfernungen hin beträchtlichen Schwankungen unterworfen.

So kann man häufig beobachten, dass einzelne Seitenschluchten eines grösseren Wasserlaufes den Berglehm bis auf das Grundgebirge durchschneiden, während andere in geringer Entfernung mit ebenso hohen Wänden nur im Berglehm angelegt sind. Da, wo die Mächtigkeit des Berglehms 5—8 Meter nicht übersteigt, zeigt er niemals das mauerartige Abbrechen, das den Lösswänden eigen ist. Wo jedoch die Dicke bedeutender wird, tritt auch diese Eigenthümlichkeit auf, und zugleich wird die Zusammensetzung gleichmässiger, so dass er dadurch dem echten Löss so ähnlich wird, dass es nicht selten schwer fällt, ihn davon zu unterscheiden.

Sowohl die Mächtigkeit, als auch die Continuität der Lehmdecke nimmt gegen den nördlichen Gebirgsrand hin stets zu. In dem Gebiete südlich von Jasło sieht man kaum mehr grössere Flecken von Berglehm; dagegen ist er in der Gegend von Jasło, Brzostek, Frysztak, Strzyzów, ferner südlich von Tyczyn und Rzeszów bis in die Gegend von Dynów weithin verbreitet. Der Czarnorzeki-Helm-Zug ist in seiner höheren und breiteren südöstlichen Hälfte ziemlich lehmfrei, dagegen sind einige Niederungen der niedrigeren nordwestlichen Helmreihe von mächtigen Lehmlagen bedeckt; so in Wola brzostecka, Huta gogolowska, Bączalka. Am stärksten ist die Lehmbedeckung wohl in Nordstreifen der Karpathen zwischen Czudec-Strzyzów, Wielopole und Dembica, wo sie zuweilen derartig überhand nimmt, dass sie der Erkent-

niss des geologischen Baues des Grundgebirges erhebliche Schwierigkeiten bereitet. Auch die niedrigen Eocängebiete südlich vom Helmszuge und selbst die Nachbarschaft des Liwocz bei Jasło ist ziemlich stark mit Lehm versehen. Das südlich von Jasło gelegene Gebiet, sowie das Grenzgebirge, ist nahezu lehmfrei.

Der später zu beschreibende, aus nordischen und karpathischen Geschieben bestehende Mischschotter erscheint häufig dem Lehm auf- oder angelagert. Bei der leichten Beweglichkeit dieser lockeren diluvialen Gebilde ist es zuweilen schwer, sich über die wahren, ursprünglichen Lagerungsverhältnisse beruhigende und befriedigende Aufklärung zu verschaffen.

So wirft sich mitunter die Frage auf, ob man einen derartigen Schotter als nur oberflächlich an- oder zwischengelagert zu betrachten habe. So ist es eine Stelle bei Czudec, die einen derartigen Zweifel aufkommen lässt. An mehreren Orten sieht man aber diesen Schotter zweifellos auf dem Lehm aufruhend, so dass man geneigt wird, bei unsicherem Verhältniss eher an An- als Zwischenlagerung zu denken.

Karpathische Schotterlagen konnte ich im Berglehm nirgends auffinden; auch eckige Fragmente, wie sie nach Paul und Lenz in den unteren Lagen desselben vorkommen sollen, habe ich nicht beobachtet, obwohl sie wohl auch in dem untersuchten Gebiete nicht fehlen dürften. An einer Stelle bei Tyczyn SO kommt ein bläuliches oder grünliches, lehmiges Gebilde vor, welches wohl auch als Berglehm angesprochen werden muss, aber durch seine Färbung ein wenig abweicht. Darin finden sich zahlreiche kopfgrosse, gerundete Sandsteinblöcke regellos vertheilt vor, wie sie sonst nirgends beobachtet werden konnten.

Nach seiner Entstehung dürfte der Berglehm des untersuchten Gebietes kaum anders, denn als Verwitterungsgebilde des darunter liegenden Grundgebirges zu deuten zu sein, wie dies ja schon früher, am ausdrücklichsten von Lenz¹⁾ ausgesprochen wurde.

Die ausserordentlich leichte Verwitterbarkeit der Flyschgesteine, die es z. B. bewirkt, dass verlassene Steinbrüche von kleineren Dimensionen nach wenigen Jahren kaum mehr kenntlich sind, ist ja eine altbekannte Thatsache. Das lehmig-sandige Verwitterungsproduct ist bis zu einem gewissen Grade Umlagerungen ausgesetzt; es wird durch den Regen, vielleicht auch den Wind und seine eigene Schwere von der Höhe der Bergrücken allmählig den Thälern zugeführt, und ist daher daselbst immer mächtiger, als auf den Höhen.

Da diese Umlagerung zeitweilig und örtlich unter Umständen vor sich gehen mag, welche auch bei der Entstehung des Löss wirksam waren, ist es leicht erklärlich, warum gewisse Partien des Berglehms eine dem Löss so nahestehende Beschaffenheit annehmen.

Die leichteste Verwitterbarkeit unter allen karpathischen Schichtgruppen zeigen ohne Zweifel der eocäne und in zweiter Linie der untercretacische Flysch vermöge ihrer vorwiegend thonigschiefrigen Zusammensetzung; dagegen setzen die massigen Sandsteine der mittleren Kreide und des Oligocäns der Verwitterung viel mehr Widerstand entgegen und liefern jedenfalls als Verwitterungsproduct vorwiegend Sand

¹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1878, p. 79.

und nur wenig Lehm. Die davon eingenommenen Territorien (Czarnorzeki-Zug, Liwocz, Grenzgebirge) ragen daher als lehmfreie Gebirgszüge aus dem niedrigen sanftgewellten, lehmbedeckten Eocänland auf. Die starke und nie fehlende Lehmdecke des Eocäns hat schon Walter¹⁾ beobachtet und hervorgehoben.

Die Karpathen oder vielmehr die Vorkarpathen gehören also — um auf die Eintheilung der Erdräume nach den gestaltenden Wirkungen der säcularen Zersetzung und der Umlagerung ihrer Producte einzugehen, welche v. Richthofen²⁾ im Anschluss an die Ausführungen R. Pumpelly's³⁾ gegeben hat — zu den Regionen der lehmigen Zersetzung, in welchen diese Zersetzung ohne Zweifel auch gegenwärtig noch unter ziemlich günstigen Verhältnissen (Regenreichthum, Vegetationsdecke) in die Tiefe fortschreitet.

Da der Berglehm als zersetztes Grundgebirge betrachtet werden muss, so hat die Auflagerung des Glacialdiluviums darauf geologisch keine andere Bedeutung, als ob dasselbe direct auf den Flyschgesteinen aufruhem würde, wie dies ja auch zuweilen beobachtet wurde. Da das Glacialdiluvium im Gebiete des echten Löss, wofern es überhaupt vorhanden ist, stets unterhalb desselben aufgefunden wurde, so gibt die Lagerung desselben ein Mittel an die Hand, um die Unterscheidung zwischen völlig regenerirtem und ungelagertem Lehm, also Löss und dem ursprünglichen Berglehm, zu controliren.

Der westgalizische Berglehm ist auch den älteren Beobachtern nicht entgangen; so hat sich Zeuschner⁴⁾ darüber in einem besonderen Schriftchen ausgesprochen, wo er jedoch zwischen Lehm und Löss nicht unterscheidet. Die Uebereinstimmung des westgalizischen Berglehms mit dem ostgalizischen dürfte nach den Beschreibungen der Autoren zu urtheilen eine ziemlich vollständige sein. Abweichend ist die Eigenthümlichkeit des ostgalizischen Lehms eine dunkle, schwarze Ackerkrume zu liefern, was beim westgalizischen nicht der Fall ist. Auch soll der Lehm in Ostgalizien hauptsächlich die Verwitterungskruste des miocänen Salzthons bilden, während er hier die Vorkarpathen bedeckt. Dagegen ist die Eigenschaft, in den tieferen gebirgsfeuchten Lagen eine bläuliche Färbung anzunehmen, den Lehmen beiderlei Gebiete gemeinsam⁵⁾.

Da demnach der Lehm als Zersetzungsproduct, als Eluvialbildung im Sinne Trautschold's aufgefasst wurde und gewiss wenigstens theilweise älter ist als das Glacialdiluvium, so sollte er streng genommen gar nicht unter den Diluvialbildungen aufgezählt werden. Da aber dieser Vorgang bei der geologischen Aufnahme Galiziens bisher eingehalten wurde, wollte ich von dieser Uebung nicht abweichen.

Ebenso sollte man nach den bei der Verfertigung geologischer Karten meist befolgten Grundsätzen den Berglehm als Verwitterungskruste über-

¹⁾ Dieses Jahrbuch 1880, XXX Bd. 638.

²⁾ China, II. Bd. p. 762.

³⁾ Americ. Journ. of. Sc. Arts 1879, vol. XVII, p. 133.

⁴⁾ Sitzungsber. d. k. Akademie d. Wiss. Wien, XVII, p. 288—295. Vgl. auch Paul und Tietze, Studien, p. 47.

⁵⁾ Lenz, in den Verhandl. der geol. Reichsanst. 1878, p. 81.

haupt gar nicht kartographisch ausscheiden; allein derselbe verdeckt namentlich am äussersten Nordrande das gerade da ziemlich complicirte Grundgebirge in dem Masse, dass man sich aus den Tagaufschlüssen nur zur Noth ein genügendes Bild des geologischen Baues entwerfen kann, so dass man schon aus diesem Grunde den Lehm berücksichtigen muss. Wenn zur Durchführung der vorjährigen Aufnahme mehr Zeit zur Verfügung gestanden wäre, so hätte sich diese Schwierigkeit übrigens vielleicht doch überwinden lassen.

Mischschotter aus nordischen und karpathischen Geschieben; erratische Blöcke.

Das Glacialdiluvium erscheint bald in Form eines Mischschotters, bald in Form vereinzelter Blöcke und ist auf dem Grundgebirge oder dessen Verwitterungskruste, dem Berglehm abgelagert. Der Mischschotter besteht aus nordischen Geschieben von der bekannten pyramidalen, kantengerundeten Gestalt und karpathischen Geschieben, welche die Form echter Flussgeschiebe besitzen. In der Zusammensetzung des Schotters wiegt bald das nordische, bald das karpathische Material vor. Fast immer macht man die Beobachtung, dass die nordischen Blöcke, die man vereinzelt antrifft, eine bedeutendere Grösse besitzen als die im Mischschotter vorkommenden. Die ersteren besitzen zuweilen 1 bis 2 Cubikmeter Inhalt, sind also von ziemlich namhafter Grösse.

Dass die Lagerungsverhältnisse des Schotters nicht immer ganz klar sind, wurde schon bei Besprechung des Berglehms hervorgehoben doch gewinnt man durch Vergleich vieler Localitäten die Vorstellung, dass der Mischschotter nicht als Zwischenlagerung, sondern als An- oder Ueberlagerung des Lehms auftritt. Die Vorkommnisse nordischen Diluviums werden um so reichlicher, je mehr man sich dem Nordrand des Gebirges nähert, und um so spärlicher, je weiter man nach Süden fortschreitet. Eine mehr oder minder zusammenhängende Decke eines Geschiebelehms oder Sandes konnte nicht beobachtet werden, die vorliegenden Schotterablagerungen oder Blockanhäufungen haben stets eine ziemlich beschränkte Ausdehnung. Eine Aufzählung oder genaue Beschreibung der vielen einzelnen Punkte, an welchen Erratica gefunden wurden halte ich für ziemlich überflüssig, sie wurden ja so gut es ging, in das beigelegte Kärtchen eingetragen. Fast jeder Berg Rücken des nördlichsten, etwa 10 Kilometer breiten Gebirgssaumes zeigt hie und da Erratica in mehr oder minder grosser Ausdehnung; weiter nach Süden aber werden die Vorkommnisse spärlicher. Aus mehreren Beobachtungen glaube ich mit einiger Sicherheit die Regel ableiten zu können, dass sich die Mischschotter vorwiegend an den Thallehnen (Czudec, Wielopole, Kamienica górna, Baczalka) vorfinden, dagegen die einzelnen Blöcke oder Blockanhäufungen mehr auf den Höhen vorkommen. Doch scheint dies nicht ausschliesslich zu gelten; so ist die Höhe zwischen Kamienica górna und Wola brzosteka bei Brzostek durch ziemlich mächtige und auffallende Schottermassen ausgezeichnet, und ebenso glaube ich die Erratica auf der Berghöhe bei

Hussow und Tarnawka¹⁾ als Schotter ansprechen zu sollen. Besonders merkwürdig sind die ersteren, ziemlich mächtigen Schotteranhäufungen. Sie bestehen aus gerundeten Kieseln und karpathischen Geschieben, ohne zwischengelagerten Sand, enthalten nur sehr wenig krystallinische Geschiebe und liegen in einer Höhe von ungefähr 325 Metern. Da mir die krystallinischen Geschiebe kein augenscheinlich nordisches Gepräge zu besitzen scheinen, so möchte ich sie nicht geradezu mit der Glacialperiode in Zusammenhang bringen, vielleicht sind sie ein früheres, selbstständiges Gebilde. Diese merkwürdigen Schotter sind auf der Höhe der Wasserscheide zwischen Wola brzosteka und Kamienica górna an der westlichen Seite der Strasse sehr leicht aufzufinden und mögen der Aufmerksamkeit der Forscher bestens empfohlen sein.

Die südlichste, durch nordische Erratica ausgezeichnete Gegend ist die von Ujazd und Blaszkowa am Fusse des Liwocz, ungefähr 26 Kilometer südlich vom Karpathenrand. Weiter im Osten ist der südlichste Punkt Bonarówka, ungefähr $22\frac{1}{2}$ Kilometer südlich vom Nordrande, dann folgt die Gegend südlich von Blaszcowa (15 Kilometer südlich vom Gebirgsrande) und endlich das Vorkommen von Tarnawka, welches nur mehr ungefähr 7 Kilometer vom Nordrande entfernt ist. Die Südgrenze des Erraticums scheint sich also im Allgemeinen nach SW hin zu senken. Der nächste beobachtete Punkt östlich von der besprochenen Gegend ist Przemysl, wo man das Erraticum schon seit langer Zeit kennt, der nächste Punkt westlich ist die Gegend von Gromnik, am Bialaflusse, ungefähr im Parallelkreis von Ujazd gelegen, wo Alth²⁾ erratische Granite beobachtet hat.

Die grösste Höhe, in welcher nordische Blöcke gefunden wurden, beträgt 400—420 Meter, so auf dem Höhenrücken zwischen den Ortschaften Hussów, Tarnawka und Handzlówka, Rzeszów OSO. Auch auf dem Höhenrücken des Budisz, an der Strasse von Strzyzow nach Sędziszow liegen reichliche erratische Vorkommnisse in dieser Meereshöhe. Es ist dies eine Maximalhöhe, welche mit der von Credner³⁾ für die Lausitz angegebenen auffallend übereinstimmt. Auch Römer⁴⁾ und Hohenegger⁵⁾ geben ähnliche Maximalhöhen an. Nach dem ersteren fand Halfar bei Jägerndorf Erratica in einer Höhe von 1226' und bei Schönwaldau in einer Höhe von 1400'. Der letztere erwähnt, dass die Erratica im Teschnerlande gewöhnlich in einer Meereshöhe von 600, bis zu circa 1000' vorkommen.

Wenn man die Punkte der südlichsten Vorkommnisse, Ujazd-Blaszkowa, Bonarówka, Blaszcowa, Tarnawka mit einander verbindet,

¹⁾ Die genannten Erratica beobachtete ich bei meiner ersten Excursion, wo ich so sehr mit dem Grundgebirge beschäftigt war, dass ich dem Diluvium nicht allzuviel Aufmerksamkeit schenken konnte. Es wäre nicht ganz unmöglich, dass die karpathischen Geschiebe, die ich daselbst gesehen habe, vielleicht aus Strassenschotter herühren, mit dem die polnischen Dorfstrassen allerdings fast nie in Berührung kommen. Es ist mir dieses Bedenken erst später aufgetaucht.

²⁾ Schriften der physiograph. Commiss. der Krakauer Akademie. Bd. XI, 1877, p. 219 (in polnischer Sprache).

³⁾ Zeitschrift der deutsch. geol. Ges. 1876, pag. 136.

⁴⁾ Geologie von Oberschlesien, pag. 432.

⁵⁾ Geognost. Verhältnisse der Nordkarpathen, pag. 42.

so dürfte die auf diese Weise erhaltene Linie mit der Südgrenze des Diluvialeises kaum übereinstimmen. Es befinden sich nämlich nördlich davon einzelne Berge oder Bergzüge, welche die Maximal-Höhe beträchtlich übersteigen und diese dürften entweder gegen das vordringende Gletschereis direct als Barren gewirkt oder aber bei geringerer Dimension als Inseln aus demselben aufgeragt haben. So war der Bergrücken des Helm (532 Meter) und der der Brzezina (524 Meter) (ich meine hier nicht den ganzen Helm-Brzezina-Zug, sondern nur die speciell mit diesem Namen belegten Rücken) gewiss nicht vom Eise bedeckt, obwohl sich südlich davon, in Huta gogolowska, Erratica vorfinden. Diese können entweder von NW her über Grudna, Baczalka, Kamienica górna, oder aber von NO durch das Stepinathal dahin gelangt sein. Hat das letztere stattgefunden, dann ragten der Helm und die Brzezina als Inseln aus dem Eise hervor, wenn aber das erstere, was mir aus mancherlei Gründen wahrscheinlicher vorkommt, dann haben Helm, Brzezina und die südöstliche Fortsetzung dieser Berge, Herby, Czarnawka etc. dem nordischen Eise den Weg nach Süden versperrt und eine langgestreckte Barre gebildet. Ebenso dürfte die Umgebung von Niebylec, durch die Zarnowa (468 Meter), Lutzka (448 Meter) und den Kamieniec (474 Meter) geschützt eisfrei gewesen sein so dass die Südgrenze des Glacialdiluviums von Bonarówka nicht einfach nach ONO verlief, sondern nach NNW, gegen Strzyzow zu, um erst nördlich davon wieder nach Osten gegen Blazowa umzubiegen. Die ungefähre Südgrenze des nordischen Glacialdiluviums wurde in das beigegebene Uebersichtskärtchen so gut es möglich war eingezeichnet, doch muss hiezu bemerkt werden, dass die Linie nur, was ihre Hauptrichtung betrifft, Verlässlichkeit beanspruchen kann, im Einzelnen dürften sich aber durch genauere Untersuchungen mancherlei Aenderungen ergeben.

Was nun das nordische erratische Material selbst anbelangt, so ist zunächst zu bemerken, dass das allerhäufigste nordische Gestein ein bald fein-, bald grob-, bald mittelkörniger Granit mit rothem Feldspath ist, welcher in keiner Localität fehlt¹⁾.

Seltener findet sich ein *P e g m a t i t*, aus hellrothem Feldspath und Quarz bestehend. Sehr charakteristisch für das Erraticum dieser Gegend ist der *G a b b r o*, welcher in Bystryca, Zawadka (Czudec W.), Baczalka und bei Wielopole gefunden wurde, ferner ein *A m p h i b o l i t* (Diorit-schiefer) und ein *D i o r i t*, wie er auch in der Umgebung von Przemysl vorkommt. Ferner ist zu erwähnen: grauer, dünnplattiger *G n e i s s*, ein *H ä l l e f l i n t a* ähnliches Gestein, weisser, krystallinischer Kalkstein, und grauer Quarzit, sämmtlich von Handzlówka, einer Localität, die sich durch grossen Reichthum verschiedener Gesteinstypen auszeichnet. Noch möchte ich bemerken, dass zu Baczalka bei Grudna ein grauer Kalkblock mit undeutlichen Fossilien gefunden wurde und zu Grudna dólna ein Hornstein mit *Terebratula sp.* aus der Gruppe der Biplicaten und einer *Cidarisradiale*, ähnlich *Cidaris coronata*.

Die nordischen Gesteine dieser Gegend haben einige Aehnlichkeit mit denjenigen von Przemysl, namentlich was den rothen Granit, den

¹⁾ Für die petrographische Bestimmung der Gesteine bin ich Herrn Baron Foullon zu Dank verpflichtet.

Diorit und Amphibolit anbelangt, der Gesamteindruck ist jedoch schon ein anderer. Namentlich die reichlichen Gabbrovorkommnisse sind sehr bezeichnend und auffallend. Meine Aufsammlungen waren aus dem schon früher auseinandergesetzten Grunde ziemlich flüchtige, und ich zweifle nicht, dass derjenige, welcher sich das Studium des Diluviums zur alleinigen Aufgabe macht, noch vielerlei erratische Gesteinstypen entdecken würde.

Sowie hier, so tritt das erratische Diluvium auch in der Gegend von Przemysl, Medyka und Mosciska und in den Vorkarpathen bis nach Schlesien als Mischschotter auf. Von allen bisher beschriebenen Diluvialbildungen, an deren Zusammensetzung nordisches Material Antheil nimmt, dürfte keine mit unserem Mischschotter mehr Analogien aufweisen, als gewisse Schotter und Kiese, welche von Credner¹⁾ in Sachsen beobachtet wurden.

Dieser Autor bemerkt darüber: „Je weiter man nämlich von N aus in das sächsische Hügelland vorschreitet, desto seltener und beschränkter werden die Vorkommnisse des normalen, in dem nördlich vorliegenden Flachland, herrschenden Geschiebelehmes. Statt seiner stellen sich isolirte Haufen von Grand, Kies und Schotter ein, welche aus dessen gröberem Bestandtheilen, vermehrt um Rollstücke und Grus aus der Nachbarschaft bestehen, während seine feineren, namentlich thonigen Elemente weggeschwemmt, und wie es scheint, in der Nähe als „geschiebefreier oder — armer, zum Theil lössartiger Höhenlehm“ wieder abgesetzt worden sind.“ Ferner heisst es: „die wesentlich nordischen Kiesablagerungen auf den Höhen des sächsischen Hügellandes und Mittelgebirges, sowie in deren Umgebung sind demnach dem Geschiebelehm vollkommen gleichwerthige Gebilde.“ Eine andere Ablagerung, die mit unserem Mischschotter einige Aehnlichkeit hat, ist der altdiluviale Flussschotter der Umgegend von Leipzig, welcher ebenfalls von Credner näher beschrieben wurde (l. c. p. 584). Es ist dies ein unter dem Geschiebelehm liegender Schotter, welcher ausser einheimischem Materiale auch nordisches führt und seine Entsehung nach Credner vorwiegend den von Süden herabkommenden, dem Eise entgegen fließenden Strömen verdankt, deren Sedimente sich mit dem nordischen Materiale unter dem Eise in subglacialen Strombetten mischten. Unsere Mischschotter haben offenbar mit den erst erwähnten Kiesablagerungen mehr Aehnlichkeit, als mit den altdiluvialen Flussschottern, und ich würde derselben gar nicht Erwähnung gethan haben, wenn nicht die Entstehungsweise doch mehr oder minder dieselbe oder eine ähnliche wäre. In beiden Fällen haben wir es mit einer Mischung von einheimischen Flussschottern, die durch dem Eise entgegeneilende Flüsse herbeigetragen wurden, mit nordischen, kantebestossenen Geschieben zu thun, die vermuthlich subglacial erfolgte. Diese Entstehungsweise dürfte vermuthlich auch für die karpathischen Schotter anzunehmen sein, wie ich dies schon bei einer früheren Gelegenheit kurz ausgesprochen habe.¹⁾

Einzelne Partien des Berglehms könnten wohl auch in Galizien um die ausgeschlammten lehmigen Bestandtheile der nordischen Grund-

¹⁾ Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1880, pag. 578.

moräne vermehrt worden sein, wie dies Credner in Sachsen annimmt.

Dr. Hilber²⁾ hat eine andere Ansicht über die Entstehung der Mischschotter, wenigstens die von Przemysl, ausgesprochen. Er ist geneigt, anzunehmen, dass die Mischung von nördlichem und kárpatischem Materiale in der Weise zu Stande gekommen sei, dass der Gletscher bei seinem Fortschreiten nach Süden eine präglaciale kárpatische Schotterablagerung angeschnitten und mit den Bestandtheilen derselben seine Grundmoräne bereichert habe. Dagegen spricht der Umstand, dass die Mischschotter sich in Wirklichkeit als wahre geschichtete Flussschotter mit Sandzwischenlagen darstellen, deren Bestandtheile nach der Schwere angeordnet sind; und die, wie dies bei kárpatischen Schottern so häufig der Fall ist, durch Eisenoxydhydrat rothbraun gefärbt sind. Nach Hilber's Voraussetzung müsste man eine regellose Anordnung der Bestandtheile erwarten, die man im untersuchten Gebiete nicht vorfindet, die aber nach Dr. Hilber bei den Przemysler Vorkommnissen wahrzunehmen ist.

Nach den zahlreichen, kaum zu widerlegenden Beweisen, die man namentlich in neuerer Zeit für die Gletschertheorie beigebracht hat, wird man es wohl selbstverständlich finden, wenn ich das Diluvium der Vorkarpathen nur vom Standpunkte dieser Theorie zu besprechen versucht habe. Um zu zeigen, dass auch in diesem Gebiete ein directer Hinweis auf die ehemalige nordische Vergletscherung nicht ganz fehlt, möchte ich nur noch erwähnen, dass ich zu Kamienica gónra bei Brzostek ein über kopfgrosses gerundetes Geschiebe aus grauem Gneiss gefunden habe, welches allseitig mit den deutlichen und unzweifelhaften Gletscherkritzen bedeckt war.

3. Löss.

Wie bekannt, wird der nördliche Rand der Karpathen von einem Lössgürtel umsäumt. Ein Theil desselben kam auf dem Blatte Tyczyn-Dynów zur Ausscheidung, wo der Löss auch in das Wislokthal eingreift. Die Verbindung des Löss mit dem terrassirten Diluvium wird weiter unten besprochen.

4. Terrassendiluvium.

Die beiden wichtigsten Flüsse des Aufnahmesterrains, der Wislok und die Wisloka, besitzen nach ihrem Austritt aus dem Quellgebiete alluviale Thalböden von durchschnittlich ungefähr 1½ Kilometer Breite. Nur da, wo diese Flüsse eine mächtigere Kette quer zu durchbrechen haben (der Wislok zwischen Czudec und Strzyzow, und bei Frysztak, die Wisloka bei Kamenica dólna) verengt sich die Alluvialfläche selbst bis zu 150 Meter Breite. Der Wislokaspiegel liegt bei normalem Wasserstande ungefähr 3—5 Meter unterhalb der Thalsohle, welche meist nur in ihren tieferen, dem Flusse genäherten Theilen den jähr-

¹⁾ Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. 1883.

²⁾ Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 244.

lichen Hochwässern ausgesetzt ist; nur ganz ausnahmsweise werden auch mehr aussen liegende Theile der Alluvialfläche überfluthet. Der Wislokspiegel aber liegt noch tiefer unter dem Niveau der alten Alluvialfläche, welche daher bei diesem Flusse den jährlichen Hochwässern noch weniger ausgesetzt ist, als dies bei der Wisloka der Fall ist.

Ausser dieser alluvialen Thalboden-Terrasse werden die Flüsse noch von einer älteren Terrassenbildung begleitet, welche nicht mehr in den Thalboden hineinfällt, sondern beiderseits am Gehänge des ansteigenden Gebirges gelegen ist und von den Hochfluthen der Flüsse nicht mehr erreicht wird. Diese zweite Terrasse liegt circa 10—20 Meter höher, als die erstere, und wurde auf den Karten als „Diluvialterrasse“ ausgedehnt. Die Grenze beider ist übrigens gegenwärtig in Wirklichkeit nicht immer ganz scharf, namentlich auf der Flachseite des Flusses, was übrigens nur nachherige, zum Theil künstliche Veränderungen hervorgerufen haben dürften. Die Beschaffenheit und Zusammensetzung der Terrassen ist bei den Hauptflüssen Wisloka und Wislok eine nicht ganz gleiche. Die Terrassen der Wisloka bestehen in ihren unteren Lagen aus Schotter und Sanden, die nur von einer dünnen Lehmlage, die selten mehr als $\frac{1}{2}$ Meter dick ist, bedeckt werden; sie haben also eine vorwiegend sandig-schotterige Zusammensetzung, nur selten ist die lehmige Decke etwas mächtiger entwickelt, wie bei Brzyski.

Die Grösse der Geschiebe, ihre Form und Sichtung hängen nach bekannten Gesetzen von der Nähe des Quellgebietes, vom Gefälle und der Wassermenge ab. Einzelne der Wisloka-Terrassen bestehen ausschliesslich aus Schottern und Sanden. Die auffallendste von diesen ist wohl diejenige, welche diesen Fluss am rechten Ufer vom Durchbruch bei Kamienica dólna, Brzostek NW, bis Dobrków in einer Länge von ungefähr 8 Kilometern begleitet, den Wislokspiegel etwa um 20 Meter überragt und allmählig gegen das Gebirge zu ansteigt. Die Breite dieser Terrasse beträgt bei Jaworze górne nur 400 Meter, und die Terrasse selbst besteht dort aus grossen, wenig gerundeten Fragmenten; weiter nördlich erweitert sie sich bis zu 4 Kilometer Breite und besteht vorwiegend aus Sand. Wenn man dieses zum grössten Theil mit Kiefern besteckte Gebiet durchwandert, kann man zeitweilig vergessen, dass man sich in den Karpathen befindet, so sehr wird man durch die landschaftliche Scenerie, die Dünenbildung des Sandes und die Vegetation an die Verhältnisse der Ebene erinnert.

Die Wisloka wird schon tief im Quellengebiet von hohen und mächtigen Terrassen begleitet, welche man schon in den Quellthälern bei Rosztajne, Grab, Radocyna, Czechanie etc. bemerken kann.

Die letzteren waren es offenbar, für welche Dr. Szajnocha¹⁾ in seiner öfter citirten Notiz glacialen Ursprung vermuthete oder als möglich darstellte. Die unregelmässige, von Szajnocha moränenartig genannte Aufthürmung des Blockmaterials zeigen bekanntlich alle Terrassen, die von kurzen, reissenden Flussläufen abgesetzt werden. Die Geschiebe dieser Terrassen sind eben nur unvollkommen gerundet und nicht in dem Masse nach ihrem Gewichte gesondert wie bei einem ruhigen oder weniger reissenden Flusse, obwohl ihnen eine derartige

¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, pag. 346.

Sichtung nicht ganz abgeht. Von Glacialspuren kann aber hier nicht wohl die Rede sein und gewiss ebenso wenig bei den Terrassen, die Zuber¹⁾ in Ost-Galizien als möglicherweise glacial angesprochen hat.

Auch die zahlreichen Nebenflüsse der Wisloka sind sowohl im Gebirge, als auch bei dem Austritte aus demselben von Schotter-Terrassen begleitet. Die ganze Gegend zwischen Zmigród, Cieklin, Osiek und Dembowiec am Nordfuss des Grenzgebirges ist so stark von terrassirten Schotterablagerungen bedeckt, dass nur wenige Hügel davon frei bleiben. Zwischen Dembowiec und Cieklin findet man terrassirten Schotter in der beträchtlichen Höhe von 330—350 Meter. Es war vornehmlich der bei Folsz aus dem Grenzgebirge austretende Kłopotnicabach mit seinen Nebenflüssen, der Pielgrymka und dem Samokłeskiabache, welche diese enormen Schottermassen, durch welche sie sich gegenwärtig nur mühsam Bahn brechen, ehemals abgelagert haben. Der Kłopotnicabach wird, wie er bei Folsz aus dem Gebirge tritt, durch seinen eigenen Schuttkegel nach Osten abgelenkt. Durch die abhobelnde und ausgleichende Thätigkeit des Wassers entstand hier in der Gegend bei Zmigród und Osiek, vor dem Gebirge eine nur geringe Höhendifferenzen aufweisende niedere Fläche, gegen welche sich das an sich gar nicht besonders hohe Grenzgebirge besonders auffallend abhebt. Da, wo der Wislokafluss seine ältere Terrasse sammt dem Untergrunde benagt, sieht man oft sehr schön, wie der Untergrund des Thalbodens horizontal gescheuert ist; so z. B. südlich von Kolaczyce, da wo der Menilitschieferzug durch das Flussthal streicht (vgl. Fig. 9).

Die Zusammensetzung der Wislok-Terrassen ist vorwiegend lehmiger Natur. Namentlich in der Gegend südlich vom Czarnorzeki-Zug, zwischen Zarszyn, Jáczmicz, Rymanów und Krosno wurde durch die Denudation des Wislok und seiner Zuflüsse ein tief abgewaschenes, fast ebenes Gebiet geschaffen und mit terrassirten Lehmsätzen bedeckt. Dasselbe besitzt eine Länge von ungefähr 36 Kilometern und eine Breite von ungefähr 12 Kilometern, seine Längserstreckung ist im Streichen des Gebirges gelegen. Ueber die nähere Zusammensetzung dieser ausgedehnten, bereits auf der Uebersichtskarte ausgeschiedenen Diluvialbildungen, welche die hohe Fruchtbarkeit dieser Gegend bedingen, habe ich nicht viel zu berichten, da sie in das Aufnahmegebiet von Bergrath Paul fallen, ich sah nur bei Krosno zu oberst lössartigen Lehm, welcher von dünnen Sand- und stellenweise Schotterschnüren unterlagert war. Der karpathische Untergrund tritt da nur in den tieferen Flussrissen hervor. Da die Terrassenform durch spätere Denudation zuweilen sehr verwischt erscheint, und der terrassirte Lehm dem Berglehm oft sehr ähnlich wird, ist es häufig schwer zu entscheiden, wie man die Lehmsätze der Nachbarschaft des Wislokflusses ansprechen soll. Auf dem Gebiete des Blattes Tyczyn-Dynów dürfte vielleicht manche terrassirte Lehm- oder Lössablagerung als Berglehm eingezeichnet worden sein. Lössschnecken fand ich nirgends vor, doch muss ich bemerken, dass die Beschaffenheit dieses terrassirten Lehmes eine derartige ist, dass man ihm die Bezeichnung Löss kaum versagen kann.

¹⁾ Dieses Jahrbuch 1882, XXXII. Bd., pag. 365.

Die Zusammensetzung der Terrassen, und zwar sowohl der jüngeren wie der älteren der beiden Hauptflüsse Wislok und Wisloka ist also insofern verschieden, als die des ersteren Flusses eine vorwiegend lehmige oder lössige, die des letzteren eine vorwiegend sandige und schotterige ist. Die Ursache dieser verschiedenartigen Zusammensetzung ist offenbar folgende: Der Wislokafluss, sowie sein beträchtlichster Nebenfluss, die Ropa, haben ihr Quellgebiet in dem aus Ropianschichten und grob-bankigen und massigen Sandsteinen bestehenden Sáros-Gorlicer Gebirge, aus welchem sie mit reichlichem Geschiebe versehen in die Vorkarpathen treten, die von der Wisloka in kurzem Verlaufe verquert werden. Der Wislok dagegen und seine Nebenflüsse bewegen sich fast ausschliesslich in einem weiten gleichförmigen, mit mächtigem Verwitterungslehm bedeckten Eocängebiet, aus welchem sie nur suspendirte lehmige Trübung in so reichlicher Masse mitbringen, dass diese Flüsse fast stets ein schlammiges Wasser führen. Nur nach abnorm lange andauerndem heiteren Wetter soll sich das Wasser des Wislok einigermaßen klären. Die Quellen dieses Flusses sind freilich auch im Grenzgebirge gelegen, allein dasselbe ist daselbst nach den Aufnahmen von Paul aus weichen Oligocänschichten zusammengesetzt, die die Geschiebebildung jedenfalls viel weniger begünstigen, als das Sáros-Gorlicer Sandsteingebirge. Was der Wislok an Geschieben aus dem Grenzgebirge entnimmt, kann er während seines langen, oft rein longitudinalen Verlaufes jedenfalls viel früher niederlegen, als die kürzere, aber mit ebenso reicher oder eher reichlicherer Wasserführung versehene Wisloka, deren Lauf mehr quer gerichtet ist. Diese Verhältnisse waren natürlich zu jungdiluvialer oder wenn man will altalluvialer Zeit dieselben wie heute und bedingten die Verschiedenheit in der Zusammensetzung der fluviatilen Bildungen der genannten Flüsse.

Bei Siedliska, Czudec O, tritt der Wislok aus dem Gebirge in die Ebene ein und ist zu beiden Seiten mit Terrassen versehen, die zu unterst aus Schotter bestehen, welcher von mächtigen Lössabsätzen bedeckt wird. Die Beschaffenheit dieses Löss ist eine so typische, dass man, wie schon bemerkt, nicht anstehen kann, diese Bezeichnung zu verwenden. Diese Terrassen bilden in ihrer weiteren Ausdehnung den vorhin genannten Lössgürtel, der den Nordfuss der Karpathen bekleidet. Der Vergleich der Löss-Terrassen mit den jüngeren, den Thalboden selbst bildenden Terrassen ist nicht uninteressant. Diese bestehen nämlich bei der Wisloka zu unterst aus feinem, selten in Schotter übergehendem Sand; darüber folgt eine Lage bläulichen sandigen Thones mit vielen Glimmerblättchen, und zu oberst befindet sich eine gelbe Lehmlage, die dem Löss ebenfalls nicht wenig ähnlich sieht und nirgends trotz ihrer evident fluviatilen Entstehung Spuren einer Schichtung zeigt. Wenn man beobachtet, wie die Terrassen z. B. der Wisloka stellenweise ausschliesslich aus Schotter und Sand, anderwärts aber aus Schotter, Sand und Löss bestehen, und wie alle möglichen Modificationen der Zusammensetzung neben einander vorkommen, wenn man ferner der Wechselbeziehung Aufmerksamkeit schenkt, welche zwischen der geologischen Beschaffenheit der Quellgebiete der Flüsse Wislok und Wisloka, ihrer Sedimentführung und der Zusammensetzung ihrer Alluvionen besteht, wenn man bemerkt, wie genau die Beschaffenheit der

illuvialen Terrassen dieser Beziehung entspricht, so muss man gestehen, dass man jedenfalls geneigter wird, an die fluviatile Entstehung wenigstens eines Theiles des galizischen Löss zu denken, als wenn man sich nur an die Lössdecke des podolischen Plateaus hält. Es kann nicht meine Aufgabe sein, in dieser vornehmlich dem karpathischen Grundgebirge gewidmeten Arbeit die Discussion der Lössfrage zu erneuern, da ich nicht in die Lage gekommen bin, so eingehende und ausgedehnte Beobachtungen anzustellen, als sie für eine erfolgreiche Behandlung dieser Frage nothwendig wären, allein ich glaube trotzdem das wenige, was ich beobachten konnte, mittheilen zu solln.

Schliesslich möchte ich noch erwähnen, dass im Jasloer Gymnasialmuseum Zähne von *Elephas primigenius* von Brzyski an der Wisloka bei Kolaczyce aufbewahrt werden. Sie stammen wahrscheinlich aus der älteren Wisloka-Terrasse.¹⁾

Alluvium.

Das über die Flussanschwemmungen zu Sagende¹⁾ wurde schon im Vorhergehenden mitgetheilt. Ausgedehntere alluviale Bildungen waren ausser diesen im Aufnahmegebiete nicht wahrzunehmen. Nur bei Zarnowa, Strzyzów ONO, und bei Grudua dolna und Globikowa finden sich mehrere kleine Kalktuffpartien vor, von so geringer, räumlich beschränkter Ausdehnung, dass man sie ganz übergehen würde, wenn ihr Vorkommen in einem so kalkarmen Gebirge, wie die Karpathen nicht an sich einiges Interesse hätte²⁾.

Ausser der bereits erwähnten Salzquelle von Zarnowa sollen sich in Podzamcze bei Jasło und in Zamokleski bei Zmigród Schwefelquellen befinden, über welche ich aber nichts Näheres in Erfahrung bringen konnte. Die Quelle von Zamokleski wird bereits von Pusch (geognost. Besch. v. Polen II., pag. 118) erwähnt. Nach Kelb³⁾ befindet sich auch zu „Solonka“, südlich von Tyczyn eine Soolquelle. Die Bezeichnung „Solonka“ ist in den Aufnahmekarten nicht enthalten. Während meines Aufenthaltes im Aufnahmegebiete habe ich über diese Soole nichts erfahren, was ich besonders desshalb bedauere, weil diese Soole nach der geographischen Lage von Tyczyn möglicherweise aus Salzthon hervorquellen könnte. Das letzte ist um so wahrscheinlicher, als nach v. Alth⁴⁾ in der Gegend von Borek bei Tyczyn Gyps vorkommen soll.

¹⁾ Vgl. Verhandl. d. geol. R.-A. 1857, pag. 764 und 815, ebendasselbst 1869, Verhandl. pag. 53.

²⁾ Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 228; Studien, pag. 102.

³⁾ Dieses Jahrbuch 1876, XXVI. Bd., pag. 191.

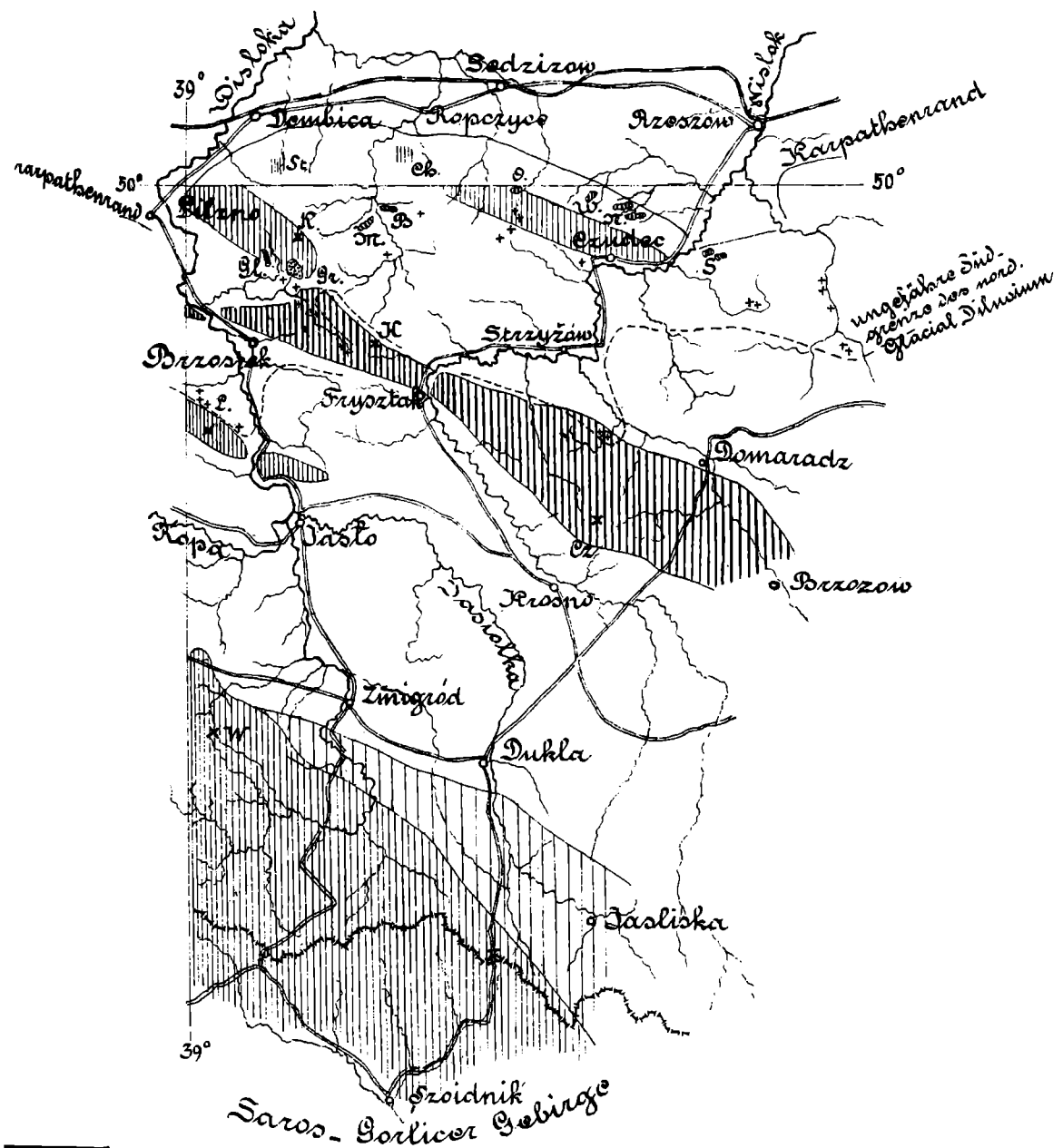
⁴⁾ Dieses Jahrbuch 1858, pag. 145.




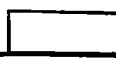
Inhalts-Verzeichniss.

	Seite	
Einleitung	493	[1]
Topographische Bemerkungen	444	[2]
Vorhandene Literatur	446	[4]
Kreideformation:		
Ropiankaschichten	447	[5]
Liwozcschiefer	456	[14]
Grobhankige Sandsteine der mittleren (und oberen?) Kreide	461	[19]
Alttertiäre Bildungen:		
Eocän	465	[28]
Oligocän, Menilitschiefer	469	[27]
Magurasandstein und Bonarówkaschichten	472	[30]
Miocänbildungen des Nordgürtels:		
Gyps	475	[39]
Tegel und Glanzkohle von Gródna dolna	476	[34]
Lithothamnienkalk	481	[39]
Bryozoenkalk	482	[40]
Geologische Detailbeschreibung:		
Der Nordgürtel	84	[42]
Umgebung von Czudec	484	[42]
Umgebung von Gródna	488	[46]
Lagerungsverhältnisse des Kohlenflötzes von Gródna	493	[51]
Tithonblöcke in der nördlichen Kreidezone	500	[58]
Der Helm-Czarnorzeki-Zug	502	[60]
Krosno Czarnorzeki-Krasna	508	[61]
Blizne-Golcowa	509	[67]
Domaradz-Jasienica	509	[67]
Grenze der Bonarówkaschichten gegen das Eocän	512	[70]
Rückblick	514	[72]
Der Helmzug zwischen den Flüssen Wislok und Wisloka	515	[73]
Verlauf der Bergkämme	518	[76]
Rückblick auf das Helm-Czarnorzekigebirge	519	[77]
Der Liwozczug	520	[78]
Das ungarisch-galizische Grenzgebirge vom Duklapass bis zum Beskid bei Radocyna	526	[84]
Das sog. Sáros-Gorlicer Gebirge	530	[88]
Zmigród-Katy-Myscowa	530	[88]
Folusz-Bartne-Wolowiec-Czarne-Radocyna-Polyanka	532	[90]
Orographische Gliederung des untersuchten Theiles des Sáros-Gorlicer Gebirges	535	[93]
Die Gegend zwischen Mszanna, Myscowa, Ropianka, Tylawa, Barwinek und dem Duklapass	536	[94]
Zmigród-Dukla-Tylawa	540	[98]
Rückblick	543	[101]
Paul's Ausscheidungen im Sároser Comitat	544	[102]
Vergleich mit den mittel- und ostgalizischen Karpathen	546	[104]
Die Diluvialbildungen	548	[106]
Berglehm	549	[107]
Mischschotter aus nordischen und karpathischen Geschieben, erratische Blöcke	552	[110]
Löss	556	[114]
Terrassendiluvium	556	[114]
Alluvium	560	[118]

Erklärung zu Tafel IV.

- W* = Wątkowa Magura 847 Meter. (Ein schiefes Kreuz bezeichnet die Lage der Bergspitzen.)
H = Helm. 532 Meter.
Cz = Czarnorzeki. 592 Meter.
L = Liwocz. 561 Meter.
K = Kamieniec. 460 Meter.
S = Siedliska (Lithothamnienkalk und Gyps).
N = Niechóbrz (Lithothamnienkalk).
W = Wola Zgłobienska (Lithothamnienkalk).
O = 'Olympów (Lithothamnienkalk).
B = Broniszów (Gyps).
M = Mała (Gyps).
Gr = Gródna dolna (Badner Tegel).
Gl = Głobikowa (Bryozoenkalk).
Ch = Chechły (Ropiankaschichten).
St = Stasiówka (Ropiankaschichten).
+ = Vorkommnisse von erratischem Diluvium.
-



-  vorwiegend cretacisch
-  cretacisch, eocaen und oligocaen
-  oligocaen
-  vorwiegend eocaen

im Maasstabe von
1: 576.000.