

Über die Tektonik der Karpathen

von

V. Uhlig,
w. M. k. Akad.

(Vorgelegt in der Sitzung am 14. März 1907.)

(Mit 1 Textfigur, 1 Tafel und 1 Karte.)

I. Einleitung.

An die österreichischen Geologen tritt immer dringender die Notwendigkeit heran, zu der Frage des Deckenbaues der Alpen und Karpathen Stellung zu nehmen.

Bisher wurden hauptsächlich ablehnende Stimmen vernommen, die sich gegen die Übertragung der im Westen entstandenen Anschauungen auf den Osten aussprachen. Der Grund hievon ist in den geologischen Verhältnissen unserer Gebirge gegeben: stieß hier schon die Lehre vom einseitigen Schube, die aus genialer Erfassung der Bedeutung einzelner Tatsachen entsprungen war, auf gewisse Schwierigkeiten, die durch spätere Detailstudien nicht gänzlich beseitigt werden konnten, so erschienen die Hinweise auf den Deckenbau noch weniger zwingend und die anscheinend entgegenstehenden Tatsachen noch zahlreicher. Jener so eindrucksvolle Kontrast der helvetischen und »exotischen« Facies, der in der Schweiz so viel zu denken gab und zu einem der Hauptausgangspunkte der Überfaltungslehre wurde, ist den Ostalpen im wesentlichen versagt oder, besser gesagt, er ist hier verborgen. Nirgends kann ein Sockelgebirge erkannt werden, das den wunderbaren Deckenbau der ersten alpinen Zone der Schweiz aufzeigt und von Überschiebungszeugen einer zweiten Facies in ähnlicher Weise gekrönt ist wie die helvetischen Stirnfalten von den exotischen Schollen von Unterwalden. Dagegen zeigen große Teile der

östlichen Zentralalpen unverkennbar die Merkmale eines alten Horstes oder eines autochthonen Gebirges und Anzeichen einer vorcenomanen oder vorsenonen und eocänen Faltung treten in den Ostalpen und noch mehr in den Karpathen in ihrer vollen Bedeutung klar hervor. Mußte man sich da nicht dagegen sträuben, die Ostalpen in ihrer Gesamtheit in das System des Deckenbaues und der Überfaltung einbeziehen zu lassen und den Faltungsprozeß in allen Teilen des Gebirges ausschließlich in die jüngere, ja jüngste Tertiärzeit zu verlegen?

Wenn man nicht leichten Herzens über diese Schwierigkeiten hinweggeht, sondern auf ihrer Bedeutung besteht, wie dies von K. Diener¹ und kürzlich von G. Geyer² und F. Kossmat³ geschah, so kann das für die weitere Entwicklung unserer Wissenschaft gewiß nur nützlich sein. Eine andere Frage ist es freilich, ob es die Erkenntnis des wahren Sachverhaltes fördert, ausschließlich das Gewicht der ungünstig erscheinenden Tatsachen in die Wagschale zu werfen, ohne auch den positiven Anhaltspunkten Beachtung zu schenken. Werden doch Fortschritte immer nur auf dem Boden positiver Tatsachen erzielt! Diese zu prüfen erscheint daher als unsere erste und wichtigste Aufgabe, wenn wir uns nicht mit der Verantwortung belasten wollen, einer großen Bewegung gegenüber teilnahmslos geblieben zu sein und vielleicht gar den Fortschritt in der Erkenntnis des geologischen Baues unserer Gebirge gehemmt zu haben. Handelt es sich doch nicht um eine jener mehr untergeordneten Fragen, an die man ohne wesentlichen Schaden früher oder auch später herantreten kann. Auch nicht um eine theoretische Anschauung oder eine vergängliche Mode, sondern um positive, beobachtbare Tatsachen der geologischen Lagerung, aus denen, wenn sie richtig sind, sich weittragende Konsequenzen ergeben und welche unseren Blick für Verhältnisse schärfen können, die, weil versteckt und unscheinbar, unserer Beachtung bisher vielleicht entgangen sind.

Die Diskussion der westalpinen Verhältnisse ist heute schon so weit vorgeschritten, daß die starken wie auch die schwachen

¹ Zentralblatt für Min., Geol. u. Pal. Stuttgart, 1904, p. 179.

² Verhandl. geolog. Reichsanstalt, 1907, p. 55.

³ Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1906, p. 272.

Seiten der neuen Auffassung des Alpenbaues klar hervortreten. Einen Hauptpfeiler der Deckenlehre bildet fraglos die große Glarner Überschiebung, A. Heim's vielbesprochene ehemalige Doppelfalte. Gegen die Einheitlichkeit dieser großen Überschiebung gibt es heute schlechterdings keine Einwendung mehr. Daß es unmöglich ist, hier Nord- und Südflügel zu unterscheiden und den einheitlichen Bewegungszug des Eocäns zu verkennen, muß jeder einräumen, der die überwältigende Großartigkeit der herrlichen Aufschlüsse des Glarner Gebietes auf sich einwirken ließ. Die Grundzüge des tektonischen Baues stehen daher jetzt schon im Sinne der einheitlichen, nach Norden gewälzten Überschiebungsdecke unverrückbar fest.

Im Detail ist allerdings noch viel zu regeln, namentlich die so verwickelten Teilungen der Stirnregion erfordern noch eine nähere Aufklärung. Eine Reihe von Forschern unter A. Heim's meisterhafter Führung ist hier am Werke und es zeigt sich, daß jede neue Untersuchung eine Lücke ausfüllt, eine Schwierigkeit beseitigt.

A. Heim selbst legte erst kürzlich dar, welche Täuschung bei dem vermeintlichen Gewölbeschlusse am Klausenpasse vorlag und A. Heim jun.¹ und E. Blumer² sind im Begriffe, nicht nur die Teilungen der Stirnregion, sondern auch das Verhältnis zur Molasse aufzuhellen. Für die Auffassung der Tektonik der Ostalpen ist namentlich die Frage von Bedeutung, ob Säntis und Churfürsten wirklich schwimmende Massen bilden oder ob sie nicht etwa doch aus dem autochthonen Untergrunde hervortreten.

Wer nun die namentlich von den beiden Heim vorgebrachten Gründe für die Wurzellosigkeit des Säntis als nicht genug beweiskräftig ansieht, müßte unglaubliche stratigraphische Verhältnisse und eine Tektonik annehmen, deren Schwierigkeiten und Unwahrscheinlichkeiten die Annahmen der einheitlichen Überschiebung und Stirnteilung weit übertreffen.

¹ Brandung d. Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich, 1906, 51. Jahrg., p. 441.

² Zur Kenntnis d. helvet. Appenninorandes. Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich, 1906, 51. Jahrg., p. 473.

Die Eindrücke, welche das Glarner Gebiet zurückläßt, erfahren im Urner Gebiete und in der Region zwischen dem Finsteraarhornmassiv und den Aiguilles rouges eine beträchtliche Verstärkung. Zum Greifen klar entfalten sich am Urner See die helvetischen Stirnfalten. Jene so angefochtenen Teilungen, jenes so unwahrscheinliche Einbohren der Stirn nach unten sowie das Zurückbleiben des geologisch älteren, jurassischen Kernes, alle diese Erscheinungen sind durch die klaren Aufschlüsse an beiden Ufern des Urner Sees glaubwürdig gemacht. Die nach unten fehlenden Ergänzungen der Faltungslinien sind bei der südlichen Decke der Axenstraße so gering und durch die oberhalb des Seespiegels gelegenen Aufschlüsse mit so zwingender Bestimmtheit vorgeschrieben, daß es unmöglich ist, das Herabtauchen der Decke, die umgekehrte Eocänmulde an der Axenstraße und die dadurch bedingte Teilung der Decke zu verkennen. Wo die besondere Art der Ergänzung zweifelhaft sein kann, wie bei der Righochfluhkette, geben die spezielleren Faciesverhältnisse wichtige Fingerzeige. Nicht minder überzeugend ist das von M. Lugeon meisterhaft untersuchte Gebiet zwischen dem Finsteraarhornmassiv und den Aiguilles rouges. In riesigen Staffeln sinken hier die helvetischen Bildungen von der Höhe nach Norden herab und die Beweiskraft dieses Gebietes für die Deckenstruktur ist um so größer, als hier die Möglichkeit gegeben ist, die Verbindung der Stirn mit der Wurzelregion unmittelbar festzustellen.

In der Zone der Voralpen sind namentlich zwei wichtige Tatsachen festgestellt: es ist bisher nicht gelungen, für die Chablais-Breccie eine andere Herkunft als durch Überschiebung zu erkennen, und es ist unmöglich, die Wurzellosigkeit der kleineren Klippen in der Gegend des Vierwaldstätter Sees zu verkennen.

Bei den großen Massen der Freiburger Alpen und des Chablais kann die Wurzellosigkeit allerdings nicht unmittelbar ersehen, sondern nur auf dem Umwege weitgehender Ergänzungen des sichtbaren Bildes und verwickelter Annahmen erschlossen werden. Noch sind die Schwierigkeiten nicht beseitigt, die sich aus dem Vorkommen von Geschieben der exotischen Facies in Flyschgesteinen der angenommenen über-

schobenen Unterlage ergeben, noch harren die bedenklichen Rätsel der Zone der Pässe, auf die namentlich Ch. Sarasin und L. Collet die Aufmerksamkeit gelenkt haben, ihrer befriedigenden Lösung.

Daß indessen die Wurzellosigkeit der großen, tief eingesunkenen Massen schwerer nachweisbar sein muß als die der kleinen, auf hohem Sockel ruhenden, ist wohl verständlich. Auch daß es neuerdings gelungen ist, in den kleineren Klippen Spuren der hier früher nicht bekannten Brecciendecke aufzufinden, flößt doch auch Vertrauen zu der Annahme der Wurzellosigkeit der exotischen Facies ein. Endlich erweist auch jede neuere Untersuchung immer deutlicher die Einheitlichkeit der Bewegungsrichtung der Massen in den Westalpen und bestärkt damit auch die Vorstellung von der südlichen Herkunft der »Klippen«.

Mit vollem Recht bezeichnet es Steinmann¹ als Prüfstein einer neuen Auffassung, wenn es dieser gelingt, bisher unverstandene und isolierte Tatsachen zusammenzufassen und unserem Verständnis näher zu bringen, sie zu »erklären«. Dies ist nun der neuen Auffassung der Alpen als gigantisches Deckenpaket in gewissem Grade sicherlich gelungen. Man denke nur an die bisher völlig unverstandene Rheingrenze mit ihrer unerschöpflichen Fülle verwickelter Details, mit der uns namentlich die Schüler Steinmann's bekanntgemacht haben, an die so befriedigende Klärung der alpinen Stratigraphie sowie des Verhältnisses des Jura zu den Westalpen, des Überganges der außeralpinen Bildungen in die helvetischen im Westen und die schroffe Grenze zwischen alpin und außeralpin im Osten, an die von E. Suess² aufgehellten Verhältnisse des »Engadiner Fensters« und vieles andere.

Dazu kommt, daß große Tiefenaufschlüsse, wie der Simplondurchstich, trotz der Einwendungen Stella's der neuen Auffassung günstig sind und daß fast jede neue Detailarbeit neue Bestätigungen liefert. Daß auch die sorgfältigen und vor-

¹ Geolog. Beobachtungen in den Alpen II. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. XVI, Sept. 1905, p. 29.

² Inntal bei Nauders, Sitzungsber. k. Akademie, math.-nat. Kl., 114. Bd., Okt. 1905, p. 699.

sichtigen Forschungen W. Kilian's und E. Haug's in Ubaye und Briançonnais ein hiemit übereinstimmendes Ergebnis lieferten, wird man ebenfalls nicht übersehen können.

Die Erkenntnisse, die wir hier flüchtig berührten, haben sich, von der Einheitlichkeit der ehemaligen Doppelfalte ausgehend, bekanntlich schrittweise entwickelt; man kann auch nicht behaupten, daß sie überstürzt und ohne reifliche Erwägung Annahme gefunden hätten, kennt doch jedermann die Versuche Steinmann's, Lugeon's und Haug's, die Verhältnisse der Préalpes ohne einheitliche Südüberfaltung zu erklären. Eingehende Diskussion hat aber die Unhaltbarkeit dieser Versuche erwiesen, die von ihren eigenen Urhebern früher oder später verlassen wurden.

Gar manches ist freilich auch jetzt noch völlig rätselhaft, vor allem die Wurzelfrage, deren befriedigende Lösung noch gar nicht abzusehen ist. Es ist daher begreiflich, wenn manche Forscher eine zuwartende, wenn nicht ablehnende Stellung gegenüber der Deckenlehre einnehmen. Auf der anderen Seite darf aber auch nicht vergessen werden, daß auch alle anderen Anschauungen, die Rothpletz'sche inbegriffen, ungelöste Schwierigkeiten umfassen. Ohne die enthusiastischen Vorstellungen P. Termier's über die völlige Entschleierung der Alpen zu teilen, wird man nicht umhin können zuzugeben, daß, seitdem H. Schardt zum ersten Male ein Profil der Freiburger Alpen ohne Wurzel veröffentlicht hat, vieles erkannt und manches bisher Unverbundene passend verknüpft wurde. Es hieße die Anforderungen überspannen, wollte man sich mit einer neuen Auffassung erst befreunden, bis sie in allen Stücken einwandfrei dasteht. Auch die Deckenlehre wird wohl noch manchen Wandel durchmachen; das schließt aber nicht aus, daß sie in wesentlichen Gesichtspunkten richtig und ein ersprießliches Hilfsmittel der Forschung sein kann. Die Deckenlehre hat eine gewisse heuristische Kraft bei der Erforschung der Kettengebirge bereits erwiesen. Sie wird daher auch bei der ferneren Erforschung der Ostalpen und infolgedessen auch der Karpathen eine Rolle spielen, welche dauernde Bedeutung auch immer man den bisherigen Versuchen in dieser Richtung zuschreiben mag.

Unzweifelhaft können diese Versuche zu einem befriedigenden Resultate nur führen, wenn sie auf dem breiten und sicheren Boden eines reichen Tatsachenmaterials ausgeführt werden. Gerade einige der grundlegendsten Fragen der ostalpinen Tektonik, wie die nach dem Verlaufe der Wurzelzone, der Bedeutung der Kainachregion der steirischen Zentralzone, der Bedeutung der älteren Faltungsphasen, des Verhältnisses der Flysch- zur Gosauzone können ohne umfassende Studien in der Natur nicht gelöst werden.

Der ostalpinen Geologie erscheint somit der weitere Weg klar vorgeschrieben: Existiert in der Zentral- und der nördlichen Kalkzone der Ostalpen Deckenbau mit nach Norden gerichteter Massenbewegung, so muß er sich auch hier verraten, so ungünstig auch in den Ostalpen die geologischen Verhältnisse im Vergleiche zu den Westalpen für die Erkennung des Deckenbaues liegen mögen. Es ist nicht notwendig, alle Fragen des Deckenbaues heute schon zu beantworten, unerläßlich aber ist es, diese Fragen auf dem Boden der Ostalpen und Karpathen zu verfolgen und neues Beobachtungsmaterial beizubringen.

Das Bedürfnis nach vollständigerem Beobachtungsmaterial herrscht vor allem in den Karpathen; viel mehr noch als in den Ostalpen bildet solches Material in den Karpathen die Vorbedingung einer ersprißlichen Synthese. Aber gerade hier hat sich die Diskussion der Deckentektonik zum Teil schon weit vorgewagt und aus diesem Grunde bin ich genötigt, in den folgenden, der Karpathentektonik gewidmeten Zeilen beträchtlich weiter zu gehen, als es bei der so großen Mangelhaftigkeit des Materials eigentlich ratsam wäre und ich bei Beginn dieser Arbeit beabsichtigte.

II. Die Sandsteinzone der West- und Zentralkarpathen.

Zerlegung der Sandsteinzone in das beskidische und subbeskidische Faciesgebiet.

Die allgemeine Überschiebung der Sandsteinzone an ihrem Außenrande und der Gegensatz zwischen dem sudetischen Vorlande und den karpathischen Falten bildeten bekanntlich die

Hauptausgangspunkte der Auffassungen von E. Suess. Diese geologischen Tatsachen erfordern zu ihrer Erklärung nicht unbedingt Fernüberschiebungen von gewaltigem Ausmaße, sondern können auch durch eine kleinere Überschiebung des ehemaligen sudetischen Randes, wie sie noch 1903 im »Bau und Bild der Karpathen« von mir angenommen wurde, befriedigt werden.

Die Bedeutung der Randüberschiebung erfährt aber eine nicht unbeträchtliche Verstärkung durch die Tatsache, daß die karpathische Sandsteinzone von Nord nach Süd in zwei Faciesgebiete zerfällt, die einander ziemlich unvermittelt gegenüberstehen. Den Verlauf der Grenzlinie habe ich in der zu »Bau und Bild der Karpathen« gehörigen tektonischen Karte der Karpathen darzustellen versucht. Im Laufe meiner Aufnahmetätigkeit in Westgalizien bin ich wiederholt auf diese Gliederung in zwei Faciesgebiete zurückgekommen;¹ später konnte ich sie in Mähren wieder erkennen, während mir für Ostgalizien nur geringe Anhaltspunkte vorlagen. Die Faciesdifferenz prägt sich am schärfsten im Bereiche des Alttertiärs aus: im nördlichen Gebiete herrschen blaugraue Schiefertone nach Art der Septarientone, Menilitschiefer und Hornsteine, sogenannte Kugelsandsteine, Krosnoschichten (in Mähren: Steinitzer Sandstein, Niemtschitzer Schichten), Ciężkowicer Sandsteine (Wama-, Kliwa-, Tisești-, Grudeker Sandsteine) und rote Tone, im südlichen Magurasandsteine, Belovezsaschichten und bunte Tone.

Das nördliche Gebiet ist in Galizien reich an Erdöl, das südliche arm daran, dieses führt wenig Menilitschiefer und wenig und kleine exotische Blöcke, jenes ist reich an Menilitschiefer und führt sehr zahlreiche und große exotische Blöcke. In der Oberkreide ist der Unterschied viel weniger markant, immerhin sind auch hier gewisse Differenzen vorhanden, da die nördliche Facies der Baschker und Friedeker Schichten, der Schichten von Węgiełka und Prałkowce sich durch größeren

¹ Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1883, p. 445. — Verhandl. geolog. Reichsanstalt, 1883, p. 216. — Verhandl., 1884, p. 85 bis 88. — Bau und Bild der Karpathen, p. 819. — Siehe auch Tietze, Geogr. Beschr. Krakau, Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1888, p. 11.

Kalkreichtum von den Istebna- und Ropiankaschichten der südlichen Region unterscheidet.

An das Auftreten der südlichen Serie ist eine, bisweilen recht deutlich ausgesprochene orographische Stufe geknüpft, die ich vor Jahren zur Gliederung der Sandsteinzone in das voroder subkarpathische Hügelland und das karpathische Bergland benützte. Die Schichtenfolgen selbst besonders zu bezeichnen, dazu fehlte früher ein genügender Anlaß. Heute dagegen erscheint es passend, auch die Gesteinsfolgen mit zusammenfassenden Namen zu versehen und ich werde daher die südliche Serie (Ropiankaschichten, bunte Tone, Belovezaschichten, Magurasandsteine) als beskidisch, die nördliche (Ciężkowicer Sandsteine, rote Tone, Menilitschiefer, Krosnoschichten, Steinitzer Sandstein, Baschker Schichten, Schichten von Prałkowce und Węgierka) als subbeskidisch¹ bezeichnen.

Längs der ganzen Kontaktlinie dieser beiden Serien fällt überall die subbeskidische Serie unter die beskidische ein. Der Übergang aus einem Gebiete in das andere erfolgt bald unvermittelt, bald stellt sich eine Übergangsregion ein, in der Gesteine beider Serien nebeneinander vorkommen. Seitliche Übergänge scheinen aber mit diesem Nebeneinandervorkommen nicht verbunden zu sein.

Bei der außerordentlichen Fossilarmut der Sandsteinzone läßt sich auf dem paläontologischen Wege nicht feststellen, ob das beskidische Alttertiär genau denselben stratigraphischen Umfang besitzt, wie das subbeskidische. Es ist aber höchstwahrscheinlich, daß diese beiden Serien mindestens teilweise altersgleich sind. Wäre das nicht der Fall, so müßte das ganze

¹ Der Magurasandstein bildet das Hauptgestein sowohl der Ost- wie der Westbeskiden, daher erscheint der Name beskidisch für die südliche Serie ganz passend. Die Bezeichnung subbeskidisch für die nördliche Serie entspricht nicht nur dem orographischen Verhältnisse, sondern vermutlich auch der geologischen Lagerung. Wer übrigens an Stelle dieser Bezeichnungen Namen vorzieht, die auf den Schichtenbestand hindeuten, könnte die Schlagworte: Magurasandsteinserie und Menilitschieferserie verwenden. Zwar kommen Menilitschiefer auch in der Maguraserie vor, allein nur vereinzelt oder in geringer Mächtigkeit und meistens nicht so typisch ausgebildet wie in der subbeskidischen Region.

subbeskidische Alttertiär geologisch älter sein, als das beskidische und das ist bei dem Umstande, daß gerade im subbeskidischen Alttertiär das Oligocän stark hervortritt, kaum möglich.¹

Somit haben wir mit dem Umstande zu rechnen, daß in der karpathischen Sandsteinzone zwei wesentlich altersgleiche, faciell aber etwas verschiedene Schichtenfolgen einander überlagern. Das kann aber wohl nur durch eine Überschiebung erklärt werden, welcher bisher allerdings nur eine vorwiegend lokale Bedeutung im Sinne der die Sandsteinzone beherrschenden Schuppenstruktur zugeschrieben wurde. Wenn wir uns aber vergegenwärtigen, daß diese Überschiebung der beskidischen auf die subbeskidische Schichtenfolge längs der ganzen Sandsteinzone vor sich geht, wenn wir ferner bedenken, daß später zu besprechende Tiefbohrungen am Rande des mährisch-schlesischen Kohlenbeckens ebenfalls für eine Fernüberschiebung sprechen, so können wir die Möglichkeit, daß es sich hier um eine große Deckenüberschiebung handeln könnte, nicht in Abrede stellen und wollen daher versuchen, die geologischen Verhältnisse unter der Annahme, daß die beskidischen Gesteine als Decke die subbeskidischen überlagern, in Betracht zu ziehen.

Die Zusammensetzung der beskidischen und subbeskidischen Decke.

Das beskidische Alttertiär liegt in Schlesien mit südlichem Schichtfallen auf den senonen Itebner Schichten; diese ruhen auf den Godulasandsteinen und diese auf der schlesischen Unterkreide; unter die Unterkreide aber fallen, wie zuerst Hohenegger dargetan hat, jene Alttertiärbildungen ein, die wir hier als subbeskidisch bezeichnen. Aus diesen Lagerungsverhältnissen geht hervor, daß die schlesische Unterkreide zur beskidischen Decke einzubeziehen ist und mit der Unterkreide auch das damit eng verbundene Stramberger Tithon.

¹ Bau und Bild der Karpathen, p. 835.

Ältere Gesteine als Tithon hat die beskidische Decke bisher nur in Mähren und auch da nur in Blöcken und Klippen geliefert, aus denen man aber mindestens die Juraformation mit ziemlicher Vollständigkeit gleichsam rekonstruieren kann. Wir haben da zu verzeichnen: Grestener Schichten mit mittelliasischen Versteinerungen (Freistadt), gelbliche Mergelschiefer mit *Posidonomya alpina* und Perisphincten des braunen Jura (Marsgebirge),¹ gelbliche Kalke mit gelblichgrauen Spongitenhornsteinen, rote Knollenkalke mit zahlreichen Cardioceren (besonders *C. cordatum*) und einer reichen Ammonitenfauna des Oxford (Cetechowitz), graue Oxfordkalke mit *Aspidoceras* (Koritschan) und Perisphincten (Freistadt), endlich Inwalder, Stramberger und Kurowitzer Kalke (Unter- und Obertithon). Triadische Spuren sind bisher nicht nachgewiesen, wohl aber Quarzite und andere anscheinend alte Felsarten, ferner verschiedene Granite und kristalline Schiefer. Diese Granite und kristallinen Gesteine erscheinen zuerst in den Ellgothter Schichten (oberes Aptien), dann in den Istebner Schichten und endlich im Magurasandstein. Diese letztere Bildung ist aber nur in Mähren blockreich, in Galizien scheinen namentlich größere Blöcke im beskidischen Magurasandstein zu fehlen.

Was die Zusammensetzung der subbeskidischen Decke betrifft, so wissen wir, daß die Unterkreide in schlesischer Ausbildung auch im subbeskidischen Gebiete in mehreren längeren und kürzeren Zügen, zum Teil auch an der Basis der Decke auftritt und daß hier auch Stramberger Kalk in kleineren Klippen und zahllosen Blöcken und Geschieben vorkommt. Wir müssen daher Unterkreide und Tithon auch der subbeskidischen Decke zuordnen. Die älteren Juragesteine dagegen sind in karpathischer Facies in dieser Decke noch nicht sicher erwiesen, wohl aber zahlreiche und große Blöcke von älteren Felsarten, von denen man einzelne mit ziemlicher Sicherheit als sudetisch ansprechen kann, wie z. B. die Kohlenkalkblöcke mit *Productus*,² die Carbonsandsteinblöcke mit Kohlen-

¹ Oppenheimer, Verhandl. geolog. Reichsanstalt, 1906, p. 135.

² Niedźwiedzki, Beitr. z. Kenntnis d. Salzform. v. Wieliczka und Bochnia. Lemberg, p. 40. — Uhlig, Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1888, p. 238.

pflanzen und Kohlenflözteilen,¹ wohl auch Oberdevon mit *Spirifer Verneuili*² und Jurakalk mit *Perisphinctes*³ und die kürzlich von Wójcik entdeckten Jura-, Trias- und Carbongesteine von Przemyśl, auf die wir noch zurückkommen werden.

Wie die schlesische Unterkreide ausschließlich den beskidischen Decken vorbehalten ist und sich in keinem anderen Teile der Karpathen wiederholt, so zeigen, wenn auch in geringerem Grade, auch die jurassischen Bildungen dieser Decken eine bemerkenswerte Selbständigkeit und Beschränkung auf diese Decken.

Stramberger und Inwalder Kalke fehlen in typischer Ausbildung sowohl in der südlichen Klippenzone wie auch in den Kerngebirgen,⁴ desgleichen die Cordatenfauna von Cetechowitz, die gelblichen Kalke mit Spongienhornsteinen und die gelblichen Mergelschiefer mit *Posidonomya alpina*. Letztere haben nur wenig Ähnlichkeit mit den Posidonienschiefern der Hornsteinkalkfacies der Klippenzone, etwas mehr vielleicht mit den Doggerschichten der Ostkarpathen. Grestenerschichten kommen zwar auch in der Klippenzone und in den Kerngebirgen vor, weichen aber hier in petrographischer Beziehung etwas ab und scheinen nicht dem Mittel-, sondern dem Unterlias anzugehören, soweit man nach dem jetzt vorliegenden Material urteilen kann. Jedenfalls sind also auch die jurassischen Gesteine der beskidischen und der subbeskidischen Decke durch eine gewisse Eigenart ausgezeichnet und können weder auf die pieninischen noch auf irgend eine andere Decke der Karpathen bezogen werden.

¹ Vergl. die Angaben von Hohenegger und Hohenegger und Fallaux, ferner E. Tietze, Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1891, p. 24 bis 33.

² Hohenegger, Geogr. Karte d. Nordkarpathen, p. 35.

³ Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1888.

⁴ Die subtratische Zone des Zjargebirges enthält fossilfreie weiße und gelbliche Kalke, die nach ihrer Lagerung als tithonisch aufgefaßt werden können und eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Stramberger Kalk aufweisen, allein es wäre eine Verkennung des Wesens faciemer Unterschiede, wollte man diese Kalke als Stramberger Kalke bezeichnen. In der südlichen Klippenzone stellte Neumayr in einer Klippe in Palocsa (Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1871, p. 516, 517) eine Stramberger Fauna fest; das Gestein und die Gesamtfacies entsprechen aber nicht dem Stramberger Kalk.

Die Tektonik der beskidischen Decke.

Die Lokaltekonik der beskidischen Decke besteht bekanntlich in einem ausgesprochenen Schuppenbau mit südlich geneigten Schuppen. Nur im südlichsten Teile der beskidischen Decke, der vorherrschend aus mächtigem Magurasandstein zusammengesetzt ist, scheint normale Faltung zu herrschen. Die Wechselflächen, welche die einzelnen Schuppen voneinander trennen, scheinen vorwiegend eine ziemlich steile Lage zu haben, sind aber leider in der Natur bei der geringen Tiefe und Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse der Sandsteinzone nur äußerst selten unmittelbar zu sehen.¹

Ebenso ist auch die große Deckenschubfläche bisher kaum irgendwo deutlich direkt beobachtet worden. Da sie eine flachere Lage haben muß als die kleineren Wechsel, so dürften sich diese zu jener ungefähr ähnlich verhalten wie die minor- und major-thrusts zu den maximum-thrusts der großen westschottischen Überschiebung (siehe Tafel I, Fig. 1 und 2).

Irgend etwas, was man als Stirnwölbung deuten könnte, ist am Vorderrande der beskidischen Decke nicht beobachtet. Die plastische und zugleich brüchige Beschaffenheit des Flyschmaterials macht es von vornherein nicht wahrscheinlich, daß deutliche Stirnwölbungen sich beim Vorschub behaupten konnten; überdies ist der Vorderrand ein Denudationsrand und so ist über die Beschaffenheit der ehemaligen Stirnregion kein unmittelbarer Aufschluß möglich.

Im Bereiche der beskidischen Decke kommen nur selten die obercretacischen Schichten zu Tage, wie z. B. im Saros-Gorlicher Gebirge. Die untercretacischen und jurassischen Felsarten dagegen sind ausschließlich auf den Außenrand, die Grenze zwischen beskidisch und subbeskidisch beschränkt (vergl. die tektonische Karte). In dieser Lage

¹) Sehr scharf und bestimmt waren die Wechselflächen in den ehemaligen schlesischen Toneisensteingruben aufgeschlossen. So sind z. B. die Wechselflächen, die in meinem Durchschnitte von Ober-Ellgoth in Schlesien verzeichnet sind (Bau und Bild der Karpathen, p. 207), vom Schichtmeister Rakus und mir direkt beobachtet.

sind sie mit Unterbrechungen von Cetechowitz und Zdounek bei Kremsier in Mähren bis nach Rajbrot und Rzegocina in Galizien nachweisbar.

Der Jura erscheint nur in Form von großen Blöcken und tektonischen Klippen, die ringsum von Brüchen und Quetschflächen begrenzt und von konglomeratischem Marchsandstein bedeckt sind (vergl. die Lokalprofile in »Bau und Bild der Karpathen«, p. 198, 198, 208).

Im Sinne des Deckenbaues kann man sie nur als abgerissene und abgescherte Fragmente des zurückgebliebenen jurassischen Kernes der beskidischen Decke auffassen, die von den jüngeren Schichten an ihrer Basis da und dort mitgeschleppt wurden. Dabei konnte es wohl geschehen, daß sie gelegentlich ganz in den Marchsandsteinen aufgenommen (z. B. Cetechowitz), gelegentlich ein wenig in die subbeskidische Decke herabgedrückt wurden (z. B. in Kurowitz). Es ist wohl verständlich, daß nur wenige von diesen Jurafetzen bis in die Stirnregion gelangten.

Man kann sich wohl auch vorstellen, daß sie auf ihrem langen Wege die Unterkreidebildungen abstreiften und nun direkt an Marchsandstein grenzen, während in geringer Entfernung davon (z. B. in Zdounek bei Cetechowitz) echtes Mittelneokom an der Überschiebungsfläche hervorkommt. Da aber die umgrenzenden Sandsteine außerordentlich zahlreiche Blöcke von Jurakalk und kristallinen Gesteinen umschließen, deren Geschiebenatur nicht zweifelhaft sein kann, so muß man im Sinne meiner früheren Deutung auch tiefgehenden Denudationsvorgängen eine wichtige Rolle bei der Entstehung dieser Klippen zuschreiben. Die Bedeutung und Allgemeinheit dieser Denudationen geht übrigens nicht nur aus dem Geschiebereichtum des Marchsandsteins, sondern auch aus dem Vorkommen von Tithongeschieben im Grodischer Sandstein (Mittelneokom), von Tithon- und Granitgeschieben in den Ellgothor Schichten (oberes Aptien) und aus der Blockführung der Istebner Schichten (Senon) hervor.

Der Tithonkalk erscheint nur in Stramberg und in der Zone der längst abgebauten schlesischen Blockklippen, die vermutlich zum Teil nur kleine Miniaturriffe in den geologisch

gleichalterigen Unteren Teschener Schiefern gebildet haben, in enger Verbindung mit dem Neokom.¹ In Inwald ist das Tithon von Ellgothter Schichten an einer gut aufgeschlossenen scharfen Schubfläche überschoben und liegt selbst auf jüngeren, vermutlich alttertiären, subbeskidischen Tonen mit kristallinen Blöcken. In Roczynty treten blockführende, vermutlich der Oberkreide zugehörige Mergel als Umhüllung des von Brüchen begrenzten Tithonkalkes auf (siehe Bau und Bild der Karpaten, p. 208).

Wäre auch eine genauere Kenntnis der so spärlichen und leider meist sehr unvollständig aufgeschlossenen Juraklippen an der beskidischen Stirn erwünscht, so kann man doch sagen, daß die tatsächlichen Kenntnisse mit der Annahme der Überschiebung in Übereinstimmung zu bringen sind.

Auch das Neokom erscheint an der Überschiebungsfäche zum Teil in Form kleiner Klippen. Das ist der Fall in Zdounek in Mähren und besonders schön in Rzegocina, Kamionna und Rajbrot in Westgalizien.² Am Südrande der Neokomvorkommen von Rzegocina, die ich schon vor Jahren als eine Klippenzone angesprochen habe, erheben sich beskidische Magurasandsteine, den Nordrand nehmen subbeskidische Ciężkowicer Sandsteine ein, zwischen den Neokomklippen liegen bunte Tone, wohl subbeskidischer Herkunft, die mit dem Neokom parallel gelagert sind. Die Hauptmasse der Unterkreide bildet allerdings in Schlesien und in den benachbarten Teilen von Mähren und

¹ In Stramberg vollzieht sich der Übergang des Tithons in die Unteren Teschener Schiefer in eigentümlicher Weise; bald dringen förmliche Adern und Röhren von Unterem Teschener Schiefer in den weißen Kalk ein, bald löst sich dieser, ähnlich wie gewisse Südtiroler Dolomitriffe, in unregelmäßige, in den schwarzen Schiefer übergehende Fragmente auf. Vielleicht würden manche Beobachter auch hierin Druckwirkungen erblicken. Für die großen Fragen der Tektonik ist dies aber von untergeordneter Bedeutung. Jedenfalls bilden in Stramberg Tithon und Neokom Teile einer größeren geologischen Einheit und die klippenartige Erscheinung des Stramberger Kalkes ist hauptsächlich auf den Härteunterschied zwischen dem Kalk und dem weichen tonigen Unteren Teschener Schiefer und der Oberkreide zurückzuführen (vgl. Bau und Bild der Karpathen, p. 203).

² Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1888. — Bau und Bild der Karpathen, p. 210.

Galizien ein großes geschlossenes Gebirge, dessen geologische Position aber von der der kleineren Klippen in keiner Weise abweicht; es trägt auf seinem Rücken im Süden die jüngeren beskidischen Gesteine und wird an der Stirn im Norden von subbeskidischen Gesteinen unterteuft.

Das Hervortreten einer so großen Masse älterer Gesteine in der Stirnzone einer Decke ist auffallend, bleiben doch sonst die älteren Teile der Decken in den inneren Partien des Gebirges zurück. Warum hier eine solche Ausnahme von der Regel eintrat, ist schwer zu beurteilen, daß es aber eine Ausnahme ist, geht wohl aus dem Umstande hervor, daß die Unterkreide nur hier in Schlesien und in den mährischen und galizischen Grenzbezirken, also nur in einem sehr kleinen Teile des riesigen beskidischen Bogens zum Vorschein kommt. Der Mangel der Unterkreide in dem größten Teile der beskidischen Stirnlinie in Galizien wird nun jedenfalls besser verständlich als vordem.

In Schlesien ist der Vorderrand der Unterkreide geschlossen; dagegen greift das subbeskidische Alttertiär an der mährisch-schlesischen Grenze und in Mähren tief in die beskidische Unterkreide ein, diese löst sich an ihrem Vorderrand in mehrere kleinere Inseln auf, die ringsum von subbeskidischem Alttertiär und Oberkreide umgeben sind. Bisher wurden diese Inseln als Kerne von schiefen, an ihrem Nordrande überschobenen Antiklinalen aufgefaßt. Zieht man aber alle die einzelnen Überschiebungen in eine große, einheitliche Überschiebung zusammen, so gewinnt das geologische Bild nicht nur an Größe, sondern auch an Einfachheit. Die Unterkreide überlagert als eine riesige Scholle mit flacher Schubfläche das subbeskidische Alttertiär, das überall zum Vorschein kommt, wo die Denudation die auflagernde Unterkreidescholle abgewaschen hat. Es ist nun verständlich, warum das subbeskidische Alttertiär so tief in die Täler eingreift, während die benachbarten Höhen von der Unter- und Mittelkreide eingenommen sind (vergl. die tektonische Karte und Taf. I, Fig. 1 und 2).

Für die Annahme einer großen Fernüberschiebung sprechen Beobachtungen, die H. Beck in jener Inselregion, und zwar in

der Gegend von Braunsberg im Sommer 1905 ausgeführt hat.¹ Er fand hier das subbeskidische Alttertiär 500 *m* weit als Basis des Neokom so deutlich aufgeschlossen, daß die völlige Unterlagerung der Neokominsel durch das Alttertiär die größte Wahrscheinlichkeit für sich hat. Noch lauter sprechen für die große Überschiebung die höchst wichtigen und interessanten Ergebnisse der Tiefbohrungen von Paskau und Pogwisdau, über die kürzlich W. Petraschek berichtet hat. Die erste erreichte das Carbon in zirka 400 *m* und durchsank bis über 1000 *m* eine flözreiche Serie; die zweite stieß bei 745 *m* ins Kohlengebirge. Beide Bohrungen trafen lediglich alttertiäre Schichten an, obwohl beide am Rande der Unterkreide angesetzt sind.²

Diese Ergebnisse zwingen uns zu dem Schlusse, daß die beskidische Unterkreide auf dem subbeskidischen Tertiär nur obenauf schwimmt und daß auf dem autochthonen Carbon und seiner autochthonen tertiären »Auflagerung« unmittelbar die subbeskidischen Gesteine aufruhem und daher aufgeschoben sein müssen. Bei dieser Überschiebung wurden gelegentlich Blöcke vom carbonen Untergrunde abgerissen, in die überschobenen alttertiären Tone eingewickelt und mitvorgeschoben. Das ist wohl die Bedeutung jenes merkwürdigen Riesenblockes von Hustopetsch bei Mährisch-Weißkirchen, von dem D. Stur³ berichtet, daß er 26.000 *q* Steinkohle enthalten habe.

Die Bohrungen von Pogwisdau und Paskau haben gezeigt, daß die Mächtigkeit des subbeskidischen Alttertiärs an seiner jetzigen Stirn nicht so groß ist, um die praktische Ausbeutung des darunter liegenden Carbons zu verhindern. Man darf daher mit der Möglichkeit rechnen, daß die Mächtigkeit des subbeskidischen Alttertiärs auch in den verschiedenen »Fenstern« am Fuße der schlesischen Beskiden sich in ähnlichen Grenzen

¹ Ich verdanke diese Angabe einer freundlichen mündlichen Mitteilung des Herrn Dr. Beck.

² Die Überlagerung im mährisch-schlesisch-westgalizischen Steinkohlenrevier. Verhandl. geolog. Reichsanstalt, 1906, p. 362. Ob die tiefere, das Carbon unmittelbar überdeckende Partie der »Überlagerung« zum subbeskidischen Alttertiär oder zum Schlier gehört, ist wohl noch nicht entschieden.

³ Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1891, p. 5.

bewegen und daher an einzelnen Punkten dieser Fenster ebenfalls die Erreichung und Ausbeutung des Kohlengebirges ermöglicht sein werde. So erfahren die genialen Ausführungen von E. Suess¹ über die Überschiebung des sudetischen Carbons durch die Karpathen eine glänzende Bestätigung. Dem mährisch-schlesischen Kohlenreviere eröffnet sich die Aussicht auf eine neue Zukunft.

Berücksichtigt man die Höhenlage der verschiedenen subbeskidischen Fenster, besonders der alttertiären Fenster am Fuße des Jaworowi und der Godula, im Olsatale bis zum Jablunkauer Passe und im Saybuscher Kessel, so ergibt sich, daß die Überschiebungsfäche eine verbogene Form haben, etwa am Jablunkauer Passe kulminieren und sich von da nach Norden im allgemeinen senken muß (siehe Fig. 1 und 2).

Am Jablunkauer Passe liegt das beskidische Alttertiär (möglicherweise der Istebner Sandstein)² unmittelbar auf dem subbeskidischen Alttertiär, während sich zu beiden Seiten des breiten Olsatales die beskidische Kreide erhebt. Daher muß also hier mindestens eine Strecke weit die Kreide zwischen dem beskidischen und dem subbeskidischen Alttertiär größtenteils oder selbst gänzlich ausgequetscht sein und dasselbe gilt für den Saybuscher Kessel, in dem die stark gequälte Neokomscholle des Berges Grojec nur einen Teil der Überschiebungsgrenze einnimmt. Vielleicht repräsentiert sogar das ganze Unterkreidegebirge Schlesiens nur eine nach Süden von ihrer Wurzel gänzlich abgeschnittene Scholle und in diesem Falle wäre die Analogie mit den kleinen, als Klippen bezeichneten Neokom- und Juravorkommnissen eine vollständige.

¹ Antlitz der Erde. I, p. 247.

² Am Jablunkauer Passe liegen zwischen dem zweifellosen subbeskidischen Alttertiär mit Menilitschiefern im Norden und den ebenso zweifellosen beskidischen bunten Schiefen und Magurasandsteinen im Süden helle, massig-mürbe Sandsteine, die zwar von Hohenegger als tertiär ausgeschieden wurden, möglicherweise aber doch zum Istebner Sandstein gehören. In diesem Falle wäre die Kreide am Passe nicht vollständig, sondern nur bis auf die wenig mächtige Istebner Sandsteinplatte reduziert. Es ist das aber eine Frage von lokaler Bedeutung, deren Lösung auf Grund neuer Begehungen erfolgen kann.

Das schlesische Neokom enthält bekanntlich eine große Anzahl von basischen Lagergängen. Es liegt nahe, hierin eine Art von »lames intrusives« zu erblicken, wie sie die lepontinische Decke der Alpen auszeichnen.

Das dürfte aber hier vermutlich nicht der Fall sein, denn sie treten nicht längs der Schubfläche und in unregelmäßig begrenzten Massen auf, wie das von den lepontinischen lames intrusives angegeben wird, sondern erscheinen sehr regelmäßig als echte Lagergänge zwischen den Unterkreideschichten, die sie verhältnismäßig stark verändert haben.¹

Schneiden die Neokomschichten nach unten an der Schubfläche ab, so muß das wohl auch für die Teschenit- und Pikrit-Sills gelten. Ihr eigentliches Herkunftsgebiet liegt weit im Süden und so erklärt es sich zwanglos, warum das subbeskidische Alttertiär trotz seiner für Intrusionen einladenden Beschaffenheit keinen Teschenit und Pikrit führt. Der Mangel der Teschenite im subbeskidischen Alttertiär kann nun auch keinen Grund mehr bilden, die Intrusion für untercretacisch zu erklären; sie könnte auch obercretacisch oder tertiär sein, wenn sie nur vor der Überschiebung erfolgte.

Fortsetzung der beskidischen Decke nach Osten und Westen.

Über den näheren Verlauf des beskidischen Vorderrandes in Mittel- und Ostgalizien liegen keine speziellen Untersuchungen vor; die Linie, welche in »Bau und Bild der Karpathen« und in dem hier beigeschlossenen Kärtchen verzeichnet ist, kann daher nur zur allgemeinen Orientierung dienen. Sicher ist sie in Wirklichkeit nicht so einfach, wie hier angenommen ist, sondern es dürften der geschlossenen beskidischen Decke da und dort beskidische Überdeckungsschollen im subbeskidischen Gebiete vorliegen, wie auch möglicherweise subbeskidische Fenster im beskidischen Gebiete existieren könnten.²

¹ Vergl. Bau und Bild der Karpathen, p. 247

² Ich vermute das auf Grund von Beobachtungen in der Gegend zwischen Ropa und Grybów und bei Tymbark in Westgalizien, die ich in den Jahren 1883 und 1884 ausführen konnte. Diese Verhältnisse müßten durch neuerliche Untersuchungen im Felde sichergestellt werden.

Im äußersten Osten der Sandsteinzone, im Czernahoragebirge Ostgaliziens und in der Bukowina, müssen wir die Zone der Schipoter Schichten und der Czernahorasandsteine als Fortsetzung der beskidischen Zone betrachten, wenn auch der Zusammenhang noch nicht durch Verfolgung der Felsarten im Gebirge genügend sichergestellt ist. Die Gesteinsfacies zeigt hier schon namhafte Abweichungen; immerhin kann man das Auftreten von Neokom in der Facies der Karpathensandsteine in den Ostkarpathen als Analogie mit den Verhältnissen im Westen hinstellen. Wir kommen übrigens auf dieses Gebiet bei der Besprechung der Ostkarpathen zurück.

Nach Westen hin bildet die Region der sogenannten Marchsandsteine in Mähren die unmittelbare Fortsetzung der Magurasandsteine Westgaliziens. Der Marchsandstein zeichnet sich durch besonderen Blockreichtum aus, der zwar hauptsächlich in der Randzone konzentriert, aber gelegentlich auch etwas weiter nach innen bemerkbar ist. Ein sehr interessantes Beispiel bildet hier die Lokalität Freistadt. Die hier auftretende und durch das Vorkommen von Grestener Sandsteinen und eine ganze Musterkarte verschiedener kristallinen Gesteine ausgezeichnete Blockbildung enthält große, unregelmäßig gestaltete Massen von weißem Oxfordkalk mit Perisphincten, die einen viele Jahre währenden Steinbruchbetrieb alimentierten. Diese Blockbildung ist zwar von Geschiebe führenden Schichten umfaßt, erweckt aber nicht den Eindruck einer Geschiebeablagernng. Vielmehr sind die Blöcke hier eckig oder nur kantenbestoßen und so dürfte man es hier vermutlich mit einer Bildung von wesentlich tektonischer Entstehung zu tun haben. Einzelne größere Überschiebungsschollen scheinen in eine wahre Spreu von kleineren, die Schubbahn bezeichnenden, eckigen Trümmern und Fetzen eingehüllt zu sein.¹ Wenn diese Auffassung richtig ist, wäre wohl entweder anzunehmen, daß sich die Schubbahn bei Freistadt etwas hebt, so daß hier die Schubsplitter an die Oberfläche gelangen konnten, oder daß die

¹ Die Bezeichnung »tektonische Moräne«, die Limanowski auf die südliche Klippenzone übertragen hat, könnte vielleicht auf diese Blockbildung angewendet werden.

Schubsplitter von einer sekundären Verschiebung erfaßt und an einer kleineren Schubfläche nach oben gezogen wurden. Die Hauptschubfläche dürfte hier einen welligen Verlauf haben, ähnlich wie in Schlesien.

Verschieden vom mährischen Marchsandstein erweist sich das beskidische Alttertiär in Galizien als frei von Blöcken des sudetischen Untergrundes, während das subbeskidische Alttertiär daran reich ist. Früher wurde das mit der größeren oder geringeren Entfernung vom ehemaligen sudetischen Ufer erklärt. Vom Standpunkte des Deckenbaues wird man den Blockmangel des beskidischen Alttertiärs als Folge des Umstandes ansehen können, daß sich nur die subbeskidische Zone in direktem Kontakt mit der autochthonen Unterlage befindet, nicht aber die beskidische. Findet man nun, wie bemerkt wurde, im mährischen Marchsandstein eine große Menge von vermutlich aus dem Untergrund stammenden Blöcken, so könnte diese Ausnahme durch die Vorstellung erklärt werden, daß sich hier die beskidische Decke durch die subbeskidische bis auf den Untergrund hindurchgearbeitet hat.

Am Südrande des Marsgebirges verschwindet die beskidische Decke unter den jungtertiären Bildungen des Wiener Beckens. In der Streichungsfortsetzung tauchen im Rohrwalde in Niederösterreich nördlich der Donau die Greifensteiner Sandsteine auf, die den Marchsandsteinen sehr ähnlich sehen. Man kann daher vermuten, daß die Greifensteiner Sandsteine die Fortsetzung der Marchsandsteine und daher auch der beskidischen Decke bilden. Zu dieser Decke würden in denn Nordalpen auch die obercretacischen Gesteine des Bisamberges und Kahlenberges gehören, die in Mähren nach den Aufnahmen von Paul bei Wessely a. M. wiederkehren und den Ropianka- und Istebnaschichten der östlichen Region entsprechen. Da man nun guten Grund hat, diesen Teil der alpinen Sandsteinzone als Fortsetzung der helvetischen Region der Schweiz aufzufassen, so ergibt sich die weitere Schlußfolgerung, daß auch die beskidische Decke der Karpathen vermutlich dem helvetischen Deckenverbande gleichzustellen ist.

Tektonik der subbeskidischen Decke.

Die geologischen Verhältnisse der subbeskidischen Decke zeigen im allgemeinen die größte Analogie mit der beskidischen Decke. Auch hier herrscht isoklinales Südfallen der Schichten vor, hauptsächlich wohl durch Schuppenstruktur bedingt. Der Vorderrand entspricht der altbekannten Überschiebung der Sandsteinzone über das altmiocäne Salzgebirge. Wie der beskidische bildet auch der subbeskidische Vorderrand eine Denudationslinie; in beiden Decken fehlen Stirngewölbe. Gleich der beskidischen führt auch die subbeskidische Decke an ihrer Sohle oder nahe der Sohle Blöcke mit sich, die am Stirnrande zum Vorschein kommen und in einzelnen Fällen vielleicht unmittelbar auf den Salzton geschoben zu sein scheinen. Vorwiegend sind es Tithonblöcke mit karpathischen Merkmalen, vermutlich vorgeschobene Splitter der Deckenbasis. Daneben aber kommen auch Tithonblöcke in Verbindung mit Felsarten der autochthonen Unterlage vor, wie z. B. in Krasna in der Bukowina, oder lediglich abgescherte Fetzen der Unterlage (Grünstein von Ojtos, Carbonblock von Hustopetsch, Granitblock von Bugaj).¹

Der Überschiebungsrand, der im beigeschlossenen Kärtchen nur schematisch angegeben werden konnte, dürfte in Wirklichkeit namentlich in Ostgalizien einen viel verwickelteren Verlauf haben; neuere Studien, wie die von Grzybowski, Szajnocha und Miączyński über Boryslaw, geben eine Vor-

¹ Während des Druckes kommt mir eine sehr interessante Arbeit von K. Wójcik über die Klippen von Kruhel bei Przemyśl zu, die hier leider nicht mehr näher benützt werden konnte. Wójcik konnte in Kruhel Carbonkalkblöcke, Triaskalkblöcke, Braunjura-Oolithe, ferner graue Oxfordkalke mit einer ausgezeichneten Cordatenfauna von zweifellos sudetischem, außerkarpathischem Typus nachweisen. Man könnte geneigt sein, diese Blöcke für abgescherte Teile der autochthonen Unterlage anzusehen; sie sollen allerdings gerundet sein. Herr Dr. Wójcik war so freundlich, mir sein Material zur Ansicht zu senden und ich kann auf Grund dessen die Übereinstimmung mit den sudetisch-polnischen Gesteinen vollauf bestätigen. — *Exotica Flischowe kruhela wielkiego koła Przemyśla*, Berichte der physiographischen Kommission der Krakauer Akademie der Wissenschaften, 42. Bd., p. 3.

stellung davon, wie schwierige Aufgaben die Detailforschung hier zu lösen hat.

Neokom und Unterkreide sind indessen im Bereiche der subbeskidischen Decke nicht bloß auf den Außenrand beschränkt, sondern treten auch im mittleren Teile dieser Decke auf, wie z. B. am Liwocz in Mittelgalizien, bei Domaradz, bei Leszczyny. L imanski betrachtet diese Vorkommnisse als Überschiebungszeugen der von ihm als selbständige Decke aufgefaßten schlesischen Kreide. Daß solche neokome Überschiebungszeugen, die auf subbeskidischen Gesteinen schwimmen, in Westgalizien ebensogut vorkommen können wie an der mährisch-schlesischen Grenze, ist gewiß zuzugeben; aber die Neokombänder von Wieliczka, Bochnia, Okocim, Liwocz u. s. w. bilden schmale, südlich geneigte Schichtenpakete, die zwischen isoklinalen subbeskidischen Schichten lagern und daher, als Überschiebungszeugen aufgefaßt, sämtlich nach Süden zurückgreifende Rückfalter schlagen müßten. In dieser Allgemeinheit wäre diese Erscheinung unwahrscheinlich.

Das Auftreten des Neokoms im subbeskidischen Hügellande läßt vielmehr vermuten, daß diese Formation schräg von unten heraufkommt und einen regelrechten Bestandteil der subbeskidischen Schichtenfolge bildet. Wie das Tithon gehört eben auch das Neokom zur subbeskidischen Decke, die ja mit der beskidischen Decke sehr nahe verwandt ist. Die subbeskidische Decke scheint durch schräge Wechselflächen in eine Reihe von Schuppen zu zerfallen, ähnlich wie die beskidische, und es dürften die stärksten dieser Wechsel sein, an denen das Neokom vorgeschoben ist. Wenn diese Auffassung richtig ist, könnte man von Teilungen der subbeskidischen Decke sprechen.

Die subbeskidischen Gesteine scheinen im Streichen geringeren Veränderungen zu unterliegen als die beskidischen, denn man kann sie mit fast gleichbleibenden Merkmalen einerseits bis in den Steinitzer Wald und das Auspitzer Bergland in Mähren, andererseits über die Bukowina und die Moldau bis an das südöstliche Ende des Sandsteinbogens verfolgen.

Um so markanter ist die Verschiedenheit jener exotischen Blöcke und Geschiebe, die vom autochthonen Untergrunde abhängen; an Stelle der granitischen und mannigfaltigen anderen

Felsarten des westlichen und mittleren Teiles der subbeskidischen Zone treten im Osten oft besprochene eintönige Grünsteine und Grünschiefer.¹

Die niederösterreichisch-südmährischen Inselberge.

Die subbeskidische Decke, die in Mähren in der altbekannten Menilitschieferregion von Nikoltschitz noch breit entwickelt ist und im Bogen weit nach Westen ausladet, geht an der Thaya ziemlich unvermittelt zu Ende; statt ihrer tauchen südwärts aus vorwiegend flacher miocäner Ebene die oberjurassischen Inselberge auf. Durch ihre nordöstliche, in die Karpathensandssteine des Auspitzer Berglandes gleichsam hineinzielende Streichungsrichtung behaupten sie eine gewisse Zugehörigkeit zum Karpathenbogen, wofür auch das wenngleich spärliche Vorkommen von Menilitschiefer an der Außenseite der Polauer Berge zu sprechen scheint. Andererseits deutet manches auf den von E. Suess in den Vordergrund gestellten Anschluß an die böhmische Masse hin. So erscheint die im Zuge der Inselberge gelegene Granitklippe des Waschberges bei Stockerau als Ausläufer der Brünner Intrusivmasse. An diesen Eckpfeilerschließen sich die bekannten Waschbergkonglomerate und Nummulitenkalke und die Schichten von Bruderndorf als autochthone Küstenbildung der mittel- (?) und obereocänen Zeit an. Größere, da und dort verstreute Anhäufungen von Granitstücken lassen die Nähe des alten Untergrundes vermuten, auf dem sich die Juragesteine zwischen Niederfellabrunn und Nikolsburg abgesetzt haben.²

Die Fauna von Ernstbrunn, nach O. Abel tithonisch, zeigt alpine Beziehungen, ist aber nicht exquisit alpin, da ja die fränkischen außeralpinen Diccratenkalke eine facieell sehr ähnliche Fauna führen. Der Fauna von Niederfellabrunn verleihen zwar zahlreiche *Phylloceras* und *Lytoceras*, sowie *Perisphinctes scruposus*, eine Stramberger Art, ein alpines Gepräge, allein das Sediment erinnert eher an mitteleuropäische Bildungen. Die tiefere mergelige Schichtengruppe der Polauer Berge mit

¹ Vergl. Bau und Bild der Karpathen, p. 837.

² Siehe Bau und Bild der Karpathen, p. 846.

ihren kleinen Brachiopoden und Seeigeln zeigt vollends eine ausgesprochene Hinneigung zur mitteleuropäischen Provinz. Alles in allem genommen könnte man also den Jurabildungen zwischen Niederfellabrunn und Nikolsburg einen intermediären Charakter zusprechen, der mit einer Zwischenstellung oder einem Übergange aus der alpinen in die außeralpine Provinz recht gut vereinbar ist. Es wird nicht gut angehen, sie unmittelbar den Jurabildungen von Brünn anzureihen, denn diese letzteren zeigen den mitteleuropäischen Charakter doch beträchtlich stärker ausgeprägt und gehören dem Kelloway und Oxford an, Stufen, die in der Region der Inselberge noch nicht bekannt sind. Endlich liegen die Brünnner Jurabildungen flach oder horizontal, während die Inselberge eine ausgesprochene Störungszone repräsentieren. Allein eine gewisse Verwandtschaft, eine gewisse Anlehnung ist doch vorhanden. Vielleicht noch ausgesprochener als der Jura zeigt die Oberkreide der Inselberge mitteleuropäischen Charakter. Dem Alter nach dürften die Inoceramen- und Mucronatenmergel den Inoceramenschichten und Baschker Schichten der beskidischen Decke wohl gleichkommen, es besteht auch eine bemerkenswerte facielle Verwandtschaft, aber das Senon der Inselberge nähert sich doch sowohl lithologisch wie faunistisch (Häufigkeit der *Belemnitella mucronata*) noch mehr dem hercynischen Typus als jene echt karpathischen Gesteine.

Würde daher angenommen, daß die Inselberge das autochthone, den Übergang in die außerkarpathische Region vermittelnde Substratum, die subbeskidischen Flyschgesteine des Auspitzer Hügellandes dagegen die übergeschlagene Decke bilden, so wäre dagegen weder in Ansehung der Facies noch auch der lokalen Tektonik, soweit sie bisher bekannt ist, etwas Erhebliches einzuwenden.

Ist nun das plötzliche Verschwinden der subbeskidischen Decke an der Thaya der Denudation zuzuschreiben, so wäre die Region der Inselberge als ein autochthones »Fenster« anzusprechen; hängt es dagegen mit einem Zurückbleiben dieser Decke zusammen, so läge hier nur ein etwas gestörtes Stück »Vorlandes« vor. Folgende Erwägung macht es wahrscheinlich, daß hier wirklich ein Fenster vorliegt. Bilden nämlich die

Greifensteiner Sandsteine des Rohrwaldes die Fortsetzung der beskidischen Decke, wie wir oben vermuteten, so lief der ehemalige Vorderrand der beskidischen Decke knapp östlich der Inselbergreihe hin; da aber dieser Vorderrand sicher ein Denudationsrand ist, so muß sich die beskidische Decke ehemals etwas weiter nach Westen, vermutlich bis an die Inselberge oder selbst darüber hinaus erstreckt haben.

Die Aufrichtung der Inselbergkette ist vielleicht einer leichten autochthonen Faltung zuzuschreiben. Andererseits könnte aber der ungefähre Parallelismus zwischen der beskidischen Stirnlinie und der Inselbergreihe auch die Vermutung auslösen, daß diese Aufrichtung mit dem Vordringen der beskidischen Decke zusammenhänge.

Beide Auffassungen scheinen im Bereiche der Möglichkeit zu liegen; doch sind bisher kaum irgendwelche Tatsachen bekannt, welche eine dieser Auffassungen besonders begünstigen würden.

Spätere Untersuchungen dieser leider schlecht aufgeschlossenen und durch jüngere Bildungen verdeckten Region werden wohl noch über manches jetzt noch zweifelhafte Licht verbreiten. Sicher ist es schon jetzt als ein Erfolg anzusprechen, daß wir nunmehr in der Lage sind, die vordem als eine mehr oder minder einheitliche Region angesehene sogenannte nördliche Klippenzone in drei wesentlich verschiedene Gruppen zu scheiden:

1. Die autochthonen Inselberge,
2. die Randklippen der beskidischen Decke, und
3. die Randklippen der subbeskidischen Decke.

Das Verhältnis der außerkarpathischen zu den beskidischen und subbeskidischen Ablagerungen.

Das niederösterreichische Fenster ermöglicht wie kein anderer Teil der Karpathen einen Einblick in den Übergang außerkarpathischer in subbeskidische Bildungen, wenn wir von der etwas abseits stehenden Dobrudscha absehen. Für alle übrigen Gebiete sind wir in dieser Beziehung auf indirekte Schlussfolgerungen angewiesen.

Am Waschberge liegt der eocäne Strand; das Oligocän dürfte weiter um sich gegriffen haben. Beiderlei Bildungen gehen wie auch das Senon aus dem niederösterreichischen und südmährischen Vorlande in die subbeskidische Autochthonregion über.

Vom gesamten Mesozoicum der »postvariscischen Decke« (Franz E. Suess) sind im Fenster nur Kimmeridge und Tithon entwickelt, daher müssen wir wohl annehmen, daß der triadische und liasische Strand, der Strand des Dogger und Oxford, wie auch der Unterkreide weiter nach innen, in der subbeskidischen, inöglicherweise erst in der beskidischen Autochthonregion lagen. Im mittleren Teile Mährens scheint dagegen zur Zeit des braunen Jura und besonders der Oxfordstufe das außerkarpathische Jurameer der Gegend von Brünn mit dem subbeskidischen und beskidischen in Verbindung gestanden zu sein, wie man aus der erstaunlichen Übereinstimmung der Cordatusfauna von Olomutschan bei Brünn mit der beskidischen Cordatusfauna von Cetechowitz schließen muß.

Zur Zeit der Trias, des Lias und der Unterkreide bestand dagegen auch hier keine Meeresverbindung zwischen dem Vorlande und den Karpathen und die ehemaligen Küstenlinien lagen in diesen Perioden karpatheneinwärts im subbeskidischen Autochthongebiete.

Ähnliche Verhältnisse wie im mittleren Mähren dürften mit gewissen Modifikation von da ab bis in das mittlere Galizien geherrscht haben. Im nördlichen Mähren scheinen die mesozoischen Küstenlinien eine lokale Verschiebung nach Süden erfahren zu haben, da in der Gegend von Weißkirchen und Leipnik die subbeskidische Alttertiärdecke unmittelbar an der Kulmgrauwacke des sudetischen Vorlandes brandet. Im Westgalizien vervollständigte sich vermutlich die Reihe der aus dem Vorlande in das autochthone Karpathengebiet übergehenden Formationen durch die Trias.¹

In Schlesien und wohl auch in Westgalizien griff die Strandlinie des Oligocänmeeres weit nach Norden vor, wie

¹ Diese Annahme scheint durch die vorher erwähnten Funde von K. Wójcik in Kruhel bei Przemyśl bestätigt zu werden.

wir dem von Michael erwiesenen Vorkommen von Menilitschiefer mit Melettaschuppen über der Kohlenformation in Preußisch-Schlesien mit Sicherheit entnehmen können. In Ostgalizien, in der Bukowina und Moldau dagegen ist das Bild ein ganz anderes: hier ziehen sich die alten mesozoischen Küstenlinien weit nach innen zurück, die Meeresverbindung ist mit dem Vorlande während des gesamten Mesozoicums mit Ausnahme der Oberkreide abgeschnitten und nur im Portland-Tithon, von dem auf der Podolischen Platte bei Nizniów am Dnjester ein Rest erhalten ist, wurde vermutlich eine spärliche Meeresverbindung vom Vorlande in die Karpathen hinein unterhalten.

Wir sind daher zu der übrigens schon wiederholt in mehr oder minder bestimmter Form ausgesprochenen Annahme geführt, daß während des Mesozoicums ein breiter Vorlandsgürtel (ein »alter Wall«) am Außenrande der Karpathenmeere existierte, der nur in gewissen Perioden und nur teilweise überflutet war. So in Südmähren und Niederösterreich in Kimmeridge und Tithon, im mittleren Mähren auch im braunen Jura und Oxford, in West- und Mittelgalizien wohl auch in der Trias. Am allgemeinsten und vollständigsten war wohl diese Überflutung im Tithon.¹

Die Festlandsschranke bewährte sich am dauerndsten in den Ostkarpathen und als allgemeinste Rückzugsperioden erscheinen Lias, Unterkreide und im geringeren Grade die Trias.

In Oberkreide und Aittertiär dringt das Meer vor, es überflutet den Vorlandsgürtel und dringt namentlich im Oligocän tief in einzelne Teile des Vorlandes ein. Da nun dieser aus alten, besonders auch kristallinen Felsarten bestehende Vorlandsgürtel nur spärlich von mesozoischen Ablagerungen bedeckt war, unter denen nur das Tithon allgemeinere Verbreitung besaß, so ist es wohl verständlich, daß die subbeskidischen, in Mähren auch die beskidischen Flyschbildungen so reich sind an Geschieben von alten und kristallinen Felsarten und von Tithon.

¹⁾ Es verdient vielleicht erwähnt zu werden, daß auch der helvetische Jura den stärksten alpin-mediterranen Einschlag im Tithon aufweist.

Es ist ferner auch begreiflich, daß es dieselben Felsarten sind, die von der, über diesen Vorlandsgürtel weit nach außen geschobenen subbeskidischen Decke vom autochthonen Untergrunde abgerissen und an der Sohle in Blockform mitgeführt wurden.

In den Alpen war das Verhältnis der alpinen Ablagerungen zu der postvariscischen Decke des Vorlandes ein wesentlich anderes. Die postvariscische Serie des Vorlandes tritt vollständig in die alpine Autochthonregion ein. Die Veränderung der Ablagerungen vollzieht sich allmählich. Daher kommt es bekanntlich, daß in den Alpen westlich der Rheinlinie, wo diese Übergangsbildungen als helvetische Facies an die Oberfläche treten, der große Kontrast nicht zwischen außeralpin und helvetisch, sondern zwischen helvetisch und »exotisch« (Iepontinisch) besteht. In den Karpathen dagegen, und besonders in ihrem östlichen Teile, bewirkte die während eines großen Teiles des Mesozoicums bestehende Festlandsschranke die ungehemmte Ausdehnung der mediterranen Facies bis in jene Außenregion der Karpathen, welche hier die helvetischen Decken vertritt.

Um daher den mediterranen Charakter der mesozoischen Kalke der Sandsteinzone zu erklären, bedarf es nicht der von Limanowski vorgenommenen Verschmeizung dieser Kalke mit den Dinariden.

Die subkarpathische Salztonzone.

Es liegt nicht im Plane dieser Arbeit, die schwierigen geologischen Verhältnisse der Salztonzone ausführlich zu behandeln. Wir glauben, uns um so mehr auf einen kurzen Überblick beschränken zu können, als wichtige Lokalstudien über die rumänische und ostgalizische Salztonregion im Zuge sind.

Die Überschiebung der Karpathensandsteine über den Salzton, die E. Suess schon 1866 mit der Antiklinale der Schweizer Molasse verglichen hat, ist seit langer Zeit bekannt. Wie weit aber diese Überschiebung reicht, ist eine offene Frage. Die geologischen Verhältnisse gewisser Lokalitäten z. B. Bochnia, lassen vermuten, daß die Überschiebungsfläche eine steile Lage und daher die Überschiebung nur eine geringe

Schubweite habe. Andererseits ist aber selbst in den best aufgeschlossenen Gebieten, wie z. B. in Wieliczka, ein Mulden-schluß der Salztone im Süden bisher nicht beobachtet worden¹ und so bleibt die Möglichkeit offen, daß sich die Salztone weit unter die subbeskidische Decke hinziehen. Es liegt sehr nahe, ein ungefähres Maß dafür in den Salzquellen zu erblicken, die da und dort im Bereiche der subbeskidischen Zone auftreten und vielleicht aus unter dem subbeskidischen Flysch liegenden altmiocänen Salztönen stammen. Ob diese Vermutung für die großen Salzstöcke der subbeskidischen Zone Rumäniens zutrifft, werden wir wohl bald von berufener Seite erfahren.²

Die Bildung des Schliers, der Salztone und ihrer Konglomerate scheint hauptsächlich auf dem Boden und auf Kosten des Vorlandgürtels vor sich gegangen zu sein, wie man aus den zum Teil sehr mächtigen Geschieben und den Lagerungsverhältnissen im Ostrau-Karwiner Reviere erschließen kann.³

Der subkarpathische Salzton bildet nur in Rumänien, der Bukowina und Ostgalizien einen zusammenhängenden Gürtel, nicht aber im westlichen Abschnitte der Sandsteinzone. Wo die Sandsteinzone am weitesten nach Norden vordringt, zwischen Tarnów, Rzeszów und Jaroslau in Westgalizien, fehlen die Salztone am Außenrande, wenn sie nicht etwa da oder dort unter jüngeren Bildungen verborgen sind. Ebenso fehlen sie in Mähren an dem schon erwähnten Kontakte der subbeskidischen Menilit-schiefer mit der Kulmgrauwacke. Unweit südwestlich von dieser merkwürdigen Kontaktstelle kommen am Rande der leider höchst unvollständig aufgeschlossenen Menilit-schieferdecke in Przeworsk, Altendorf, Kosteletz und Boschtin bei Prerau und bei Kremsier mächtige Konglomerate mit

¹ Vergl. Niedźwiedzki, Beitrag z. Kenntnis d. Salzformation von Wieliczka und Bochnia, Lemberg 1883, p. 196.

² Die oberste Zone des Wieliczka'er Salzlagere besteht bekanntlich aus großen Grünsalztrümmern, dem »Salztrümmergebirge« Niedźwiedzki's. Ob diese Zertrümmerung etwa mit der Überschiebung der subbeskidischen Decke zusammenhängt, könnte wohl nur entschieden werden, wenn der Kontakt der Decke und des Salzgebirges aufgeschlossen wäre.

³ Vergl. R. J. Schubert, Mioc. Foraminiferenfauna von Karwin, Sitzungsber. Ver. Lotos Prag, 1899, Nr. 6, p. 3.

sudetischen Quarziten und Schliergesteine zu Tage, die möglicherweise weiter östlich unter dieser Decke verborgen und von ihr gänzlich überschoben sind. Etwas Ähnliches könnte auch für die erwähnte Gegend Westgaliziens gelten. Über diese schwierigen Fragen können nur neue Untersuchungen längs des Karpathenrandes Auskunft geben.

Dagegen scheint eine andere Frage, die nach dem Zeitpunkt der Überschiebung, wohl schon spruchreif zu sein.

Man weiß, daß die Karpathensandsteine an vielen Stellen von Bildungen der zweiten Mediterranstufe diskordant und flach überlagert sind.¹ Einzelne dieser Partien wurden kürzlich von Herrn Dr. W. Friedberg² genau untersucht, der gezeigt hat, daß das Miocän in der Tat karpathische Geschiebe führt und teils auf obercretacischen Inoceramenschichten, teils auf oligocänen Menilitschiefern auflagert und daß ferner das Miocänbecken von Rzeszów erst nach Ausbildung des karpathischen Bogens entstanden ist. Derselbe Autor hat auch die diskordante Auflagerung des Miocäns von Rzegocina³ auf den älteren karpathischen Bildungen erkannt und das Becken von Nowy-targ (Neumarkt)⁴ und der Arva als jungmiocäne, den Karpathensandstein und die Klippenzone deckende Füllung hingestellt. Die Auflagerung miocäner sandiger Tone auf abgewaschenen alttertiären Sandsteinen wurde besonders deutlich bei Iwkowa beobachtet.⁵

Wenn man ferner bedenkt, daß die überschobene beskidische Decke ebenso wie die ostalpine Kalk- und Flyschzone im inneralpinen Wiener Becken vom Miocän der zweiten Mediterranstufe umrahmt wird, und wenn man sich schließlich vergewissert, daß gipsführendes und fossilreiches Miocän in ein-

¹ Vergl. besonders V. Uhlig im Jahrbuche geolog. Reichsanstalt 1888, 38. Bd., p. 247 u. Jahrbuch 1883, p. 475 bis 484.

² Das miocäne Becken von Rzeszów. Bulletin de l'Académie des Sciences de Cracovie 1903, p. 505, 510.

³ Revizya fauny miocenu w Rzegocinie, Kosmos, Lemberg, XXX, 1906, p. 578.

⁴ Sitzungsber. kais. Akademie, math.-nat. Kl., Bd. 115, Abt. I, 1906, p. 783, mit Karte.

⁵ Jahrbuch 1888, p. 147.

zelen Denudationsresten inmitten der südlichen Klippenzone des Waagtales bei Waag-Neustadt und Trencsin bekannt ist,¹ so wird man die Annahme nicht umgehen können, daß die Entstehung der Hauptzüge der Tektonik der Sandsteinzone der Ablagerung des jüngeren Miocäns voranging, wie E. Sueß seit jeher angenommen hat.

Zweifel können allerdings an Stellen entstehen, wo Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe in der Nähe des Salztons und Schliers auftreten und man sich fragen muß, ob die zweite Mediterranstufe nicht etwa im regelmäßigen Verbände mit dem Salzton stehe und von der Sandsteinzone mit überschoben sei. Am verführerischsten sind in dieser Hinsicht vielleicht die Verhältnisse bei Wieliczka und Bochnia, aber gerade hier ist der so sorgfältige Niedźwiedzki mit Bestimmtheit für die Ablagerungsdiskordanz der karpathisch gestörten Salztonen und der flach lagernden zweiten Mediterranstufe eingetreten.²

Wir könnten daher eine etwaige Vermutung, daß das Miocän im Inneren der Sandsteinzone und in der südlichen Klippenzone nur »Fenster« bilde und die Überschiebung erst nach der zweiten Mediterranstufe vor sich gegangen sei, nicht als begründet ansehen. Das schließt natürlich nicht aus, daß in jüngerer und selbst jüngster Tertiärzeit leichte Faltungen im Bereiche der subkarpathischen Tertiärsynklinale, die man namentlich aus Rumänien kennt, und Verbiegungen und Niveauveränderungen des gesamten Gebirgsbogens eingetreten sind, auf die in neuerer Zeit von verschiedener Seite hingewiesen wurde.³

Über das Verhältnis der Molassezone zu den Schweizer Überfaltungsdecken sind kürzlich von Arnold Heim neue Gesichtspunkte aufgestellt worden; ob diese auch für den Kar-

¹ D. Stur im Jahrbuch d. geolog. Reichsanstalt, 1860, p. 112.

² Beitrag z. Kenntnis der Salzformation von Wieliczka und Bochnia, Lemberg 1883, Taf. II und Taf. V.

³ F. Löwl, Geologie für Geographen, p. 183. — B. Willis, Report on geological Investigations, 4. Year Book of the Carnegie-Institution of Washington, 1906, p. 197. — W. Friedberg, Sitzungsber. k. Akademie, math.-nat. Kl., Bd. 115, 1906.

pathenbogen bedeutungsvoll sind, werden künftige Untersuchungen zeigen müssen.

Ablehnung der angeblich dinarischen Herkunft der beskidischen Decke.

Eine wesentlich abweichende Auffassung des Baues der Sandsteinzone ist vor ungefähr einem Jahre von Herrn M. Limanowski¹ ausgesprochen worden. Da diese Auffassung vom alten Gebirge der Ostkarpathen ausgeht, werden wir später hierauf zurückkommen müssen und beschränken uns daher hier auf einige Worte über die Sandsteinzone und die angeblich dinarische Herkunft der beskidischen Decke.

Auch Limanowski unterscheidet in der Sandsteinzone mehrere Regionen von Deckenbau: auf dem sudetischen Grundgebirge lagert im Norden »Miocän«, darüber nach Süden hin »überstürzter Flysch«, auf diesem die »Decke der schlesischen Kreide« und auf dieser der »dinarische Magurasandstein-Flysch«. Limanowski's überstürzter Flysch dürfte wenigstens zum Teil meiner subbeskidischen, sein dinarischer Flysch meiner beskidischen Decke entsprechen und somit tritt hier, wenn wir vom Neokom absehen, eine gewisse Übereinstimmung zu Tage. Die Auffassungen der Lagerung und Herkunft gehen aber weit auseinander. Leitet doch Limanowski den beskidischen Magurasandstein samt der südlichen Klippenzone aus den Dinariden her; seine »schlesische Kreide-decke« scheint er sich als Fortsetzung der Klippenzone oder der subtatrischen Zone zu denken.

Limanowski gibt keine Begründung für die Assimilierung der schlesischen Kreide mit einer der genannten Zonen und das ist verständlich, denn diese Bildungen haben miteinander keine Verwandtschaft und keine räumlichen Beziehungen. Wir haben gesehen, daß das schlesische Neokom wie auch das Stramberger Tithon wegen ihres geologischen Auftretens und des Vorkommens von Klippen und Geschieben

Rzut oka na architekturę Karpat, Kosmos, Lemberg 1905, XXX.
— Sur la genèse des Klippes des Carpathes. Bull. Soc. géol. France, 4. sér., t. VI, p. 151.

der beskidischen, wie auch der subbeskidischen Decke angehören. Wenn das schlesische Neokom aus diesem gegebenen Zusammenhange herausgerissen wird, ist es begreiflicherweise unmöglich, dafür einen anderen Anschluß zu finden, der glaubhaft gemacht werden könnte.

Den »überstürzten« (subbeskidischen) Flysch scheint Limanowski nicht als richtige Decke aufzufassen, wie es hier geschieht; sofern er aber diesen Flysch als Ablagerung im nördlichen Teile der Sandsteinzone am Rande der Sudeten anzusehen scheint, stimme ich ihm bei. Dagegen scheint mir die Annahme einer dinarischen Herkunft des beskidischen Flysches gänzlich verfehlt.

Limanowski legt die ganzen inneren Teile der Karpathen und noch mehr zwischen zwei Gesteinszonen, die beskidische und subbeskidische, deren nahe Verwandtschaft evident ist. Die obercretacischen Ropiankaschichten der beskidischen Zone sind den Dinariden völlig fremd, sie haben keine nähere Verwandtschaft mit der südalpinen Scaglia und kontrastieren lebhaft mit der dinarischen Rudistenkreide. Dagegen sind sie mit der Oberkreide der subbeskidischen Decke nahe verwandt, die wiederum an die hercynische Kreide des niederösterreichischen Fensters anklingt und deren hercynische Verwandtschaft neuerdings wieder von T. Wisniewski betont wurde.¹

Auch das dinarische Alttertiär mit seiner liburnischen Stufe, seinen Nummulitenkalken und seinem Fossilreichtum läßt sich dem fast fossilfreien Magurasandstein nicht vergleichen.

Die im Riesengürtel des Magurasandsteins gänzlich isoliert dastehende Fauna von Riszkania enthält nach Wójcik² 27 Molluskenarten, von denen 15 mit Priabona und 13 mit dem norddeutschen Unteroligocän gemeinsam sind. Wir finden hier

¹ Fauna der Spasser Schiefer, Bull. de l'Academie des Sciences de Cracovie, Avril 1906, p. 252. — Fauna der Inoceramenschichten von Leszczyny. Beiträge z. Geol. u. Pal. Österreich-Ungarns, 19. Bd., im Druck begriffen.

² K. Wójcik, Das Unteroligocän von Riszkania bei Uszok, Bull. de l'Acad. des Sciences de Cracovie, Mars 1905, p. 256. — Vergl. auch M. Vacek, Jahrbuch geolog. Reichsanstalt 1881, p. 200.

fast ebensoviel Verwandtschaft mit Bildungen einer anderen, nördlichen Meeresprovinz wie mit den derselben Provinz angehörigen Dinariden, also gewiß keine spezielle Annäherung an die Dinariden.

Auch die älteren Gesteine der beskidischen Decke gewähren keine Stütze für die dinaridische Herkunft. Die Grestener Schichten des Lias von Freistadt¹ haben einen fast nordeuropäischen Charakter. Die Knollenkalke mit *Cardioceras cordatum* und einer Fauna von Cardioceren, Phylloceren, Peltoceren, Perisphincten und anderen Formen repräsentieren zwar petrographisch eine echt karpathische Bildung, haben aber mit der benachbarten außerkarpathischen Lokalität Olomutschan bei Brünn eine solche Fülle von Ammoniten gemeinsam, darunter zahlreiche der für nordisch geltenden Cardioceren, daß man hier einen unmittelbaren Austausch der Formen und Nachbarschaft und freie Kommunikation der Meere annehmen muß.¹ In den Alpen kommen Cardioceren zwar in der helvetischen Facies und im mitteleuropäisch-alpinen Übergangsgebiete vor, nicht aber in der »exotischen Facies« und in den inneren Zonen der Alpen. In den Südalpen sind zwar mehrere Oxfordlokalitäten mit der Fauna des *Ammonites transversarius*, aber nicht mit der *Cordatus*-Fauna bekannt. Nirgends sonst kennt man im karpathischen Oxford Cardioceren, nur gerade in Cetechowitz, unfern vom cardiocerenreichen Olomutschan, stößt man auf einen solchen erstaunlichen Reichtum dieser Gattung!

Ebensoschwer wie diese Erwägungen fällt wohl auch die unleugbar enge Verwandtschaft der beskidischen und subbeskidischen Facies ins Gewicht. Vor allem ist hier auf die Menilitschiefer hinzuweisen, die zwar im subbeskidischen Gebiete viel häufiger vorkommen als im beskidischen, aber in diesem doch nicht fehlen. Und gerade die Menilitschiefer gehören gewiß mit zu den bezeichnendsten Ablagerungen, die man kennt, gerade sie kommen als autochthone Ablagerung auch im außeralpinen und außerkarpathischen Gebiete vor und sind zugleich dem echt dinarischen Gebiete im wesentlichen fremd.

¹ J. Neumann, Fauna von Cetechowitz, Beiträge z. Paläont. u. Geologie Österreich-Ungarns, 1907.

Man hat es — und mit Recht — als einen großen Vorzug der neuen Auffassung der Alpentektonik gepriesen, daß sie so viel stratigraphische Rätsel aufgeheilt und beseitigt habe. Durch die Annahme der dinarischen Herkunft der beskidischen Decke würde man gerade diesen Vorzug gänzlich preisgeben und sich mit vielen klaren Tatsachen in Widerspruch setzen.

III. Die Innenzonen der West- und Zentralkarpathen.

Einleitende Bemerkungen.

Obwohl die Anwendung des Deckenbaues auf die Karpathen vom Kerngebirge der Hohen Tatra ausgegangen ist, erheben sich dennoch gerade in den Kerngebirgen und noch mehr im Inneren Gürtel gewisse Schwierigkeiten, deren Lösung im Sinne der Deckenlehre zwar nicht als aussichtslos bezeichnet werden kann, aber weit ausgedehnte Arbeiten in der Natur zur Voraussetzung hat. Mag man auch im Vertrauen auf die westalpinen Ergebnisse weitergehen und diese Lösung nur als eine Frage der Zeit auffassen, so wird man doch nicht im stande sein, heute mehr als einige rohe Hauptzüge des geologischen Baues bloßzulegen; das meiste von dem, was gesagt werden kann, sind Vermutungen, die nur als kärglicher Fingerzeig für spätere Untersuchungen einigen Wert haben.

Einer jener Hauptzüge tritt auf dem Facieskärtchen der West- und Zentralkarpathen, das in »Bau und Bild der Karpathen«, p. 670, eingeschaltet ist, in die Erscheinung: aus dem subtatrischen Gebiete taucht hier eine Anzahl hochtatrischer Regionen, den einzelnen Kerngebirgen entsprechend, inselgleich hervor.

Als ich im Jahre 1897 die Annahme aussprach, daß die subtatrische Zone der Hohen Tatra von Norden her an der Hauptüberschiebungslinie über die hochtatrische geschoben sei, war es noch nicht bekannt, daß außer der Hohen Tatra auch andere Kerngebirge eine ähnliche Gliederung in eine hoch- und eine subtatrische Zone erkennen lassen. Man kann ja diese merkwürdige Verteilung auch mit der Annahme erklären, die in »Bau und Bild« aufgestellt ist, daß nämlich die hochtatrischen

Kerne im mesozoischen Meere eine höhere Lage einnahmen als die subtatrischen Partien und sich daher hier unter gleichartigen Verhältnissen eine ähnliche und von der subtatrischen verschiedene Facies ansiedelte; aber es läßt sich nicht leugnen, daß diese Erklärung weniger befriedigt, als wenn alle hochtatrischen Partien als eine ehemals zusammenhängende Einheit hingestellt werden, deren Zusammenhang durch die Überlagerung der subtatrischen Bildungen oberflächlich unterbrochen ist.

Konnte also gerade das stärkste Argument zu Gunsten des Deckenbaues auf die Bildung meiner Vorstellungen vom Baue der innerkarpathischen Zone nicht einwirken, so beeinflusste mich um so stärker die Transgression des Eocäns, das sich mit bezeichnenden Strandkonglomeraten an das ältere Gebirge anlehnt und alle Niederungen ausfüllt, ohne selbst deutliche Spuren von Faltung aufzuweisen und in den Faltungszonen enthalten zu sein.

Dieses Verhalten des Eocäns, von M. Lugeon¹ nicht mit Unrecht »le point le plus délicat de la géologie des Carpathes« genannt, war es, das mich veranlaßte, meine ursprüngliche Vorstellung über den Bau und die Bewegungsrichtung der Tatrafalten aufzugeben. Diese ursprüngliche Vorstellung bewegte sich in denselben Bahnen wie die Deutung M. Lugeon's und geradeso wie Lugeon die Kniefalte des Tomanowapasses mit dem nach Süden gerichteten Scheitel zum Ausgangspunkte seiner Betrachtung machte, so begrüßte ich im Jahre 1886 in dieser schönen Wölbung den Schlüssel der Ttratektonik. Die Folge von Profilen, die ich in der Sitzung der Geologischen Reichsanstalt vom 19. März 1889 vorlegte,² unterschied sich betreffs der hochtatrischen Zone nicht oder nur unwesentlich von den Profilen Lugeon's. Und was die subtatrische Zone betrifft, so hat unser Meister E. Suess, als ich ihm meine Ergebnisse vorlegte — es war das noch lange vor der Drucklegung des I. Teiles meiner Tatraarbeit,

¹ Les Nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. Soc. Vaudoise des sc. nat., 4. S., vol. 39, p. 50.

² Verhandl. geolog. Reichsanstalt 1889, p. 111.

also jedenfalls vor dem Jahre 1897 — auf das bestimmteste erklärt, die subtatrische Zone könne nur von Süden her über die hochtatrische geschoben worden sein und er kam auch später noch wiederholt auf diese Ansicht zurück, so besonders gelegentlich einer Besprechung meiner Tatraarbeit im »Geologischen Konversatorium« der Wiener Universität.

Die Umdeutung der Tatrategtonik, mit der mehrere Jahre später (1903) M. Lugeon hervortrat, war demnach für mich nicht neu. Wenn ich dennoch und trotz der Zuversicht, mit der ich ursprünglich die Südüberschiebung gesehen hatte, mich auch im Jahre 1903 nicht zu dieser Umdeutung bekennen und zu meiner eigenen ursprünglichen Deutung zurückkehren mochte, so war es hauptsächlich der festgewurzelte Eindruck, den die Verteilung des Eocäns auf mich gemacht hatte. Auch bereitete mir, wie schon früher der Umstand Bedenken, daß die hochtatrischen Kalke am Südrande der Granitkappe des Małotaczniak vom Granit abfallen, statt unter ihn einzuschließen, wie es im Falle der Überschiebung von Süden her der Fall sein müßte.

Man erklärt solche Regelwidrigkeiten durch die Annahme von rückläufigen Falten, eine Vorstellung, die früher nicht so geläufig war wie jetzt. Endlich schien die lokale Tektonik der Tatra vollkommen erklärt, wenn die Fortsetzung der Granitkuppen der hochtatrischen Zone nicht im Sinne der Überschiebung oben, sondern im Sinne lokalen Wurzelns unten gesucht wurde und diese Tektonik stand mit dem Auftreten des Eocäns im besten Einklang. Ich will nicht zu erwähnen unterlassen, daß mir allerdings das Auftreten der Oberkreide Bedenken zurückließ, und zwar sowohl gewisse lokale Vorkommnisse besonders im Szirokgabiete in Jaworina, wie namentlich das Fehlen der Oberkreide im subtatrischen Gebiete einerseits und ihr Vorhandensein in den Klippen und in der hochtatrischen Zone anderseits.

Es konnte aber immerhin angenommen werden, daß dieses Verhältnis später eine befriedigende Aufklärung erfahren werde, und so blieb ich bei derjenigen Anschauung stehen, die mit den festesten geologischen Tatsachen, nämlich der Beschaffenheit und dem Auftreten des Eocäns, bestens zu harmonieren schien.

Die Bedeutung dieser Tatsachen erscheint mir auch heute noch, nachdem sich in der Wertung so mancher geologischen Elemente ein Umschwung vollzogen hat, so groß, daß mir die Aufklärung der Eocänfrage als eines der dringendsten Bedürfnisse der Karpathensynthese erscheint. Daher möchte ich denn auch vor allem die Schwierigkeiten besprechen, die sich aus dem Auftreten des Eocäns für die Deckenlehre ergeben.

Die Rolle des innerkarpathischen Eocäns.

Es muß bemerkt werden, daß die Eocänkonglomerate nicht den Charakter eines gewöhnlichen Seichtwassersedimentes an sich tragen, sie zeigen vielmehr nach ihrer Beschaffenheit und ihrem Auftreten manche Merkmale eines echten »cordon litoral«, der nur an einer alten Küste entstehen kann. Sie gleichen lithologisch betrachtet, den miocänen Strandbildungen des Wiener Beckens; so wie diese in Lithothamnienkalk und dann in Tegel und Sande übergehen, so gehen die Eocänkonglomerate in Nummulitenkalke, die ja auch da und dort Lithothamnien enthalten, und in Tone und Sandsteine über.

Im Osten der Hohen Tatra greift von der Klippenzone her eocänes Flachland in einer Breite von mehr als 45 *km* tief in das Gebirgsgefüge ein. Im Süden reicht es bis an die Kalkzone des Inneren Gürtels (siehe Fig. 1), im Osten an den spornförmigen Horst des Braniszko, im Westen steht es über Käsmark und Poprad mit dem Zips-Liptauer Eocänkessel in Verbindung.

Somit verquert dieses eocäne Flachland die Zone der äußeren und inneren Kerngebirge und erstreckt sich bis in den Inneren Gürtel. In der Mitte liegen flach ausgebreitet die jüngeren Eocänbildungen, am Rande die Konglomerate. Die Konglomerate greifen am Südrande unregelmäßig und verschieden tief in das ältere Gebirge des Inneren Gürtels ein; bei Kluknó im Hernadtale liegen sie nach Stur¹ auf Gneis und erstrecken sich bei Haraszt und Poracs-Kotterbach über den Triaskalk hinweg bis auf das Carbon, bei Markusfalva und Igló bis auf den Werfener Schiefer. Bei Kluknó führen die

¹ Jahrbuch der geolog. Reichsanstalt, XIX, 1869, p. 414.

Konglomerate nach Stur in der oberen Partie Dolomitgerölle, in der unteren Geschiebe von kristallinen Gesteinen.

Th. Posewitz¹ bemerkte an der Vereinigung der Bäche Bind und Kotterbach kopfgroße Geschiebe aus grünlichem »Devonschiefer«, ferner Geschiebe von Grünschiefer, Quarz und kristallinen Schiefen, bei der Matheócer Mühle mengen sich

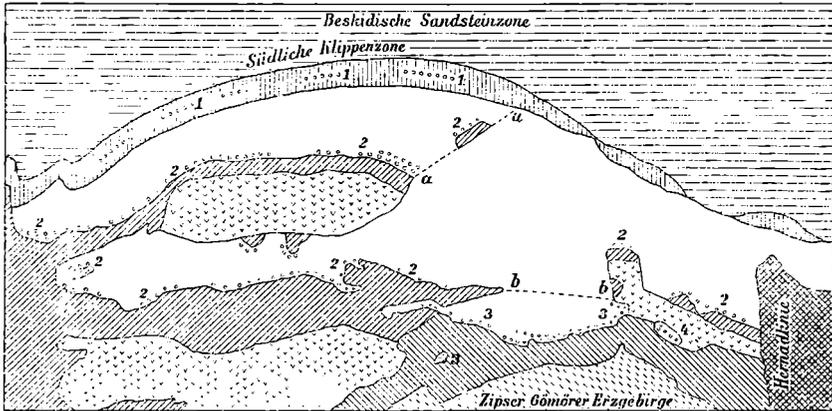


Fig. 1.

Das Auftreten des Eocäns in den Zentralkarpathen.

Die weiß gelassenen Flächen entsprechen dem flachlagernden innerkarpathischen Alttertiär. 1. Eocänkonglomerat der Klippenzone, mit Kalk-, Granit-, Quarzit-, Porphy- und krystallinen Schiefergeschieben, schematisch angedeutet. 2. Subtatisches Eocänkonglomerat (Sulower Konglomerat). 3. Eocänkonglomerat am Rande der Kalkzone des Inneren Gürtels, mit Geschieben von Grünschiefer und Carbon, Triaskalk. 4. Eocänkonglomerat des Hernadtales, nach Stur mit Gneis- und Kalkgeschieben. *aa* Mögliche Grenzlinie zwischen dem subtatischen Flysch der Hohen Tatra und dem subtatischen Flysch der Niederen Tatra und dem Braniszkokerne. *bb* Hypothetische Grenzlinie zwischen dem subtatischen Flysch der Niederen Tatra und dem Flysch des Inneren Gürtels.

-  Subtatisch (ostalpin 1).
-  Hochtatisch.
-  Innerer Gürtel (ostalpin 2, 3).
-  Vulkanisch und innerkarpathische Ebene.

¹ Jahresbericht der königl. ungar. geolog. Anstalt für 1899, Budapest 1901, p. 39—44.

in der Nähe der Triaskalke Kalkgeschiebe bei und an der Bergbahn nach Rostoka treten zu den Grünsteingeschieben auch solche aus Quarz- und karbonischem Grauwackenkonglomerat hinzu.

Aus der Iglóer Gegend streicht die Konglomeratzone über Grenic in die Vikartócer Bucht und greift hier tief in das Werfener Schieferniveau der subtatrischen Schuppe der Niederen Tatra. Sie bedeckt ferner am Nordrande der Niederen Tatra verschieden alte Bildungen vom Trias- bis zum Kreidedolomit.

Wäre die Konglomeratzone auch am quer (nordsüdlich) verlaufenden Rande des Branizkogebirges und am Ost- und Südrande der Hohen Tatra entwickelt, so wäre der Schluß, daß die Tektonik der inneren Karpathenzonen älter ist als das Eocän, zwingend. Nun sind aber die genannten Randlinien zugleich Linien mechanischen Kontakts und es kann daher angenommen werden, daß hier spätere Senkungen das Verschwinden des Eocäns zur Folge hatten. Keinesfalls verliert diese Eocänentwicklung durch den Mangel der Konglomerate an den genannten Linien an Beweiskraft, wenn sie sich wirklich, wie bisher angenommen wurde, als gleichmäßige, einheitliche, kontinuierliche, flache Decke vom Inneren Gürtel bis zur Klippenzone ausbreitet.

Die erste Vorbedingung für die Sicherung der Deckenlehre wäre also die Beseitigung der Schwierigkeiten, die das Auftreten des Eocäns bereitet. Das könnte durch den Nachweis geschehen, daß die Überfaltung der Kerngebirge und des Inneren Gürtels älter ist als das Eocän, wofür manche Anzeichen sprechen. Die zweite Möglichkeit bestände in dem Nachweise, daß das hier besprochene Eocänland bisher nur fälschlich für einheitlich gehalten wurde, in Wirklichkeit aber mindestens in drei Partien zerfällt: eine nördliche, eine mittlere und eine südliche, von denen die erste zur subtatrischen Zone der Hohen Tatra, die zweite zur subtatrischen Zone der Niederen Tatra, die dritte zur Kalkzone des Inneren Gürtels gehören müßte.¹

¹ Die noch nicht genügend geklärten Verhältnisse des Eocäns der West- und Zentralkarpathen bereiteten der Darstellung auf dem tektonischen Kärtchen

Ich kenne dieses weit ausgedehnte Eocänland nicht in allen Teilen so genau, um aus eigener Anschauung ein begründetes Urteil darüber abgeben zu können, ob für die erfolgreiche Führung dieses Nachweises mehr oder weniger Aussicht vorhanden ist, doch möchte ich bemerken, daß die Sonderung der nördlichen und mittleren Eocänpartie vielleicht keine besonderen Schwierigkeiten bereiten dürfte. In meiner Arbeit über das Inselgebirge von Rauschenbach¹ konnte ich am Südrande dieses Gebirges eine Störungslinie nachweisen, die von der zur subtatrischen Zone gehörigen Insel von Rauschenbach zum Nordostende der Hohen Tatra hinläuft und sich hier wie auch in der Richtung nach der Klippenzone durch eine auffallende Terrasse markiert. Es hat den Anschein, wie wenn an dieser Linie die Grenze zwischen der nördlichen und mittleren Flyschpartie zu suchen wäre. Viel schwieriger dürfte sich allerdings der Nachweis der Vielfältigkeit dieses Flysches im südlichen Teile am Rande der Niederen Tatra und des Inneren Gürtels gestalten, doch bietet vielleicht auch hier der aus der Niederen Tatra weit nach Osten vorspringende Triassporn von Donnersmark einen ersten Angriffspunkt.

Das Eocän der besprochenen Region stellt übrigens noch einige andere Aufgaben: es wäre festzustellen, ob das mitten im Bereich des alten Gebirges auftretende Eocän des Hernadtales und bei der Dobschauer Eishöhle Auflagerungen bildet und nicht etwa Fenster. Endlich böte der mir aus eigener Anschauung nicht bekannte Südrand des Chocs-Prosecsno-Zuges, der westlichen, ausschließlich aus subtatrischen Gesteinen bestehenden Fortsetzung der Hohen Tatra, vielleicht die Möglichkeit, um zu erkennen, ob die Linie mechanischen Kontakts, die diesem Südrande entspricht, auf Bruch oder Überschiebung zurückzuführen sei. Am Südfuße der Hohen Tatra ist diese Frage wegen der starken Überschüttung des Terrains mit Hilfe natürlicher Aufschlüsse kaum lösbar, das Chocs-Prosecsno-Gebirge dagegen ist von Flußläufen durchsägt und ärmer an

(Taf. II) gewisse Schwierigkeiten. Man kann sich das Eocän auf diesem Kärtchen entveder abgehoben oder zur subtatrischen Decke gehörig denken.

¹ Jahrbuch der geolog. Reichsanstalt, 1891, p. 423.

Plistocän-und Schuttbildungen und bietet so viel günstigere Bedingungen dar.

Wir wollen aber diese Fragen zunächst nicht weiter verfolgen. Das Auftreten des Eocäns beweist unzweifelhaft, daß vor Ablagerung dieser Stufe Bewegungen in den Karpathen eingetreten sind; welche Bedeutung ihnen hinsichtlich der endgültigen Gestaltung des Gebirges beizumessen ist, bleibt allerdings noch aufzuklären. Die Schwierigkeiten, die das Eocän der Deckenlehre bereitet, bilden vielleicht kein unüberwindliches Hindernis. Auf der anderen Seite bietet die Auffassung der Kerngebirgstektonik im Sinne eines Deckenbaues gewisse Vorteile. Die Kniefalte des Tomanowapasses und die Granitkappen der hochtatriscen Zone der Tatra scheinen für die Bewegung von Süden nach Norden zu sprechen. Es ist daher nicht überflüssig zu untersuchen, wie sich die geologischen Verhältnisse der inneren Zonen im Sinne eines Deckenbaues gestalten würden.

Neuere Auffassungen der südlichen Klippenzone.

In seiner auch für die Theorie des Deckenbaues so bedeutsamen Studie über das Tatragebirge hat M. Lugeon der südlichen Klippenzone eine sehr fesselnde Betrachtung gewidmet und zur Erklärung der Erscheinungen wieder das tektonische Moment in den Vordergrund gerückt, das zuerst M. Neumayr herangezogen hatte. Lugeon's Erwägungen führten zu dem Ergebnisse, daß die südliche Klippenzone als aufbrandende Stirnregion einer oder mehrerer Schubdecken anzusehen wäre. Obwohl er sich betreffs der Herkunft dieser Decken sehr zurückhaltend äußerte, führte er doch den Eventualfall des Zusammenhanges der Hornsteinkalke der Klippen mit der subtatriscen, der versteinerungsreichen Kalke mit der hochtatriscen Decke etwas näher aus. Die subtatriscen Decke arbeitete sich bis zur hochtatriscen durch, riß Stücke davon ab und brachte sie aufbrandend nach oben.

Zu Gunsten dieser Auffassung läßt sich manches vorbringen. Die unverkennbare Verwandtschaft zwischen den subtatriscen Fleckenmergeln und den pieninischen Hornsteinkalken und das Auftreten einer Doppelfacies hier und dort wirken bestechend.

noch mehr die geologische Erscheinung der Hornsteinkalkzüge, die mit ihrer schmalen, langgezogenen Form und steilen Lagerung in der Tat wie Stücke eines zu straff gespannten und daher zerrissenen und auseinandergezogenen Bogens aussehen.

Es fällt aber auf, daß von den Ablagerungen der subtatrischen Decke gerade die mächtigsten und tragfähigsten, nämlich der Triasdolomit und der cretacische Chocsdolomit in der Klippenzone fast gänzlich oder gänzlich fehlen. Auch ist die Übereinstimmung der Hornsteinkalke mit den subtatrischen Fleckenmergeln doch nicht vollständig. Die hochtatrischen Kalke bilden in der Tatra mächtige, bankige, ein Hochgebirge aufbauende Kalke, in der Klippenzone erscheint das dazugestellte Pendant als eine Folge von Crinoiden- und Cephalopodenkalken von fast verschwindender Mächtigkeit. Der Gegensatz ist zu groß, um übersehen werden zu können.

Die Oberkreide besteht zwar sowohl in der Tatra wie in der Klippenzone aus mechanischem Sediment, aber Beschaffenheit und Mächtigkeit weichen stark ab und die Oberkreide der Klippenzone führt echte Geschiebe von Hornstein und Hornsteinkalk. Wir können daher die Hornsteinkalke nicht gut als eine spätere subtatrische Einwanderung auffassen. Die tektonischen Verhältnisse bereiten insofern Schwierigkeiten, als die beiden Facies der Klippenzone nicht in einfacher, sondern meistens in zwei- und selbst mehrfachen, durch Oberkreide geschiedenen Doppelreihen angeordnet sind. Dies würde Teilungen oder rückläufige Bewegungen der Stirnwelle erfordern, deren Möglichkeit an der Stelle, wo die Bewegung der Decke erschöpft ist, fragwürdig erscheint. Daß am Südrande der Klippenzone allenthalben die Oberkreide zwischen die Hornsteinkalkzüge und das subtatrische Eocän eingeschoben ist, kann mit der vorausgesetzten Rolle der Hornsteinkalkzüge als subtatrische Stirnwalte nicht vereinbart werden.

Lugeon deutet in seiner Arbeit noch einen zweiten Eventualfall mit einigen Worten an, wonach die Klippen als auftauchende Köpfe von einer oder mehreren, in der Tiefe befindlichen und in Flysch gehüllten Decken wären (l. c., p. 61). Diese Auffassung entspricht nach meinem Ermessen

den Tatsachen viel besser, sie hat, wie wir sehen werden, wichtige Berührungspunkte mit meiner früheren Deutung der südlichen Klippenzone und wird daher hier vertreten werden. Bevor wir aber hierauf eingehen, wollen wir noch auf die Darstellung Limanowski's einen Blick werfen.

Für Limanowski (l. c.) ist die südliche Klippenzone eine »tektonische Moräne«,¹ entstanden durch den Druck der mit den Klippen wandernden und als »traîneau éraseur« wirkenden Magurasandsteine. In diese tektonische Moräne schieben sich einzelne der subtatrischen Decke angehörige Klippenmassen ein. Dinarischer Herkunft, schob sich die Klippendecke samt den Magurasandsteinen von Süden her über die Kerngebirge hinweg nach Norden.

Limanowski zeichnet die Klippen als regellos verteilte Blöcke von mehr oder minder kubischer Form. Ich sehe sie in Wirklichkeit fast stets regelmäßig angeordnet, nicht kubisch, sondern fast stets langgestreckt. Die regelmäßige Anordnung ist nicht nur beim »Reihentypus«, sondern selbst bei dem seltenen »Gruppentypus« nicht zu verkennen. Gerade die Streckung und die parallele Anordnung scheinen mit dem Deckenbau eng zusammenzuhängen. Der Ausdruck »tektonische Moräne« paßt daher für die südliche Klippenzone nicht; besser eignet er sich, wie schon angedeutet, für die Blockbildung von Freistadt.

Die dinarische Herkunft der Magurasandsteine wurde bereits im vorhergehenden Abschnitte in ablehnendem Sinne besprochen. Wir müssen uns bei Besprechung der Ostkarpathen nochmals mit diesem Gegenstande beschäftigen und wollen uns daher hier möglichst kurz fassen. Limanowski überschätzt den mediterranen Charakter der Juragesteine der Klippenzone; wie einfach sich dieser erklärt, ist in den vorhergehenden Zeilen dargelegt. Wenn man sich, wie das Limanowski tut, mit solchen Ähnlichkeiten begnügt, wie sie zwischen dem Neokommergel der Klippenzone (Kurzówka) und dem südalpinen Biancone

¹ Der Vergleich von »Klippen« mit einer Moräne findet sich bei Lugeon (l. c., p. 60), der ihn speziell für die von der hochtatrischen Decke abgerissenen Fetzen gebrauchte.

oder den *Opalinus*-Mergeln und *Murchisonae*-Tonen der Klippen und den Kalken von S. Vigilio bestehen, so wird es nicht schwer halten, jede beliebige alpin-karpathische Entwicklung mit jeder beliebigen anderen zu identifizieren. Es sei daher kurz bemerkt, daß irgend welche auffallende Analogien zwischen der pieninischen und der dinaridischen Schichtenfolge nicht bestehen, weder im Jura noch in der Kreide. Den cenomanen Exogyrensandsteinen und Konglomeraten der Klippenzone und der Ostkarpathen hat man bisher eine gewisse Hinneigung zur hercynischen Entwicklung zugeschrieben und wohl mit Recht. Den Dinariden sind sie jedenfalls fremd. Die Puchower Mergel lassen sich ebensogut mit dem hercynischen Pläner wie mit der südalpiner Scaglia vergleichen. Am meisten aber gleichen sie zweifellos den couches rouges der Chablaiszone. Die Hieroglyphenschichten der Puchower Mergel sind nichts anderes als die Ropiankaschichten der beskidischen und die Inoceramenschichten der subbeskidischen Decke, deren hercynische Beziehungen schon angedeutet wurden.

Versagen somit die Faciesverhältnisse für die Herleitung aus dinarischem Süden, so kann man das Einsetzen der Klippenzone von oben her über die Kerngebirge hinweg auch aus den tektonischen Verhältnissen nicht mit Sicherheit ableiten. Fiele die Klippenzone vom subtrischen Eocän allgemein nach Norden ab und in derselben Richtung unter den beskidischen Magurasandstein ein, so wäre das allerdings ein sehr beachtenswertes Argument zu Gunsten der Herkunft über die Kerngebirge hinweg. Aber ein solches Einfallen nach Norden ist nur in wenigen Partien, wie besonders in der Arva nahe dem Rande des Fatrakrivágebirges, nachgewiesen worden. In den Pieninen fallen dagegen die Schichten des subtrischen Alttertiärs ausnahmslos und in breiter Zone von der Klippenzone nach Süden ab, wenn man von einigen steilgestellten Bänken an der Kontaktlinie absieht, und so ist hier der Annahme der Herkunft der Klippenzone von oben und Süden jeder Boden entzogen.¹ Ebenso unwahrscheinlich ist aber auch das Untertauchen der Klippenzone nach Norden

¹ Jahrbuch 1890, Pienin. Klippenzug, Taf. IX, ferner p. 607, 668, 720, 800.

unter die beskidischen Magurasandsteine. Diese Sandsteine fallen häufig gegen die Klippenzone ein, hie und da aber auch von dieser Zone ab, was vermutlich mit den untergeordneten Faltungen des Magurasandsteinzuges zusammenhängt. Die wahre Begrenzung der Klippenzone nach Norden wird aber nicht vom Magurasandstein, sondern von der von mir so genannten nördlichen Grenzzone bewirkt und von dieser konnte mit Sicherheit ermittelt werden, daß ihre Schichten »von den cretacischen Schichten der Klippenhülle nicht abfallen, sondern entweder steil gestellt sind oder gegen dieselben nach Süden einschließen«. ¹

In diesem Zusammenhange verdient die Tatsache Beachtung, daß den Außenrand der Klippenzone von der Arvaer Grenze bis an den Popper Durchbruch (zirka 65 km), soweit meine eigenen Beobachtungen reichen, ein Band von Klippen der versteinungsreichen Facies begleitet, die ausnahmslos nach Süden geneigt sind, eine Gesetzmäßigkeit, die mit Limanowski's Annahme nicht übereinstimmt. Wir wissen allerdings, daß andere Klippen der Pieninen namentlich am Innenrande der Klippenzone steil nördlich einfallen, aber dieses Verhalten ist sicherlich weniger entscheidend als die nach Süden gerichtete Neigung der obercretacischen Schichten am Kontakte mit dem subtratischen Flysch und die südliche Neigung dieses Flysches. In dem leider noch wenig genau bekannten Waagtalgebiete fallen die Klippen zum Teil nach Nord, zum Teil nach Süd ein; wenn man in dieser Beziehung die Durchschnitte Stur's näher prüft, so ergibt sich eine etwas größere Häufigkeit der südlichen Neigung.

Ich stehe nun nicht an, zu betonen, daß unser Wissen in dieser Beziehung eine große und bedauerliche Lücke aufweist. Es wäre gewiß sehr wünschenswert, wenn das Verhältnis der Klippenzone sowohl zur angrenzenden Flyschzone wie auch zu den Kerngebirgen in möglichst vielen Teilen der südlichen Klippenzone genau bekannt wäre. Nur in diesem Falle könnte die wahre Bedeutung der scheinbaren Widersprüche und Ausnahmen richtig gewürdigt werden. Aber diese

¹ Pieninischer Klippenzug, Jahrb. geolog. Reichsanstalt, 1890, p. 719.

Aufklärung können wir erst von künftigen langwierigen Untersuchungen im Felde erwarten und müssen uns heute mit dem vorhandenen Material begnügen. Dieses aber erfordert nach meiner Einsicht keineswegs ein Einsetzen der Klippenzone von oben und Süden her, wohl aber verweisen viele Beobachtungen eindeutig auf das Heraustreten dieser Zone von unten und Süden her.

Die Klippenzone unterteuft als selbständiges Glied des Gebirgsbaues die Kerngebirge.

Die vorangehende Betrachtung hat uns, obwohl sie wesentlich negativ war, doch einem positiven Ergebnisse genähert. Wir konnten mit genügender Wahrscheinlichkeit feststellen, daß die Klippenzone weder mit den tatriscen Decken noch auch mit den Dinariden in Zusammenhang zu bringen ist und daß ihr Heraustreten von unten und Süden die größte Wahrscheinlichkeit für sich hat.

Die Faciesentwicklung der Gesteine der Klippenzone zeigt, daß wir es hier mit einem selbständigen Glied des karpathischen Gebirgsbaues zu tun haben. Die Klippengesteine zeigen naturgemäß vielerlei Beziehungen zu anderen karpathischen Bildungen. Aber vollständig übereinstimmende Entwicklungen hat man bisher aus keinem Teile der West- und Zentralkarpathen, weder aus den Kerngebirgen noch auch dem Inneren Gürtel beschrieben.¹ Durchaus eigenartige Bildungen repräsentieren die Cenomankonglomerate und Sandsteine mit *Exogyra columba* des Waagtales und die Puchower Mergel, die in den West- und Zentralkarpathen auf die Klippenzone beschränkt zu sein scheinen. Gänzlich isoliert und den übrigen Karpathen fremd erscheinen die schieferig-konglomeratischen Gaultschichten mit *Ammonites tardefurcatus* der Arva.

Die Eocänkonglomerate nähern sich zwar beträchtlich den Sulower Konglomeraten der subtatriscen Zone, führen aber nicht selten Quarzit- und Granitgeschiebe², die den Sulower

¹ Vergl. Bau u. Bild d. Karpaten, p. 679, 792. — Compt. rend. 9. Congrès géol. internat. Vienne, 1903, p. 447

² Solche Geschiebe fand ich in großer Häufigkeit in den Aufschlüssen der Arvaer Eisenbahn, besonders bei Unterschloß (Arváralja).

Konglomeraten im allgemeinen fremd sind. Sie sind reich an Hornstein- und Hornsteinkalkgeschieben und enthalten rote Schiefer, eine im subalpinen Flysch ebenfalls nicht häufige Erscheinung. Gewisse Tatsachen verweisen auf Beziehungen zur alpinen Gosauformation: wie in gewissen Gosaulokalitäten, so kennt man auch in den Upohlawer Konglomeraten der Klippenhülle Porphyrgerölle. Sodann ist in denselben Konglomeraten von D. Stur¹ eine Hippuritenbank nachgewiesen und auch im eocänen Konglomerat des Neumarkter Abschnittes sind ein Hippuritenkalkblock und Porphyrgeschiebe gefunden.²

Zur Senonzeit drangen dem Anscheine nach die Rudisten aus dem südlicheren Gebiete nach Norden vor, wo sie aber offenbar nicht die ihnen zusagenden Lebensbedingungen fanden und bald verschwanden.

Die schon oben besprochenen Beziehungen des Klippenensons zum Senon der beskidischen Decken, ferner der faunistische Charakter der Oberkreide der Klippenzone sowie endlich die äußerste Seltenheit der Rudisten und auch der Charakter der Klippengesteine verweisen uns auf die Annahme, daß der ehemalige Bildungsraum der Klippenzone sich südlich an den beskidischen anschloß, aber nördlicher lag als die Fortsetzung des ostalpinen Bildungsraumes. In diesem offenbar sehr weit ausgedehnten Bildungsraume oder an seinen Grenzen existierten zur Zeit der Oberkreide und des Alttertiärs weithin landfeste Verhältnisse; die Klippengesteine wurden abgewaschen, es kamen aber auch Gesteine zur Abtragung und Abrollung, die an der jetzigen Oberfläche gänzlich unbekannt sind (Porphyre) und die Denudation muß stellenweise sehr tief vorgedrungen sein, so daß auch Granite, Quarzite, Phyllite und andere alte Gesteine abgewaschen und als echte Geschiebe abgelagert werden konnten. Was wir heute von den Ablagerungen dieses Bildungsraumes in der Klippenzone vor uns haben, ist offenbar nur ein zufälliger Querschnitt, die Flächenausbreitung ist unserer Beobachtung entzogen.

¹ Jahrb. geolog. Reichsanstalt, 1860, p. 88.

² V. Uhlig, Pieninische Klippenzone. Jahrb. geolog. Reichsanstalt. 1890. p. 608.

Da wir nun durch die Betrachtung der Sandsteinzone zu der Annahme geführt wurden, daß die beskidische Region eine nach Süden sich senkende Decke bilde, da wir ferner sahen, daß sich der ehemalige Bildungsraum der Klippengesteine an die beskidische Decke südlich angeschlossen haben muß, und wir endlich erkannten, daß die Tektonik der Klippenzone ein Auftauchen dieser Zone von Süden und unten wahrscheinlich mache, so werden wir naturgemäß zu dem weiteren Schlusse geleitet, daß die eigentliche Flächenentwicklung der Klippenzone sich unterhalb der Kerngebirgsregion ausbreiten und daher zunächst die Hohe Tatra und mit ihr die äußere Kerngebirgsreihe auf der Klippenzone als wurzellose Masse schwimmen müsse.

Es ist das eine Eventualität, die schon M. Lugeon¹ vorgesehen hat. Wenn das Vorhandensein von kristallinem Material im Eocän der Palenica in der Tatra dagegen zu sprechen scheint, so wird angenommen werden müssen, daß es sich da um losgerissene Untergrundfragmente handelt.

Die tektonischen Elemente der südlichen Klippenzone.

Die südliche Klippenzone ist in ihrer Gesamtheit, besonders aber in den Pieninen reich an Erscheinungen intensiver Pressung; die Lagerung ist vielfach steil, vorwiegend isoklinal, die ursprünglichen Diskordanzen sind verschwunden und machen meistens strengem Parallelismus der Schichten Platz. Mechanische Kontakte zwischen Klippen und Hülle bilden fast die Regel und nur da, wo im Hangenden der Klippen Konglomerate und Sandsteine erscheinen, scheint der ursprüngliche Ablagerungskontakt erhalten zu sein.

Daß die kleineren Klippen besonders der versteinungsreichen Facies vermutlich abgerissene Blöcke bilden, wurde schon von Neumayr und mir ausgesprochen,² es mag aber sein, daß auch ein Gutteil der größeren und großen Klippen aus dem natürlichen Zusammenhange gerissen ist, obwohl namentlich für die großen Hornsteinkalkmassen gewiß auch die Möglich-

¹ Compt. rendus, 17. Nov. 1902.

² Jahrbuch geol. Reichsanstalt, 1871, p. 475; 1890, p. 804.

keit eines mehr oder minder ununterbrochenen Zusammenhanges nach unten und Süden zu einer Wurzel hin besteht. Häufig vermitteln die Klippen das Bild von langen, schmalen, steil aus dem Boden ragenden, bisweilen zerstückelten, häufig schuppenartig verdoppelten Platten. Oft zeigen sie ein auffallendes Mißverhältnis zwischen Länge und Breite zu Gunsten der Länge. Eine gewisse, häufig sehr vollkommene Regelmäßigkeit der Anordnung ist unverkennbar; für den Zwang und die Pressung bei der Bewegung spricht der Umstand, daß selbst inverse Klippen, die sich bei der Bewegung ausnahmsweise drehen konnten, die Parallelordnung einhalten.¹

Zertrümmerungserscheinungen sind in der Klippenzone nicht übermäßig häufig, aber sie kommen vor. Manche Klippensteinsmassen sind zerzogen und zerrissen und den jüngeren Hüllschichten bald quer, bald parallel eingelagert. Hiher dürften wohl die zerrissenen Hornsteinkalke gehören, die am Ufer der Ruska in Szlachtowa neben echten Hornsteinkalkkonglomeraten anstehen.

Da und dort kommen 1 bis 2 *m* mächtige, in den Aufschlüssen nach unten und oben sich verschmälernde Linsen von zertrümmertem Klippenmaterial vor, die man wohl als Mylonite deuten muß,² ferner wurden auch den Hornsteinkalk durchsetzende Breccien vorgefunden.³ Ähnliche tektonische Riesenbreccien, wie sie an der Sohle der Decken der Sandsteinzone vorkommen (Freistadt) und als Gesteinsspreu der Schubfläche angesprochen wurden (tektonische Moränen), sind aus der südlichen Klippenzone bisher nicht beschrieben worden.

Auch Auswälvungen und Zerrungen sind nicht bekannt, lediglich die langen Bogen der Hornsteinkalkzüge lassen eine leichte Spannung vermuten. Da aber dieselben Kalkzüge häufig

¹ Ein gutes Beispiel für derartige Klippen bietet die nördliche Partie der großen Klippengruppe von Jaworki. Eine der daselbst auftretenden Klippen — sie nimmt in der in »Bau und Bild der Karpathen«, p. 131, veröffentlichten Abbildung den Vordergrund ein — zeigt inverse Lagerung, während benachbarte, scheinbar gleichgerichtete Klippen die normale Schichtenfolge aufweisen.

² Pieninische Klippenzone, Jahrb. geol. Reichsanstalt, 1890, p. 590 (32), ferner p. 654, 655.

³ l. c., p. 653.

eine Kleinfaltung nach allen Richtungen aufzeigen, kann diese Spannung nicht sehr intensiv gewesen sein. Die Hornsteinkalke und Fleckenmergel konnten als relativ plastische Gebilde dem Zuge nachgeben; die spröden Crinoidenkalke der versteinungsreichen Facies barsten und lieferten Schollen, Platten und Blöcke. Die Versteinerungen der letzteren Facies zeigen keine Spuren tektonischer Beeinflussung, häufig sind sie vorzüglich erhalten. Man darf diese Erscheinung sowie überhaupt die auffallende Geringfügigkeit der mechanischen Gesteinsveränderung wohl dem Umstande zuschreiben, daß die von dem plastischen Material der Klippenhülle umgebenen spröden Kalke durch ihre Emballage vor intensiven Angriffen behütet waren.

Die Gesamtheit dieser Erscheinungen erweckt den Eindruck, wie wenn sich in der südlichen Klippenzone eine gemeinsame, unter mächtiger Belastung stehende Bewegung abgespielt hätte. Da wir die Flächenentwicklung der Klippenzone unter den Kerngebirgen suchen müssen, so ergibt sich, daß diese Bewegung auf der beskidischen Decke und unter und mit den Kerngebirgen vor sich ging und für die Klippenzone ebenfalls Deckenbau in Anspruch genommen werden muß. Könnten wir die Kerngebirge und die Klippenzone, bis auf ihren Untergrund durchschneiden, so erhielten wir hier vielleicht ein ähnliches Bild, wie es im tiefen Rheineinschnitte die lepontinischen Gesteine des Plessurgebirges bei Arosa an der Sohle der ostalpinen Decke liefern: die Gesteine, die in der Klippenzone als Platten, Mauern und unregelmäßige Schollen aus dem Boden steil aufragen, lägen als flache, sich wiederholende, bald zerrissene, bald mehr zusammenhängende Schollen, vielleicht selbst als richtige Decken am Fusse der Kerngebirge. Wo die Belastung durch die Kerngebirge ihr Ende nahm, mußte die horizontale in eine schräg nach Norden aufsteigende Bewegung übergehen. So kommt es, daß die Klippenzone am Außenrande der Kerngebirge den Eindruck macht, aus der Tiefe aufzutauchen, und daß die dem Außenrande genäherten Klippen nach Süden einfallen. Wo aber die Kerngebirge der Klippenzone am stärksten genähert sind, wie im Waagtal und im Fatrakriváengebirge, und in diese förmlich eindringen, konnte sogar eine leichte Rück-

strömung der Klippenzone nach Süden eintreten und infolgedessen nördliches Einfallen der Klippengesteine bewirkt werden. Vielleicht wird es einmal gelingen, subtratische Deckschollen in der Klippenzone nachzuweisen.¹

Pieninische und subpieninische Decke.

Ergibt die Auffassung der Klippenzone als laminierte Decke im allgemeinen kein ganz unbefriedigendes Resultat, so fehlt es nicht an Schwierigkeiten bei etwas näherem Eingehen auf die lokalen Verhältnisse. Vor allem stellt uns die Existenz zweier Facies vor die Frage, ob etwa zwei Decken entwickelt sind und wie das Material dieser Decken zu sondern sei.

Bisher wurde diese Sonderung nur betreffs der Jurakalke versucht. Der Lias scheint, soviel bekannt, nur durch Modifikationen der Fleckenmergelfacies und Grestener Schichten vertreten zu sein. Über die Entwicklung der Trias ist man äußerst mangelhaft unterrichtet. Erst im Dogger und Oberjura tritt eine Scheidung in zwei Entwicklungen deutlich hervor, die bisher von mir als Hornsteinkalkfacies und versteinungsreiche Facies bezeichnet wurden. Diese Ausdrücke, die zum Ersatze der auf nicht ganz richtigen Voraussetzungen beruhenden Neumayr'schen Bezeichnungen hoch- und subkarpathisch gewählt wurden, haben den Vorteil, etwas über die Natur der betreffenden Entwicklungen auszusagen, freilich auch den Nachteil, daß sie etwas schleppend und zur Übertragung in andere Sprachen und Verbindung mit dem Worte Decke etwas unbequem sind. Es würde sich daher vielleicht empfehlen, für die Fleckenmergel und Hornsteinkalke die Bezeichnung pieninisch, für die versteinungsreichen Facies die Bezeichnung subpieninisch neben den alten Ausdrücken zu verwenden.²

¹ Vielleicht bilden die Felsmauern des Sulower Konglomerates in der Waagtalzone, in deren Mitte Cenomankonglomerat und eine kleine Neokomklippe auftreten, derartige Deckschollen (vergl. die Deckenkarte).

² Die Hornsteinkalke sind in den eigentlichen Pieninen (Dunajecdurchbruch) am mächtigsten entwickelt; der Ausdruck subpieninisch paßt insofern

Pieninische und subpieninische Klippenreihen sondern sich in vielen Fällen so scharf, daß man sie nicht gut zu einer Einheit vereinigen kann. Lugeon hat diesem Umstande Rechnung getragen und in etwas verschwommener Weise auch Limanowski. Da die Sonderung erst im Dogger zu beginnen scheint und Übergänge bestehen, scheint es vielleicht angemessen, die beiden Facies, bis wir nicht eines besseren belehrt werden, als Teilungen einer Hauptdecke oder Decken zweiter Ordnung eng zusammenzufassen.

Die nähere Zergliederung der Klippenzone krankt nun an dem Umstande, daß es bis jetzt nicht möglich war, auch im Bereiche der obercretacischen und alttertiären Hüllgesteine der pieninischen und subpieninischen Decke entsprechende Unterscheidungen zu machen. Vielleicht sind diese Bildungen in beiden Decken sehr ähnlich, vielleicht war auch die Aufmerksamkeit bisher nicht genügend auf diese Frage gerichtet. Vorläufig können wir nur auf einzelne in diesem Zusammenhange zu beachtende Erscheinungen hinweisen. Im Waagtale nehmen die Cenomangesteine vorwiegend nur den inneren, südöstlichen, die Puchower Mergel hauptsächlich den nordwestlichen Teil der Klippenzone ein. In den Pieninen fehlen die eigentlichen Cenomangesteine. Geschiebe der einen und der anderen Facies sollten die Zugehörigkeit der betreffenden Hüllschichten festzustellen erlauben. Es hat aber den Anschein, wie wenn die Hornsteinkalkgeschiebe ziemlich allgemeine Verbreitung besäßen. Vielleicht wegen der Gemeinsamkeit der Fleckenkalke im Lias, vielleicht muß man aber auch mit anderen Möglichkeiten rechnen.

Wir können daher gegenwärtig in der Klippenzone ganz im allgemeinen eine pieninische und eine subpieninische Decke aufstellen, aber wir können sie namentlich betreffs ihrer obercretacisch-alttertiären und liasischen Anteile nicht streng sondern. Immerhin dürfte die Annahme einer gemeinsamen Wanderung dieser Decken

gut auf die versteinungsreiche Facies, als diese hauptsächlich unter die pieninische zu liegen kommt und häufig auch topographisch tieferliegende Partien einnimmt.

unter Belastung gewisse Eigentümlichkeiten der Verteilung erklären. Schoben sich die Decken gemeinsam vor, so verhielten sie sich wie eine einheitliche Decke von größerer Mächtigkeit, in der die subpieninsische Serie die tiefere, die pieninsische die höhere Lage einnahm. Trat nun in dieser gemeinsamen Decke eine Teilung ein, so mußte es naturgemäß zur Verdopplung der betreffenden Serien kommen; nochmalige Teilung mußte zur Verdreifachung der Doppelreihen führen. Auf diese Weise erklärt sich die auf den ersten Blick so befremdliche Anordnung der beiden Klippenfacies in Doppelreihen ohne schwerverständliche Verwicklungen mit der subatrischen Region.

Lokale Unregelmäßigkeiten mögen die Folge des Voraneilens oder Zurückbleibens einzelner Deckenteile bei ungleichem inneren Widerstande und wechselnder Belastung bilden; vielleicht sind auch die oft beobachteten Blattverschiebungen der versteinungsreichen Facies, ihre Schuppenstruktur und die gelegentlich vorkommende unvollständige Adjustierung von Klippen und ihrer Hülle auf diese Umstände zurückzuführen.

Das Verhältnis der südlichen Klippenzone zur Sandsteinzone.

Auf den bisherigen geologischen Karten der Klippenzone erscheint das Alttertiär nur in wenig zahlreichen, kurzen und wenig mächtigen Zügen. Wahrscheinlich ist es hier in Wirklichkeit verbreiteter, als man annimmt, dennoch aber tritt es im Verhältnis zur Oberkreide sehr zurück.

Man muß aber doch annehmen, daß das Alttertiär in dem ehemaligen Ablagerungsgebiete der Klippendecken vermutlich ebenso mächtig entwickelt war wie in den benachbarten beskidischen und tatratischen Regionen. In demjenigen Teile der Klippendecken, der sich unter den Kerngebirgen ausbreitet und vermutlich stark gepreßt war, dürfte es kaum eine größere Mächtigkeit haben als in dem uns zugänglichen Teile. Wohl aber ist es denkbar, daß das Alttertiär unter dem Drucke der tatratischen Decken ausgepreßt und in jenen Teil der Klippenzone vorgeschoben wurde, der nicht mehr unter

tatrischer Belastung stand und sich ehemals über die beskidische Decke oder ihren südlichen Teil ausbreitete. So wie in dem zugänglichen und jetzt verborgenen Teile der Klippenzone ein Mißverhältnis zwischen Alttertiär einerseits und Oberkreide und den älteren Gesteinen andererseits zu Ungunsten des ersteren besteht, so dürfte in dem minder belasteten und jetzt denudierten Teile umgekehrt ein Mißverhältnis zu Gunsten des Alttertiärs bestanden haben. Die in der Klippenzone heute beobachteten schmalen Alttertiärstreifen bildeten vermutlich die Wurzeln, aus denen nach Norden hin immer mächtiger werdende Alttertiärmassen hervorwuchsen. Die nach Norden und oben vorgeschobenen Alttertiärgesteine könnten an ihrer Basis Oberkreide-, Neokom- und Juragesteine mitgeschleppt haben, deren Spuren nach Norden hin immer spärlicher wurden. So konnte füglich an der ehemaligen Kontaktlinie der Klippendecken mit der beskidischen Decke ein Verhältnis entstanden sein ähnlich dem an der heutigen Kontaktlinie der beskidischen mit der subbeskidischen Decke und dieser mit der Salztonzone, wo nur vereinzelt, bald da, bald dort, Splitter von Jura- und Kreidesteinen mitgerissen erscheinen und nur an wenigen Stellen größere Massen der älteren Bildungen gleichsam hervorquellen.

Auf diese Weise scheint eine unvermutete Analogie zwischen der südlichen und der sogenannten nördlichen Klippenzone zu Tage zu treten.

Die tektonischen Erscheinungen der tiefsten karpathischen Decken, der beiden beskidischen und der beiden pieninischen, sind in gleicher Weise der Bewegung unter hoher Pressung zuzuschreiben, welche die Laminierung der Basis bewirkte. Die Verschiedenheiten erklären sich vermutlich durch die verschiedene geologische Position der uns zugänglichen Teile dieser Decken: Wir kennen von den beskidischen Decken einen vorderen, schon außerhalb der eigentlichen Pressungsregion gelegenen Teil, von den pieninischen dagegen einen mehr nach innen gelegenen, am Rande der Pressungsregion befindlichen Durchschnitt. Die beskidischen und subbeskidischen Decken stehen einander in ihrem unter Pressung befindlichen Teile räumlich vielleicht ebenso nahe wie in der Klippenzone

die pieninische und subpieninische Decke und diese Erwägung gibt der Konstruktion eines hypothetischen Profils der tiefsten karpathischen Decken (siehe Taf. I, Fig. 3) einen gewissen Halt.

Beziehungen zu den Alpen.

Ähnlich wie die südliche Klippenzone dem subalpinen Gebiete nördlich vorliegt, so taucht auch am Nordrande der Ostalpen eine schmale Zone klippenartiger Vorkommnisse auf, deren bekanntestes Glied die Klippen von St. Veit in Wien bilden. Man hat bisher wegen der Ähnlichkeit der geologischen Lage und Zusammensetzung angenommen, daß diese Vorkommnisse die Fortsetzung der südlichen karpathischen Klippenzone bilden. Die Richtigkeit dieser Anschauung läßt sich auf dem Wege direkter Verfolgung nicht nachweisen, da ja zwischen beiden Gebieten das Wiener Becken liegt.

Es läßt sich aber zeigen, daß diese ostalpinen Klippen vornehmlich in einer Facies entwickelt sind, welche mit der pieninischen ungemein nahe verwandt, in vieler Beziehung selbst identisch ist. Es läßt sich ferner nachweisen, daß die isoklinale Lagerung im Flysch mit vorwiegender Neigung unter die Kalkzone sehr viel Analogie mit den Lagerungsverhältnissen der südlichen karpathischen Klippenzone aufzeigt. Allerdings fehlt es auch nicht an Abweichungen: die St. Veiter Klippen sind als Zone weniger scharf gesondert und weniger regelmäßig ausgebildet, die Kreidehülle ist weniger ausgeprägt, die Konglomerate fehlen oder sind weniger mächtig. Ferner kommen abgescherte Partien basischer Gesteine vor, die in der karpathischen Klippenzone bisher nicht bekannt sind. Die Bedeutung dieser Differenzen ist aber wohl nicht so groß, um die allgemein geteilte alte Anschauung vom Zusammenhange der St. Veiter Klippen mit der südlichen karpathischen Klippenzone zu erschüttern.

Die Klippen von St. Veit stehen nun in den Alpen weit weniger isoliert da, als man früher zumeist angenommen hat. Es hat sich gezeigt, daß eine fortlaufende, wenn auch vielfach unterbrochene Reihe von derartigen, von Flysch umgebenen

Klippen knapp am Außenrande der eigentlichen Kalkzone sich hinzieht, die neuerdings von F. Trauth¹ bis zum Buch-Denkmal im Pechgraben verfolgt ist, in vereinzeltten Spuren aber wahrscheinlich auch noch weiter westlich nachweisbar sein wird. Trauth vermutet in dieser ostalpinen Klippenzone eine Fortsetzung der lepontinischen Decken der Schweiz und des Allgäus und dieselbe Anschauung hat jüngst E. Haug² in seiner bemerkenswerten Arbeit über die nördlichen Kalkalpen ausgesprochen. Aber auch wenn es nicht gelingen sollte, den räumlichen Zusammenhang der ostalpinen Klippen mit den lepontinischen Spuren des Allgäus schrittweise zu verfolgen, was ja wesentlich von dem Verhalten der lepontinischen Decke im mittleren Teile der ostalpinen Kalkzone abhängt, wird man man doch wegen der ersichtlichen Übereinstimmung der Facies und der geologischen Position die Zugehörigkeit der ostalpinen Klippenzone zu den lepontinischen Decken als gut begründet ansehen.

Trotzdem wollen wir uns noch die Frage vorlegen, ob die ostalpinen Klippen nicht etwa mit der helvetischen Decke der Schweiz und den beskidischen Decken der Karpathen zusammenhängen. Eine räumliche Beziehung der ostalpinen Klippen ist weder zu sichergestellten helvetischen Bildungen, noch auch zu den beskidischen Klippen vorhanden; auch ist es bis jetzt nicht gelungen, eine Übereinstimmung der Facies dieser Klippen sei es mit dem helvetischen System des Westens, sei es mit dem beskidischen Jura (Stramberger Kalk, Cetechowitzer Oxford, Kurowitzer Kalk) und der beskidischen (schlesischen) Unterkreide zu erkennen. Es fehlen somit Anhaltspunkte für diese Gleichstellung und wir können umso beruhigter die pieninischen Decken der Karpathen den lepontinischen Decken der Alpen gleichstellen.

In demjenigen Teile der nordostalpinen Kalkzone, der sich unmittelbar südlich an die ostalpine Klippenzone anschließt, sind da und dort Cenomansandsteine mit Orbitolinen bekannt,

Anzeiger d. kais. Akademie d. Wiss., Math.-nat. Kl., Wien 1906, Sitzung vom 5. Juli.

² Bulletin Soc. géol. de la France. 4. ser., VI, 1906, p. 366.

die namentlich in Bayern näher untersucht, auch in Niederösterreich an mehreren Punkten nachgewiesen sind.¹ Ob diese Gesteine etwa mit dem cenomanen Exogyrensandsteinen des Waagtales in irgendeine nähere Beziehung zu bringen sind, werden künftige Untersuchungen lehren.

Die Faciesgebiete der Kerngebirge, des Inneren Gürtels und des Ungarischen Mittelgebirges.

Je weiter wir in das Gebirge nach Süden vordringen, um so mehr häufen sich die Schwierigkeiten. Unter diesen Umständen wollen wir denjenigen Weg einschlagen, der als der sicherste erscheint und der jedenfalls irgendwelche brauchbaren Ergebnisse verspricht, nämlich der Weg der stratigraphischen Vergleichung.

An einer anderen Stelle, auf die wir hier verweisen können, sind die Gründe auseinandergesetzt, welche für eine Gleichstellung der hochtatischen Zonen mit der zentralalpinen Entwicklung des Mesozoicums sprechen.² Die hochtatischen Zonen zeigen zwar untereinander nicht unbedeutende Abweichungen, die auch bereits zu untergeordneten Sonderungen verwertet wurden, aber der subtatischen Entwicklung gegenüber können sie doch als eine sehr gute höhere Einheit zusammengefaßt werden.³

Auf dem Semmering wird die zentralalpine oder Tauernschuppe bekanntlich von der paläozoischen »Grauwackenzone« überlagert und diese wiederum bildet die Unterlage der ostalpinen Decke oder richtiger des ostalpinen Deckensystems. Nach Nordosten hin verschwindet zwar die paläozoische Zone aus dem Hangenden der Tauern-, beziehungsweise hochtatischen Decke, jedoch die Überlagerung durch eine zweite mesozoische Decke, die subtatische, verwirklicht sich auch in den Karpathen. Auch die subtatischen Zonen sind in den verschiedenen Kerngebirgen nicht streng gleichartig entwickelt, sondern werden ähnlich wie die hochtatischen, ebenfalls einer näheren

¹ A. Bittner, Verhandl. geolog. Reichsanstalt, 1897, p. 216.

² Sitzungsber. kais. Akademie, math.-nat. Kl., 1906, 115. Bd., p. 1735.

³ Vergl. Bau und Bild der Karpathen, p. 676.

Gliederung zugänglich sein, im allgemeinen aber sind sie doch durch die Gemeinsamkeit vieler Schichtengruppen sehr eng verbunden. Die subtratische Entwicklung erinnert an die niederösterreichische, sofern die mittlere Trias stark dolomitisch ausgebildet und zumeist durch Lunzer Sandsteine und Reingrabener Schiefer überlagert ist und Jura und Neokom hauptsächlich durch Fleckenmergel, Crinoiden- und Aptychengesteine vertreten sind. Daneben laufen allerdings auch namhafte Unterschiede: der alpine Hauptdolomit ist durch bunte Tonschichten (Karpathenkeuper) vertreten, im Werfener Niveau kommen Quarzite und Melaphyrdecken vor, die Gosau fehlt. Nach H. Vettters¹ findet die niederösterreichische Trias im Wetterlingzuge der Kleinen Karpathen ihre Fortsetzung auf karpathischem Boden, sie wird hier von der subtratischen unterlagert und, soviel man bis jetzt urteilen kann, von ihr rasch verdrängt. Es ist daher mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß die subtratische Decke im allgemeinen etwa als laterales Äquivalent der niederösterreichischen und als tiefste Teildecke des ostalpinen Deckensystems erster Ordnung (E. Suess) aufzufassen sein wird.

Eine weitere Entwicklung ist in der Region der Kerngebirge bisher nicht nachgewiesen, aber an der Innenseite dieser merkwürdigen Gebirgszone tritt uns im innersten Karpathenteile, dem von mir so genannten Inneren Gürtel, eine weitere mesozoische Facies entgegen, die namentlich das Murány-Plateau und die nördliche und südliche Kalkzone des Zips-Gömörer Erzgebirges zusammensetzt und vermutlich auch südlich davon bis zum Bükkgebirge entwickelt ist. Typische, versteinungsreiche Werfener Schiefer sind hier von einer mächtigen und ununterbrochenen, bis zur Rhätstufe reichenden Folge von Dolomiten und Kalksteinen überlagert. Kalke vom Aussehen des Dachsteinkalkes enthalten im Murány-Plateau² und in der südlichen Kalkzone³ Megalodonten und bei Dernő eine oberrösch-rhätische Mischfauna von Brachio-

¹ Verhandl. geolog. Reichsanstalt. 1904, p. 137.

² Bau und Bild der Karpathen, p. 680.

³ Földt. Közl. XXVI (Sobanyi), p. 277.

poden und zahlreiche Cephalopoden, die nach v. Mojsisovics für den obernorischen Dachsteinkalk bezeichnend sind.¹

Aus dem Bereiche der Juraformation kennt man liasische Hierlatzschichten in Dernő und bei Bugyikfalva nach Fötterle² graue Hornsteinkalke mit Aptychen und Belemniten. Im südlichsten Teile des Inneren Gürtels scheinen bei Tapolcsany Gosaukonglomerate aufzutreten, im nördlichen dagegen liegen auf den beiden Kalkzonen des Erzgebirges unmittelbar Eocänkonglomerate und Sandsteine auf.

So unvollständig auch dieses Bild ist, so wenig kann wohl bezweifelt werden, daß diese Entwicklung einen in höherem Grade alpinen Charakter, wenn man so sagen kann, aufweist als die subtatische Decke. Von allen mesozoischen Kalken der Karpathen stehen die des Inneren Gürtels der Dachsteinkalkdecke der Ostalpen wohl am nächsten, jener Decke, die E. Haug nicht ohne eine gewisse Begründung als jüngste, oberste Decke des ostalpinen Deckensystems angesprochen hat.³

Der südlichste Teil des Inneren Gürtels, das Bükkgebirge, ist sowenig bekannt, daß man mit dem Urteil sehr zurückhalten muß; immerhin scheint es vorläufig geraten, dieses Gebirge an die Gömörer Kalkzone anzuschließen. Erst in der scheinbaren Fortsetzung der Bükkgebirgszone, im Ungarischen Mittelgebirge, verdient ein neuer und sehr bemerkenswerter Entwicklungstypus unsere Aufmerksamkeit. Tritt uns doch hier in der ladinischen Stufe der Mitteltrias mit den knolligen Kieselkalken und Tuffen der Reitzschichten, den Tridentinusschichten (*Proarcestes subtridentinus* und *Daonella Lommeli*), den Füreder Kalken (mit *Protrachyceras Archelans* und *Daonella Lommeli*) eine kaum verkennbare Hinneigung zur süd-alpinen oder dinaridischen Entwicklung entgegen.⁴ Das Jurasystem läßt Beziehungen zur süd-alpinen, aber auch zur nordalpinen Facies der Dachsteinkalkdecke erkennen. Die fossilreichen roten Kalke mit *Ammonites opalinus* und

¹ Vergl. Arthaber, *Mediterrane Trias*, p. 431.

² *Verhandl. geolog. Reichsanstalt*, 1867, p. 117.

³ Haug, *Bull. Soc. géol. France*. 4. sér., VI, p. 364.

⁴ Vergl. G. v. Arthaber, *Alpine Trias des Mediterrangebietes*, Stuttgart, 1906, p. 422.

Murchisonae von Czernye¹ verweisen auf südalpine Verwandtschaft.

Die Kreideformation erinnert hinsichtlich der glaukonitischen fossilreichen Entwicklung der Mittelkreide zwar an die helvetische Decke, hinsichtlich der Rudistenkalke der Oberkreide aber entschieden an die südalpin-dinarische Ausbildung. Die Caprotinenkalke scheinen wenig zu besagen, da sie sowohl der helvetischen wie auch der südalpinen Entwicklung eignen. Südalpine Beziehungen verrät ferner in besonders ausgesprochener Weise wiederum das Eocän.

Wollten wir nun auf Grund alpiner Erfahrungen die hier unterschiedenen mesozoischen Facies nach der Folge ihrer ehemaligen Ablagerungsgebiete anordnen, so könnten wir nur nachstehende Reihe von Norden nach Süden annehmen: hochtatisch, subtatisch, Entwicklung des Inneren Gürtels, Entwicklung des Ungarischen Mittelgebirges.

Die erste Entwicklung, die hochtatische, nähert sich noch der lepontinischen Serie, die zweite, dritte und vierte dagegen (subtatisch, Innerer Gürtel und Mittelgebirge) entsprechen ungefähr dem ostalpinen Deckensystem, wobei aber die vierte eine gewisse Hinneigung zur dinarischen Entwicklung aufweist.

Der Innere Gürtel bildet wahrscheinlich ein Deckenland.

Aus der eben besprochenen Anordnung scheint sich eine sehr bedeutungsvolle Schlußfolgerung zu ergeben: wir können nicht annehmen, daß die hoch- und subtatischen Gebilde über das Mesozoicum des Inneren Gürtels hinweg nach Norden geschoben wurden, denn sonst müßten sie südlich davon oder gar südlich der Mittelgebirgsfacies wurzeln und das würde allen bisherigen Erfahrungen über die Deckenordnung der Alpen widersprechen.

Durch diese Erwägung wird der Spielraum für die Herkunft der hoch- und subtatischen Gebilde etwas eingeengt. Der gestellten Forderung würde die Annahme genügen, daß die hoch- und subtatischen Gesteine über das Paläozoicum

¹ G. Prinz, Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstl. Bakony, Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. Geolog. Anst., XV.

des Inneren Gürtels hinweg, jedoch unter dem Mesozoicum dieser Region, wenn das letztere eine Decke bildet, nach Norden geschleift wurden. Zu den hochtatischen Gesteinen gehören nun auch kristalline Schiefer und der Tatrageranit, der infolge des zwar seltenen, aber doch an einer Stelle erkannten Granitgrundkonglomerates des »Permquarzits« als die natürliche Unterlage desselben zu erkennen ist. Es dürfte wenig wahrscheinlich sein, daß alle diese Bildungen der Kerngebirge über den paläozoischen Sockel des Inneren Gürtels hinweg nach Norden gebracht wurden, ohne mit ihrer Wurzel in Verbindung zu stehen und auf diesem so langen Wege Spuren hinterlassen zu haben. Da ferner im Eocän am Rande der nördlichen Kalkzone des Inneren Gürtels nach Posewitz Geschiebe der paläozoischen Unterlage dieser Kalkzone enthalten sind, so muß schon zur Eocänzeit eine enge räumliche Beziehung zwischen dem Paläozoicum und dem Mesozoicum des Inneren Gürtels bestanden haben und es sind daher Vorgänge ausgeschlossen, welche diese Beziehungen erst in nach-eocäner Zeit bewerkstelligt haben konnten.

Da nun auf diese Weise die ehemalige Wanderung der Kerngebirgsgesteine sowohl über das Mesozoicum wie über das Paläozoicum des Inneren Gürtels hinweg ausgeschlossen ist, so wird unsere Aufmerksamkeit auf die Kerngebirgsregion selbst und speziell auf jene Linie gewiesen, an der der Nordrand des Inneren Gürtels mit dem Südrand der inneren Kerngebirgszone zusammentrifft und welche wir, da sie ungefähr dem Laufe der oberen Gran folgt, als Granlinie bezeichnen wollen. Wenn Kerngebirgsgesteine südlich dieser Grenzlinie in den Karpathen vorhanden sind, können sie sich nur unterhalb des Inneren Gürtels befinden. Alle ferneren Vorstellungen werden nun davon abhängen, ob wir im Inneren Gürtel ein altes variscisches Gebirge oder eine Schubdecke erblicken: in jenem Falle wird die erwähnte Grenzlinie einer Wurzelregion, in diesem einer Überschiebungslinie entsprechen.

Manche Umstände scheinen für die Horstnatur des Inneren Gürtels zu sprechen.¹ Vor allen die deutliche Diskordanz

¹ Vergl. betreffs dieser Auffassung die Darstellung in »Bau und Bild der Karpathen«, p. 702.

zwischen der mesozoischen Decke, die sich im Zipser Erzgebirge nach Norden senkt und dem steil südlich einfallenden Paläozoicum, das bekanntlich aus dem Carbon von Dobschau und den Tonschiefern und Phylliten der »erzführenden Serie« mit ihren Grünsteinen und Porphyroiden besteht und große Ähnlichkeit mit der nordalpinen Grauwackenzone zeigt. Auch auf die anscheinend flache Lagerung der Trias kann hier verwiesen werden, wie auf die unmittelbare Auflagerung alttertiärer Schichten auf den kristallinen Schiefern der Randpartie des Inneren Gürtels bei Breznóbánya (Briesen) im Grantale. Nach D. Stur¹ erscheinen daselbst Konglomerate in Wechselagerung mit Mergelschiefern, Sandsteine mit Nummuliten, Operculinen und Melettaschuppen, ferner bituminöse Kohlenschiefer, endlich Mergel und Sande mit Geröllbänken. Die tiefsten Konglomerate, die in 23 bis 29 Klafter Tiefe durch eine Bohrung nachgewiesen wurden, stellt D. Stur in das Niveau von Castel Gomberto und Oberburg, die Melettaschichten in das Niveau von Prassberg und der karpathischen Menilitschiefer und die obere Tegel- und Geröllablagerung in das Niveau der Horner Schichten.

Alle diese Hinweise sind aber nicht absolut stichhältig. Könnten die Alttertiärschichten von Briesen nicht etwa zwischen kristallinen Schiefern gelagert sein? Die Beschreibung Stur's scheint diese Eventualität nicht völlig auszuschließen. In diesem Falle wären sie sogar die festeste Stütze für den Deckenbau. Die flache Lagerung der Trias sowie selbst die Diskordanz gegen das Paläozoicum könnten wohl unter Umständen auch mit Deckenbau vereinbar sein, und zwar um so mehr, als der Triaskalk an einigen Stellen unmittelbar auf den Schichtenköpfen der erzführenden Serie ruht, ohne Dazwischenkunft der Werfener Schiefer, wie z. B. am Schloßberg von Krasnahorka bei Rosenau (Gömörer Erzgebirge). Dazu kommt noch, daß auf gewisse, wenn auch sehr vage Andeutungen zu Gunsten eines Deckenbaues hingewiesen werden kann. Man nahm bisher an, daß der Hauptstock des Inneren Gürtels, das Veporgebirge, aus alten kristallinen Schiefern mit vier größeren

Granitmassen bestehe. Der Hauptsache nach dürfte das wohl auch richtig sein. Ungefähr in der Fortsetzung der Mittelzone kommen aber bei dem Eisenwerke Federata an der Straße von Dobschau nach Ciuntava Quarzite und Quarzitschiefer mit sericitischen Überzügen und Zwischenlagen sowie hellgraublau dünngeschichtete Kalke mit leichten Sericithäutchen vor, deren Gesamthabitus nicht wenig an hochtatische Gesteine und auch an Gesteine der zentralalpinen »Schieferhülle« erinnert. Diese bisher nicht beachteten Bildungen fallen nach Südosten ein und sind in zwei großen Steinbrüchen abgeschlossen. Außerdem kommen hier kristalline Schiefer mit Feldspatäugen vor, die namentlich am Anstieg zur Höhe von Ciuntava völlig den Charakter von Augengneisen annehmen und wieder an eine zentralalpine Bildung, die Randfacies der Zentralgneisstöcke, erinnern. Auf diesen Gesteinen liegt in Ciuntava der normale Triaskalk, ohne Zwischenlagerung der Werfener Schiefer; auch bei Pohorella am Nordrande des Murány-Plateaus liegen die normalen Triaskalke auf ähnlichen Kalk- und Schiefergesteinen.¹

Es wäre gewiß vermessen, wollte man auf so vage Analogien hin die Granitkerne des Veporgebirges den Zentralgneisen, die Quarzite, Schiefer und Kalke von Federata der Schieferhülle der Ostalpen oder auch der hochtatischen Facies der Karpathen gleichstellen. Aber die Möglichkeit dieser Gleichstellung kann doch auch nicht völlig von der Hand gewiesen werden. Mindestens ist es klar, daß hier noch unbekannt Schichtengruppen vorliegen, deren genauere Verfolgung für die Synthese des Gebirges von größter Wichtigkeit wäre. Namentlich der mächtige Veporstock ist hier von entscheidender Bedeutung, aber gerade dieser Teil des Gebirges bildet in geologischer Hinsicht eine völlige terra incognita.

Wenden wir uns nun zur Region der Granlinie, um zu sehen, ob hier vielleicht Merkmale einer Wurzel aufzufinden sind. Verfolgen wir diese Region von Südwest nach Nordost,

¹ Fötterle faßte diese Gesteine am Nordrande des Murány-Plateaus als paläozoisch auf und zeichnete sie als regelmäßige Unterlage der Trias. Letztere Vorstellung findet in der Natur keine Bestätigung. Mit den Carbonbildungen von Dobschau haben diese Gesteine nichts gemeinsam.

so finden wir den Beginn im Südwesten durch tertiäre Eruptivgesteine, tertiäre und quartäre Auflagerungen der Beobachtung entzogen. Das subatrische Mesozoicum der Granbucht gehört noch zur Schubdecke. Dann gelangen wir ostwärts in die Gegend von Briesen mit ihren alttertiären Felsarten. Die flache Lagerung des Alttertiärs ist der Annahme einer Wurzel nicht günstig.

Weiter östlich kommt in der vorausgesetzten Wurzelregion bei Helpa eine kleine fossilfreie Kalk- und Dolomitmasse unter sehr unklaren Lagerungsverhältnissen zum Vorschein, die man möglicherweise für eine Wurzel nehmen könnte.¹ Positive Anhaltungspunkte für eine derartige Auffassung sind aber hier nicht zu gewinnen. Noch weiter östlich wird im Gebiete des Königsberges (Kralova hora, Király hegy) die Grenzregion zwischen der inneren Kerngebirgszone der Niederen Tatra und der Kalkzone des Inneren Gürtels immer schmaler, so daß zwischen Grenic und Vernar subatrische Untertrias und die Kalkzone des Inneren Gürtels sich fast berühren. Vielleicht zieht ein schmales Carbonband hindurch,² aber auch dieses würde diese Zone nicht zur Wurzelregion stempeln. Bei Grenic tritt diese Grenzzone an die Flyschregion des Leutschauer Hügellandes und der Bucht von Vikartóc heran; ihre Streichungsfortsetzung müßte schräg durch dieses Flyschland hindurchgezogen werden, da subatrische Gesteine noch jenseits desselben im Braniszkozgebirge auftreten und das dürfte es vollends unmöglich machen, diese Grenzzone als Wurzelregion der hoch- und subatrischen Felsarten aufzufassen.

Unsere Erwägungen führen somit zu folgendem Resultate: Wir können zwar nicht direkt entscheiden, ob der Innere Gürtel als Horst- oder Deckenland aufzufassen sei, aber wir können es als unwahrscheinlich bezeichnen, daß die Granlinie und ihre Fortsetzung nach Osten eine Wurzelzone bildet; und das müßte sie, wäre der Innere Gürtel ein Horst. Wenn daher in

¹ Fött erle deutete diesen Dolomit als paläozoisch.

² Die tektonische Karte in »Bau und Bild der Karpathen« bringt diese Auffassung zur Darstellung, während auf der Karte der Geolog. Reichsanstalt der Werfener Schiefer der subatrischen Zone der Niederen Tatra an die nördliche Kalkzone des Inneren Gürtels unmittelbar angrenzt.

den Karpathen Deckenbau existiert, so kann der Innere Gürtel nur als Deckenland aufgefaßt werden. An der oberen Gran überschiebt der Innere Gürtel mit seiner Dachsteinkalkdecke die Zone der Kerngebirge, und die Fortsetzung der Kerngebirge nach Süden ist daher unter dem Inneren Gürtel zu suchen.

Deckentektonik der Kerngebirge.

Obwohl wir über diese Gebirge etwas besser unterrichtet sind als über den Inneren Gürtel, werden wir uns doch mit einigen allgemeinen Andeutungen bescheiden müssen. Offenbar sind beide Kerngebirgsreihen von einer gemeinsamen Tektonik beherrscht, deren Modifikationen die kleineren Differenzen im Baue der Kerngebirge bedingen und die festzustellen dankbare Aufgaben für die Feldgeologie bilden werden.

Wir haben schon bemerkt, daß die Granite und kristallinen Gesteine der Kerngebirge die natürliche Unterlage und damit zugleich integrierende Teile der hochtatischen Entwicklung bilden. Im Zjar-, Suchy-, Mala Magura- und Lubochnia-Kerne sind indessen sedimentäre hochtatische Gesteine bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen und es kann daher fraglich sein, ob die Granit- und Gneiskerne auch in diesen Gebirgen als hochtatisch anzusehen sind. Antwort auf diese Frage ist vielleicht in solchen Gebirgen zu holen, wo die hochtatische Serie nur partiell entwickelt, über weite Strecken aber durch die Bewegung der subtatischen Decke vom Granitkern weggehobelt ist, wie z. B. im Fatrakriván-Mincsov-Gebirge. Die Möglichkeit liegt daher vor, daß diese Abhobelung auch in anderen Kerngebirgen stattgefunden hat. Da ein Unterschied zwischen den verschiedenen Granit- und Gneiskernen bisher nicht erkannt ist, müssen wir es als wahrscheinlich bezeichnen, daß nicht nur die Kerne mit hochtatischer Bedeckung, sondern sämtliche kristalline Kerne der Kerngebirge als hochtatische Fenster in der subtatischen Decke aufzufassen sind (siehe die tektonische Karte und Taf. I, Fig. 3).

Im östlichen Teile der Niederen Tatra kommen im Zentralkerne Grünschiefer, quarzitische und phyllitische Schiefer vor,

die wahrscheinliche einer noch tieferen, echt lepontinischen Decke angehören dürften.

Daß die hoch- und subtrischen Decken in verschiedenen Gebirgen gewisse Unterschiede aufweisen können, ist schon bemerkt worden. Solche Unterschiede sind auf laterale Faciesänderung teils in ostwestlicher, teils in nordsüdlicher Richtung zurückzuführen. Wo zwei subtrische Decken über einander liegen, wie in der Hohen Tatra, handelt es sich bei der Geringfügigkeit der Unterschiede wohl nur um Teilungen einer Hauptdecke, wie M. Lugeon bemerkt hat. Der stärkste Unterschied macht sich in der hochtrischen Zone geltend, wo die Entwicklung der Hohen Tatra von allen übrigen Kerngebirgen nicht unbeträchtlich abweicht. Die Eigentümlichkeiten der hochtrischen Zone der Niederen Tatra beruhen hauptsächlich auf der durch die Gesteinsmetamorphose hervorgerufenen Habitusänderung. Auch hier liegt der Forschung ein weites Feld offen.

Die spezielleren Vorstellungen über den Bau und Zusammenhang der Kerngebirge hängen wohl wesentlich von der Art und Weise ab, wie man sich die kristallinen Kerne verbunden denkt. Ging die Verbindung nach oben hin durch die Luft oder besteht sie unterhalb der meso- und känozoischen Auflagerung? Im ersteren Falle wären die Granitkerne der äußeren Kerngebirgsreihe die Stirnteile einer von oben herabtauchenden Decke, der Innenrand der äußeren Kerngebirge entspräche der Schubfläche und die kleineren, ziemlich unregelmäßig auftretenden Schollen von subtrischen Gesteinen, die an diesem Innenrande an der Hohen Tatra und im Fatrakován auftreten, wären etwa als abgerissene und längs der Überschiebungsbahn verstreute Trümmer der Stirn anzusehen. So verführerisch namentlich das Auftreten dieser subtrischen Schollen an der hypothetischen Überschiebungsbahn ist, so erscheint mir diese Auffassung dennoch unhaltbar. Da eine derartige Decke aus schon besprochenen Gründen nicht über den Inneren Gürtel hinweggegangen sein kann, so müßte sie in einem ziemlich engen Bogen mit dem Scheitel der inneren Kerngebirgsreihe durch die Luft verbunden gedacht werden. Dieser Scheitel ist aber im Tribeczgebirge, im westlichen Teile

der Niederen Tatra und im Lubochniakerne derart von mesozoischen Bildungen bedeckt, daß die Verbindung der kristallinen Kerne von oben her kaum möglich ist. Im östlichen Teile der Niederen Tatra zeigt der kristalline Kern im Königsbergzuge eine ziemlich flache kuppelförmige Lagerung, die mit dieser Verbindung ebenfalls nicht vereinbar ist.¹ Ferner müßte in diesem Falle die Kalkzone der Niederen Tatra dem inversen Schenkel entsprechen und das ist ebenfalls sehr unwahrscheinlich.

Die zweite Eventualität, Verbindung der Zentralkerne von unten her, begegnet dagegen keinen Schwierigkeiten. In diesem Falle wären die Zentralkerne als lokale Vorwölbungen der zusammenhängenden Decke aufzufassen. Im aufgerissenen und denudierten Scheitel² kommen die ältesten kristallinen, in den muldenförmig vertieften Teilen der Decken die jüngsten tertären Bildungen zum Vorschein. Selbst die Zentralkerne der äußeren Reihe sind zum Teil von mesozoischen Schichten überspannt, wie die Kleinen Karpathen und das Fatrakriváengebirge, dessen höchste Gipfel aus mesozoischen Felsarten bestehen. Die inneren Kerngebirge zeigen vollends den kuppelförmigen Bau zum Teil in geradezu typischer Ausbildung. Im Tribeczgebirge ist der eigentliche Rückenschild der Kuppel zwar durch Erosion entfernt, aber der geologische Bau läßt keinen Zweifel an seinem ehemaligen Bestand. Die Randteile des Schildes sind hier von Brüchen durchschnitten, die in einer späteren Phase entstanden sein dürften. In viel größerer Vollständigkeit hat die flache Kuppel des Lubochniagebirges (siehe Profil in »Bau und Bild der Karpathen« p. 113) ihren Rückenschild bewahrt, wenn auch hier die Erosion vieles entfernt und im Lubochniatale bis auf den Granit eingeschnitten hat. Das Revuczagebirge, das sich südlich an den Lubochniakern anschließt, zeigt leichte Undulierungen der Decke an, die sich im Altgebirge hebt, um sich in der Granbucht wieder zu senken. Auch die drei benachbarten Kerngebirge Suchy, Mala Magura

¹ Siehe Bau und Bild der Karpathen, p. 766.

² Als vorgewölbte Scheitel wurden die Zentralkerne auch in »Bau und Bild der Karpathen« hingestellt, nur wurden sie als festgewurzelt aufgefaßt, während sie die Deckentektonik als wurzellos betrachten muß.

und Zjar dürften unter Annahme unterirdischen Zusammenhanges der kristallinen Kerne passend zu verbinden sein, ebenso läßt sich unter dieser Annahme das Verschwinden der Kerngebirge am Rande des Leutschau-Lublauer Alttertiärlandes verstehen. Die Kerngebirgsdecke blieb hier in der Tiefe zurück, so daß im Leutschau-Lublauer Hügellande nur die jüngsten alttertiären Schichten der Decke exponiert wurden und die Decke des Zipser Erzgebirges mit ihrem Flyschanteil den Flysch der Kerngebirgsdecke eine Strecke weit überlagern konnte.¹ Am Ostrande der Niederen Tatra scheint das Hervortreten der Kerngebirgsdecke ziemlich allmählich zu erfolgen, am Westrande des Braniszko dagegen vollzieht es sich sehr schroff und unvermittelt an einem Querbruche, der vermutlich eine nachträgliche Senkungerscheinung darstellt.

Die kuppelförmige Vorwölbung der inneren Kerngebirgsreihe ist vielleicht der Entlastung durch das Zuendegehen der Decke des Inneren Gürtels, die etwas stärkere Vorwölbung der äußeren Reihe der Stauung an der Klippenzone zuzuschreiben. Diese Stauung bewirkte am Innenrande der Hohen Tatra und des Fatrakriván-Mincsov vielleicht selbst eine leichte Rückfaltung nach Süden.

Deckenbau des Inneren Gürtels und des Mittelgebirges.

Der Innere Gürtel könnte im großen und ganzen als der Rückenschild einer großen, flachgewölbten Decke des ostalpinen Systems charakterisiert werden, wenn nicht mit der Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit gerechnet werden müßte, daß hier aus den paläozoischen und noch älteren Bildungen, die zur ostalpinen Decke gehören, Bestandteile tieferer, hochtatischer und vielleicht selbst echt lepontinischer Decken in Fenstern zum Vorschein kommen. Sowie diese stehen hier noch zahllose andere Fragen offen: auch der merkwürdige Lagerungsgegensatz zwischen den carbonen Schichten und der »erzführenden Serie« und dem Mesozoicum. Trotz dieses

¹ Die Auseinandersetzung ist natürlich in dem Eventualfalle, daß die Überschiebung der Decken vor Ablagerung des Eocäns stattfand, entsprechend zu modifizieren.

Gegensatzes wird man das Untercarbon von Dobschau nach Analogie der nordalpinen »Grauwackenzone« zur ostalpinen Decke zu zählen haben. An der Muránylinie der nördlichen Kalkzone des Inneren Gürtels ist eine leichte Überschiebung der Trias durch kristalline Gesteine nach Norden beobachtet,¹ eine Art Rückfaltung, die vielleicht mit dem Stau an der Kerngebirgsdecke zusammenhängt. Im östlichen Teile der Kalkzone scheinen ebenfalls derartige sekundäre Erscheinungen vorzuliegen, zu denen vielleicht noch nachmalige Bewegungen hinzukommen. Genaue stratigraphische Untersuchungen werden zu zeigen haben, ob hier wie im ganzen Inneren Gürtel außer der vorherrschenden nicht noch Spuren anderer Facies existieren.

An den Südrand der südlichen Kalkzone des Inneren Gürtels legen sich pleistocäne und jungtertiäre Bildungen an. Bis zum Bükkgebirge treten ältere Gesteine nur inselförmig hervor. Auch das Wenige, was man über das Bükkgebirge weiß,² eignet sich nicht zur Grundlage einer Synthese. Es ist daher noch gar nicht abzusehen, welche Auffassung hier Platz greifen und wie sich das vereinzelt Auftreten der Gosau von Tapolczany aufklären wird. Bis jetzt ist aber hier nichts bekannt geworden, was auf die Existenz einer Wurzelzone hindeuten würde. Wenn der Innere Gürtel wirklich eine Decke bildet, so wird man unserem bisherigen Wissen vielleicht am besten gerecht, wenn man auch noch das Bükkgebirge in das Deckenland einbezieht. Ob vielleicht das bekannte Wehrlitvorkommen von Szarvaskő mit der Überschiebung irgendwie zusammenhängt, darüber läßt sich heute ebensowenig wie über die Rolle des Serpentin von Jekelfalu in der nördlichen Kalkzone des Inneren Gürtels eine Vermutung wagen.

Sahen wir uns trotz der beklagten offenkundigen Unzulänglichkeit unseres geologischen Wissens genötigt, eine bestimmte Anschauung über die Rolle des Inneren Gürtels als die wahrscheinlichste hinzustellen, so mögen wir auch noch um einen Schritt weiter gehen und das Ungarische Mittel-

¹ Siehe Bau und Bild der Karpathen, p. 694.

² Bau und Bild der Karpathen, p. 703.

gebirge in Betracht ziehen. Die wohlerforschte Stratigraphie dieses interessanten Gebirges zeigt, wie wir gesehen haben, südalpine Anklänge, der geologische Bau erscheint als ein mehr oder minder schollen- oder deckenförmiger, wie L. v. Lóczy betont¹ und neuerdings H. v. Staff² für das Gerecsegebirge bestätigt hat. Von keiner Stelle sind bisher Lagerungsverhältnisse beschrieben worden, die etwa auf das Vorhandensein einer Wurzel schließen lassen. Auch die neueste Beschreibung von H. v. Staff lehnt das Vorhandensein einer Wurzel ausdrücklich ab.³ Diese Umstände machen es, wenn der Innere Gürtel wirklich als Schubdecke aufzufassen ist, bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich, daß auch das Ungarische Mittelgebirge nichts anderes als eine Decke bildet, wohl noch nicht eine dinarische Decke, aber jedenfalls die jüngste und oberste Decke des Karpathensystems.

Die Anschauungen über den tektonischen Charakter des Ungarischen Mittelgebirges haben bekanntlich manchen Wandel durchgemacht. Ursprünglich war man geneigt, dieses Gebirge als Fortsetzung eines alpinen Faltenbogens anzusehen. Später wurde auf den Mangel deutlicher Faltungerscheinungen hingewiesen und das Gebirge als autochthone zerbrochene Decke hingestellt. Wenn wir nun hier mit aller Reserve die Vermutung aussprechen, daß es sich nicht um eine primitive, sondern eine Schubdecke handle, so können wir uns nur auf den Zusammenhang mit den übrigen Teilen der Karpathen berufen. Die Lokaltektonek kann da nur wenig Anhaltspunkte bieten, denn es wird immer schwer halten, autochthone und überschobene Decken nach den Elementen der Lokaltektonek zu unterscheiden. Ganz besonders aber gilt das für ein so schlecht aufgeschlossenes und niedriges Gebirge wie das Ungarische Mittelgebirge. Der Deckencharakter wurde hier durch Brüche alteriert. Diese Brüche, darunter der große südliche Randbruch, und die leichte Undulierung dieses Gebietes werden wohl als spätere Er-

¹ Vergl. D i e n e r's Bau und Bild der Ostalpen, p. 498.

² Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Gerecsegebirges, Mitteilungen aus dem Jahrbuche der königl. geologischen Anstalt, XV. Bd., 3. Heft, p. 220.

³ L. c., p. 186. 221.

scheinungen aufzufassen sein. Die Begrenzung der Mittelgebirgsdecke, die nebst dem Bakóny das Vertes-, Gerecse- und Pilisgebirge und das Waitzener Hügelland umfassen dürfte, gegen die benachbarten Elemente des Gebirgsbaues kann bei der Isoliertheit der einzelnen älteren Aufbrüche des Tieflandes natürlich nur ganz ungefähr vorgenommen werden.

Besondere Aufmerksamkeit verdient der kleine, aus der jungtertiären und pleistocänen Ebene südöstlich vom Rande des Mittelgebirges aufragende Granitstock des Meleghegy bei Stuhlweißenburg. Da diese Granitinsel von Quarziten und Quarzkonglomeraten und Phylliten umgeben ist, so wird man, wie schon F. v. Hauer¹ bemerkt, an die zentralen Granitstöcke der Nordkarpathen gemahnt. Ein teilweise schiefriger und in verschiedenem Grade dichter bis kristalliner Kalk, der in Sárhegy die Fortsetzung dieses Gebirges bildet und dessen Beschaffenheit nach der vorliegenden Beschreibung an den hochtatischen Kalk erinnert, scheint diese Analogie zu erhöhen. Man könnte daher geneigt sein, an einen Zusammenhang dieses kleinen Inselgebirges mit der Kerngebirgsdecke zu denken und darin ein hochtatisches Fenster zu erblicken, wenn nicht die Angabe Jokely's vorläge, daß sich Bruchstücke des Phyllits im Granite vorfinden, eine in den Kerngebirgen bisher nicht beobachtete Erscheinung, durch die sich F. v. Hauer veranlaßt sah, die Analogie mit den granitischen Massen der Südalpen in den Vordergrund zu stellen.

Es ist heute ebensowenig möglich, das wahre Wesen dieser merkwürdigen Granitinsel zu erkennen, wie die Bedeutung des Fünfkirchener Gebirges, der slawonischen Züge und der gesamten ungarischen Tiefebene zu würdigen. Die Aufrollung dieser Fragen, die uns heute als große Rätsel gegenüberstehen, erscheint noch verfrüht und muß einer späteren, besser unterrichteten und tiefer blickenden Zeit überlassen bleiben.

Vielleicht noch problematischer erscheint die Wurzelfrage, hier wie in den Alpen der wunde Punkt der Deckenlehre. Wir können nur annehmen, daß die Wurzeln unter den

¹ Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1870, p. 466.

jüngeren Decken verborgen sind (siehe Taf. I, Fig. 3), an welche Stelle sie aber hier zu verlegen sind, dafür liegen bisher keine Anhaltspunkte vor. Daher ist es auch nicht möglich anzugeben, wie groß der Weg ist, den unsere Decken zurückgelegt haben. Daß er größer, vielleicht beträchtlich größer war als der der alpinen Decken, scheint aus der gesamten Lage und der Halbkreisform der Karpathen hervorzugehen. Man kann angesichts dieser dunklen und schwierigen Fragen nur hoffen, daß die Erforschung des Inneren Gürtels sowie der ungarischen Tiefenebene und ihrer Inselgebirge auch hierüber etwas Licht verbreiten werde.

IV. Die Ostkarpathen.

Die vorliegenden Äußerungen über Deckenbau in den Ostkarpathen.

Die Tektonik der Ost- und Südkarpathen ist schon wiederholt unter den Gesichtspunkt der Überfaltung gerückt worden: zuerst 1903 von J. Bergeron,¹ dann 1905 von G. Munteanu-Murgoci² und M. Limanowski.³

Den Ausgangspunkt der Vorstellungen Bergeron's bilden die von ihm beobachteten Anzeichen von Gleitung, Ausziehung und Anschwellung in dem linsenartigen Liaskohlenflöze von Brandus im Jalomitzatale (Rumänien). Die Kohle ist hier von einer, aus zermalmtem und zersetztem Sericitschiefer hervorgegangenen tonigen Schicht umkleidet; die Kontaktfläche zwischen der Kohle und dieser Breccienschiefer ist eine Gleitfläche. Ähnliche Anzeichen zeige das ganze Lias-Doggerband am Rande des alten Gebirges. Auf stattgehabte Verfrachtung verweise auch das Vorkommen von gerundeten Blöcken von Tithon-Neokomkalk im Bereiche des sogenannten

¹ Observations relatives à la structure de la haute vallée de la Jalomita (Roumanie) et des Carpathes Roumaines. Bull. Soc. géol. France, 4. sér., t. IV, p. 54.

² La grande Nappe de Charriage des Carpathes méridionales. Compt. rend., 3. juillet 1905, 31. juillet 1905, 4. sept. 1905.

³ l. c.

Barrémiens¹ und auch die von Cenomankonglomerat umgebenen Tithon-Neokomkalkmassen stellen nicht Inselklippen vor, sondern seien als bei der Verfrachtung zerbrochene und in die Risse des oberen Deckenteiles eingedrungene Massen anzusehen. In obercretacischer und tertiärer Zeit bildeten die kristallinen Gesteine zwar in der Tat Inseln, die das Material für die rings um sie sich ablagernden obercretacischen und tertiären Sedimente abgaben, dann aber setzte sich das Mesozoicum samt dem Tertiär der Flyschzone als Schubdecke in

¹ Indem Bergeron die neokomen Karpathensandsteine am Außenrande des kristallinen Gebirges als Barrémien bezeichnet, folgt er einer nicht ganz richtigen Übung der rumänischen Literatur. Man hat diese Bezeichnung vermutlich auf Grund einer gewissen Ähnlichkeit der betreffenden Gesteine mit den Barrémienmergeln des V. Muierie eingeführt. Aber diese Mergel gehen aus Caprotinenkalken hervor und haben keine räumliche Beziehung zum neokomen Karpathensandstein, der auch stratigraphisch eine andere Bedeutung hat. Unter den Versteinerungen, die Herbich in diesem Karpathensandstein vorfand, befindet sich auch ein *Hoplites* (*Neocomites*) aus der Verwandtschaft des *N. neocomiensis* d'Orb. (s. Herbich, Széklerland, p. 222, Paul und Tietze, Neue Studien in d. Sandsteinz. d. Karp., Jahrbuch geol. Reichsanst., 1879, p. 192). Bei einem Besuche des Klausenburger Museums konnte ich mich von der Richtigkeit dieser Bestimmung überzeugen. Es ist also vor allem das Unterneokom oder Valanginien, das in diesem neokomen Karpathensandstein nachgewiesen ist, der übrigens wahrscheinlich auch andere Stufen der Unterkreide enthalten dürfte.

Bergeron bezeichnet diese neokomen Karpathensandsteine auch als Ropiankaschichten (und versetzt dabei die mittelgalizische Lokalität Ropianka nach Schlesien!). Auch diese Bezeichnung ist, wie ich wiederholt an anderen Orten gezeigt habe, unzulässig. Es gab niemals einen und es gibt auch heute keinen Beweis für das von Paul behauptete neokome Alter der Ropiankaschichten. Die Schichten von Ropianka enthalten keine neokomen Versteinerungen und sind durch meilenweites Eocänland vom echten Neokom getrennt. Manche Forscher, wie neuestens Posewitz (Mitteilungen a. d. Jahrbuch d. kg. ung. Geol. Anstalt 1907, p. 282, 289) betrachten die Ropiankaschichten als alttertiär. Diese wären in diesem Falle zu unterscheiden von anderen, in der weiteren Umgebung von Ropianka auftretenden Schichten, die Inoceramen enthalten, deren Übereinstimmung mit den Inoceramen des obercretacischen Wiener Sandsteines unbestritten ist. Die Ropiankaschichten der letzteren Art (Ropiaschichten) sind also obercretacisch. Auch derjenige, dem das obercretacische Alter der Schichten von Ropianka noch nicht hinlänglich genug bewiesen erscheint, kann diese Schichten nicht als neokome bezeichnen; nach den allgemein gültigen Regeln der stratigraphischen Nomenklatur darf daher die Bezeichnung Ropiankaschichten auf neokome Gesteine nicht übertragen werden.

Bewegung und überschritt die alten Massen nach Süden und Osten. Diese Verfrachtung erfolgte nach Bergeron am Schlusse der Salztonperiode (Helvetian) oder gar erst am Ende der sarmatischen Zeit.

Auf einer weit breiteren Grundlage von wohl ausgearbeiteten Beobachtungen baut Munteanu-Murgoci auf. Die sogenannte erste Gruppe der kristallinen Schiefer Mrazec's setzt bekanntlich den größten Teil der Transsylvanischen Alpen zusammen; die zweite Gruppe dagegen kommt hauptsächlich nur im Gebiete des Paringu, Retiezat und Vulcanu im westlichen Abschnitte dieses Gebirges zu Tage. Der Kontakt dieser beiden Gruppen vollzieht sich in eigentümlicher Weise: überall tritt am Kontakt das Mesozoicum in einer mehr oder minder metamorphen Facies auf; es ruht auf den kristallinen Gesteinen der zweiten Gruppe auf und ist stets von Grünsteinen, Diabas und Serpentin begleitet; überall fällt das Mesozoicum unter die kristallinen Felsarten der ersten Gruppe ein. Diese eigentümliche Überschiebung der zweiten Gruppe und ihres Mesozoicums seitens der ersten Gruppe war an der Linie Cerna—Petroseni—Jietu schon B. v. Inkey bekannt, Schafarzik hat sie im Cernatale bestätigt und Munteanu-Murgoci verfolgte sie durch die Täler des Jietu, Lotru und der Latoritza bis Ciunget und Polovraci. Zieht man alle diese Überschiebungen in eine zusammen, so erscheint die erste Gruppe samt dem ihr auflagernden nichtmetamorphen Mesozoicum als eine große, gigantische Decke, das Gebiet der zweiten Gruppe im Paringu, Vulcanu und Retiezat zwischen der Latoritza und dem Donaudurchbruch als ein großes Fenster. In diesem Fenster wiederum erscheinen Deckschollen der ersten Gruppe. Namentlich bei Closani konnte Munteanu-Murgoci nachweisen, daß das Mesozoicum der zweiten Gruppe, welche Murgoci im Verhältnis zur Überfallungsdecke der ersten Gruppe als autochthon bezeichnet, nach allen Seiten eine bis Bahna und zum Eisernen Tor sich erstreckende Scholle der ersten Gruppe unterteuft, die sich sonach als wurzellose Deckscholle erweist.

Auf dem Rücken der Decke der »ersten Gruppe« liegt das nichtmetamorphe-Mesozoicum, Lias, Dogger, Oberjura- und Neokom(Caprotinen)kalk, ferner in den Becken von Brezoiu,

von Hátzeg, Gura Vaj Cenomankonglomerat, Senonmergel und Eocän. Oberkreide und Alttertiär gehören ausschließlich der oberen Decke der ersten Gruppe an, ihre Geschiebe bestehen ausschließlich aus Felsarten dieser Gruppe und noch niemals fanden sich darin Geschiebe von Serpentin oder anderen Gesteinen der zweiten Gruppe. Offenbar war, so schließt Munteanu-Murgoci, zu Beginn der Oberkreide die zweite Gruppe von der ersten noch völlig gedeckt; da ferner auf dem Alttertiär der Decke alle jüngeren Formationen bis zum Levantin regelmäßig aufruhon, so stellt sich die Überfaltung hier als ein vorcenomaner Vorgang dar.

Wiederum ein gänzlich abweichendes Bild entwirft M. Limanowski. Gestützt auf die Untersuchungen von Hugo Zapałowicz¹ in der Marmaros möchte Limanowski eine tiefere Decke *B* mit metamorphem Mesozoicum (Schistes lustrés) von einer höheren *A* mit normalem Mesozoicum unterscheiden. Das letztere umfaßt alle die mannigfaltigen, teilweise sehr fossilreichen triadischen, jurassischen und neokomen Gesteine der Ostkarpathen samt dem Verrucano und zu ihr gehört auch das Cenoman mit *Exogyra columba*, die Senonmergel, der Nummulitenkalk und das jüngere Alttertiär.

Die Basis dieser Schichtenfolge *A* bildet den Schauplatz der großartigsten Verschleifungen und Ausmerzungen, die nicht nur die unteren Glieder der Decke *A*, sondern sogar auch die darunter liegende Decke *B* betreffen, ja es kann geschehen, daß auf diese Weise das oberste *A* auf das tiefste *B* zu liegen kommt. Eine solche Zone der intensivsten Verschleifung bildet nach Limanowski der ganze Innensaum des kristallinen Stockes der Ostkarpathen, denn hier liegen ja bekanntlich Oberkreide und Nummulitenschichten überall unmittelbar auf den kristallinen Schieferen: jene sind der oberste Teil der Decke *A*, diese der tiefste der Decke *B*. Viel vollständiger ist die Decke *A* am Außenrande der kristallinen Zone. Jenseits dieses Außenrandes aber erscheint eine Zone von neokomem Karpathensandstein, die bekanntlich unter den kristallinen Schiefer einfällt. Mit dieser Zone läßt Limanowski eine neue geologische

¹ Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1886.

Einheit, die Region des »überstürzten Flysches«, beginnen, die bis zum Außenrande der Karpathen reicht.

Auf diesem überstürzten Flysch schwimmt nun nach Limanowski der Magurasandstein des Czernahorakammes. Splitter von mesozoischen Kalken und Trapp (meine Kőrösmezőer Klippen) samt diesem Magurasandstein faßt Limanowski als den am weitesten nach außen vorgeschobenen Teil der Decke *A* auf, der nur durch Erosion von dem, auf den kristallinen Schiefer zurückgebliebenen Teil getrennt ist. Da er nun die Decke *A* als dinarisch ansieht, gelangt er bei der Verbindung des Czernahorazuges mit der Magurasandsteinzone der Zentralkarpathen von Osten her zu der so befremdlichen Assimilierung der pieninischen Klippenzone und des beskidischen Magurasandsteines mit den Dinariden.

Diese kurze Übersicht zeigt, daß die bisherigen Versuche, die Ostkarpathen aus dem Gesichtspunkte der Überfaltung zu verstehen, zu gegensätzlichen Auffassungen geführt haben. Offenbar unterscheiden sich die Aufstellungen von Munteanu-Murgoci schon methodisch beträchtlich von den Versuchen Bergeron's und Limanowski's.

Während Bergeron und noch mehr Limanowski weitgreifende Schlüsse ziehen, begnügt sich Munteanu-Murgoci zunächst mit der Feststellung des Tatbestandes in einem enger umgrenzten Gebiete, über welches ihm aber genaue und sehr vollständige Beobachtungen zu Gebote stehen. Im Banater Gebirge und in den Transsylvanischen Alpen haben ja eine Reihe von ungarischen und rumänischen Geologen seit Jahren Vorzügliches geleistet und haben dieses Gebirge durch sorgfältige und erschöpfende geologische Aufnahmen zu einem der bestbekanntesten Teile der Karpathen erhoben.

Wohl liegt es im Bereiche der Möglichkeit, die geologischen Verhältnisse der Transsylvanischen Alpen durch Annahme verschiedener lokaler Dislokationen zu erklären, wenn man sich auf den besonderen Fall beschränkt, aber diese Deutungen versagen bei dem Versuche, ein größeres Gebirgsstück zu verstehen. Dagegen läßt es sich nicht leugnen, daß durch die Auffassung Munteanu-Murgoci's das Zusammengehörige vereinigt und mit einem Schlage Klarheit

und Einsicht in das scheinbare Gewirre dieses Gebirges gebracht wird. Man versteht nun, warum die Tektonik der kristallinen Schiefer der ersten Gruppe keine Fortsetzung in der zweiten Gruppe findet, sondern beide Gruppen unabhängig voneinander erscheinen, und warum die beiden Gruppen eine so eigenartige kapriziöse Verteilung aufzeigen. Die vier Antiklinalen v. Inkey's erscheinen nunmehr als ein Detail der speziellen Tektonik der oberen Decke.

Soscheint denn vieles für die Richtigkeit der Anschauungen Munteanu-Murgoci's zu sprechen und wir können hoffen, daß hier gleichsam ein Kristallisationspunkt gegeben ist, an den weitere Erkenntnisse anschließen werden. Auf die Bedeutung der Serpentine und Diabase in der Nähe der Überschiebung und den Zusammenhang ihres Auftretens mit dem Überfaltungsvorgang hat schon Munteanu-Murgoci hingewiesen. Da diese Felsarten in den Alpen speziell der lepontinischen Deckengruppe vorbehalten sind, könnte man, wenn das nicht zu gewagt wäre, vermuten, daß die untere Decke etwa der lepontinischen Deckengruppe der Alpen gleichzustellen sei. Durch Einbeziehung des gesamten Banater Gebirges und des Biharstockes und seiner Umrahmung, dessen geologische Aufnahme der Vollendung entgegengeht, wird hier über einen bedeutenden Teil der Karpathen und auch des Balkan Licht verbreitet werden. Rumänische und ungarische Geologen sind im Begriffe, diese Aufgabe erfolgreich zu lösen und so können wir darauf verzichten, auf diesen Teil des Gebirges näher einzugehen.

Was nun die Darlegungen Bergeron's betrifft, so ist einzuräumen, daß dasjenige, was dieser Forscher über die Gleitungen im Bergwerk von Brandus und überhaupt im Jalomitagebiete vorbrachte, sicherlich von Wert und Bedeutung ist. Auch der Hinweis auf die Tithon-Neokomblöcke im sogenannten Barrêmien ist in diesem Zusammenhange wichtig, allein als einzige Beweise für gigantische Verfrachtungen sind diese Beobachtungen etwas dürftig. Bergeron ließ sich die Tatsache entgehen, daß sich am Außenrande der kristallinen Zone der Ostkarpathen ein Band von neokomen Karpathensandsteinen hinzieht, eben jenes öfter erwähnte »Barrêmien«, das

von der kalkigen Riffacies des Neokom unabhängig ist und dessen Schichten an vielen Punkten unter das kristalline Gebirge einfallen.¹ Er hat infolgedessen Bildungen vereinigt, die nicht zusammengehören, nämlich die Gesteine der eigentlichen Flyschzone am Außenrande des kristallinen Gebirges und die mesozoischen und tertiären Auflagerungen auf dem kristallinen Gebirge.

M. Limanowski wußte dagegen die Bedeutung dieser Neokomzone wohl zu würdigen, indem er sie vom alten Gebirge loslöste. Die Ausquetschungen an der Basis der Decke *A*, auf die sich Limanowski beruft, sind in der Beschränkung auf die mesozoische Randmulde, z. B. am Fuße der Kalkwand des Széklerlandes, im wesentlichen dieselben Erscheinungen, die Bergeron aus dem Jalomişatale erwähnt hat,² und so sehen wir, daß Limanowski mit einigen, für die Beurteilung des geologischen Baues maßgebenden Tatsachen gerechnet hat. Jedoch gegen mehrere andere Annahmen von Limanowski erheben sich schwerwiegende Bedenken, vor allem gegen die Verschmelzung des in der eigentlichen Flyschzone gelegenen alttertiären Czernahorazuges mit der Decke *A*. Denn dieser Zug hat mit der Decke *A* gar nichts gemeinsam, weder den Nummulitenkalk noch auch die Oberkreide. Auch von den spärlichen Klippen des Czernahorazuges steht es durchaus nicht fest, daß sie mit Gesteinen der Decke *A* identisch sind.

Sicher ist sowohl die Aufeinanderfolge wie auch die Beschaffenheit des jüngeren Alttertiärs zu beiden Seiten des kristallinen Rückens gänzlich verschieden; Zapałowicz war sich dieser Verschiedenheit so wohl bewußt, daß er das Bedürfnis empfand, verschiedene Lokalnamen für diese Bildungen einzuführen; er unterschied an der Innenseite über dem Nummulitenkalk »strzolkaartige Schichten«, darüber

¹ Vergl. Uhlig, Bezieh. d. südl. Klippenzone zu d. Ostkarpathen, Sitzungsber. kais. Akademie, math.-nat. Kl., 106. Bd., 1897, p. 17 (204). — Bau und Bild der Karpathen, Wien-Leipzig 1903, p. 163.

² Es sind das auch dieselben Erscheinungen, die ich im Auge hatte, als ich 1897 in meinem Aufsätze über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen (Sitzungsber. 106. Bd., p. 200) von Überschiebungen gewisser Kalkfelsen über ältere Gesteine sprach.

Birtiusandstein, dunkle Schiefer und endlich Borsasandstein, im Czernahorazuge dagegen schwarze Schiefer, kieselige Sandsteine und selbst Hornsteine des Unteroligocäns¹ und die eigentlichen Magurasandsteine. Der Czernahorazug unterscheidet sich in Wirklichkeit vom Alttertiär der Innenseite nicht weniger als der beskidische Magurasandstein vom subtatrischen Alttertiär.²

Die Schichten des Magurasandsteinzuges zeigen nach Zapałowicz vorherrschend südliches Einfallen (l. c., p. 566) und diese Struktur tritt noch wesentlich prägnanter hervor, wenn man den nördlichen Neokomzug von Zapałowicz zum Czernahora-Oligocän zieht, wie es Limanowski tut und wie ich es ebenfalls für wahrscheinlich halte. Somit sprechen weder die Facies-, noch die Lagerungsverhältnisse zu Gunsten der Einreihung des Czernahorazuges in die Decke A.

Die Kőrösmezőer Klippen spielen in der Darstellung Limanowski's eine entscheidende Rolle; bilden sie doch gleichsam die Indikatoren für die Zugehörigkeit des Czernahorazuges zur Decke A. Da aber Oberkreide und Eocän am kristallinen Rücken der Marmaros, der Bukowina und der Moldau direkt aufrufen, so ist Limanowski hier zur Annahme von Ekrasierungen gezwungen, welche an der ganzen 140 *km* langen Linie von Trebusza in der Marmaros bis Glodu in der Moldau Schichten von mehr als 1000 *m* Mächtigkeit entfernt haben. Wir wollen nicht davon sprechen, daß die winzigen Splitter der Kőrösmezőer Klippen eine mangelhafte Vertretung dieser gewaltigen ekrasierten Gebirgsmassen bilden, aber wir müssen doch hervorheben, daß das Cenoman über dem kristallinen Gebirge mit echten Grundkonglomeraten einsetzt, deren faust- bis kopfgroße und noch größere Geschiebe mindestens teilweise mit dem Grundgebirge identisch sind. Auch H. Zapałowicz³ versichert uns an einzelnen Stellen ausdrücklich der Identität gewisser Geschiebemassen mit dem im Hinter-

¹ Diese dunklen Gesteine entsprechen aller Wahrscheinlichkeit nach den Schipother Schichten Paul's.

² Es sei hier eingeschaltet, daß die Nummulitenkalke und der darüber liegende Flysch der Innenseite des alten Gebirges der Ostkarpathen auf das beste dem subtatrischen Nummulitenkalk und Flysch entsprechen.

³ Jahrb. geolog. Reichsanstalt, 1886, p. 476.

grunde anstehenden Gneisen und kristallinen Kalken. Nach Limanowski wären das freilich mechanische Breccien. Nun gibt es ja gewiß Fälle, wo die Frage, ob Ablagerungs- oder mechanische Breccien vorliegen, nicht so leicht zu entscheiden ist; zu diesen zweideutigen Bildungen gehören aber unsere Konglomerate nicht. Man kann sich z. B. in dem wiederholt untersuchten Gebiete des Cibobaches bei Kirlibaba überzeugen, wie deutlich die Geschiebeform ausgebildet und wie vollständig die petrographische Übereinstimmung der Geschiebe mit der kristallinen Grundlage ist. Die Nummulitenkalke enthalten an der Basis zum Teil größere Geschiebe, in ihrer Hauptmasse aber nur kleinere blätterige oder schuppige Einschlüsse von Chlorit- und Glimmerschiefer und Glimmerblättchen.

Diese Einschlüsse findet man bei Trebusza in der Marmaros¹ ebenso entwickelt wie am Cibobache bei Kirlibaba oder am Ousor bei Dorna Watra. Da die Nummulitenkalke durch Cenomankonglomerat und Grünsandstein vom Glimmerschiefer getrennt und die kleinen Geschiebe durch die ganze mächtige Kalkserie von unten nach oben gleichmäßig verteilt, die Nummuliten überdies tadellos erhalten sind, so können auch diese schuppigen Glimmerschiefer einschlüsse wohl nichts anderes als echte Einschwemmungen sein.

Man kann also wohl nicht daran zweifeln, daß die Oberkreide und das Eocän echte Transgressionssedimente sind, die sich auf dem kristallinen Grundgebirge auf Kosten der vorcretacischen Ablagerungen abgesetzt haben.

Übrigens gerät Limanowski durch die Annahme, daß die Cenomankonglomerate überschoben sind, in Widerspruch mit seinen eigenen Anschauungen. In Süd- und Ostsiebenbürgen kommen dieselben Cenomankonglomerate vor wie im nördlichen Teile der Ostkarpathen. Limanowski steht nicht an, sie als Transgressionssediment aufzufassen, ja er anerkennt auch im Gegensatz zu Bergeron, daß die von diesen Konglomeraten umhüllten Tithon-Neokomkalkklippen echte Inselklippen in demselben Sinne, wie ich sie gedeutet habe

¹ Th. Posewitz, Umgebung von Marmaros-Szigeth, Budapest 1904, p. 15.

bilden. Aber diese Konglomerate liegen zum Teil auch auf dem Kristallinen und enthalten große Massen von wohlgerundeten Geschieben der kristallinen Unterlage, und zwar nicht nur in den tiefsten, sondern auch in den höchsten Schichten der mehrere hundert Meter mächtigen Bildung. Unter diesen Geschieben ist der rote, petrographisch sehr auffallende Coziagneis besonders leicht zu erkennen. Offenbar griff also die Denudation sowohl im Süden wie im Norden des ostkarpathischen Rückens zur Zeit der Oberkreide stellenweise bis auf das kristalline Gebirge, so daß das Transgressionssediment in beiden Gebieten teilweise auf dem kristallinen Gebirge abgesetzt werden konnte.

Aus Limanowski's Gliederung des kristallinen Teiles der Ostkarpathen ist nicht zu entnehmen, welche Partien des kristallinen Gebirges zu seinem metamorphen Mesozoicum gehören und welche nicht. Auch bringt er für das mesozoische Alter keine Beweise vor.¹ Ohne die Möglichkeit zu bestreiten, daß sich in irgend einem Teile der Ostkarpathen ein metamorphes Mesozoicum befindet, ähnlich demjenigen im südkarpathischen Fenster, möchte ich nur bemerken, daß die von Limanowski genannten Gesteine mit den Gesteinen dieses Fensters keine nennenswerte Übereinstimmung zu zeigen scheinen,² und ferner, daß die Unterlage der Verrucanoserie der Randmulde in der Bukowina und im Széklerlande durchaus aus dem Cosiagneis und seinen Begleitsteinen besteht.

¹ Limanowski beruft sich wohl auf das Vorkommen von Ammoniten im Marmor von Trebusza und von Belemniten im Sandstein vom Kloster Rarau in der Moldau. Allein betreffs der angeblich aus dem Marmor stammenden Ammoniten ist zu bemerken, daß der Autor, auf densich Limanowski stützt, Th. Posewitz, diese Ammoniten bei Besprechung der normalen Kreideformation als cretacisch abtut (Erläuterungen z. geolog. Spezialkarte d. Länder d. ungar. Krone, Blatt Marmaros-Szigeth, 1894, p. 13), nachdem er vorher (l. c., p. 8) ausdrücklich betont hat, daß das geologische Alter der Kalkmassen der Phyllite aus »Mangel an Versteinerungen« nicht genau zu bestimmen ist. Was aber die von Athanasiu gefundenen Belemniten betrifft, so stammen sie aus normalem, nicht metamorphem Sandstein, der auf kristallinen Schiefeln aufruft. Die Berufung Limanowski's auf diese Funde ist daher unwirksam.

² Ob etwa die mächtigen Diabasporphyrite am Außenrande des kristallinen Rückens der Marmaros mit den Grünsteinen, des südkarpathischen Fensters in irgend welche Beziehung zu bringen sind, ist vorläufig unbestimmbar.

Wichtiger als die Frage der metamorphen Schiefer ist zur Zeit die von Limanowski vorgeschlagene Auffassung der normalen ostkarpathischen Sedimentserie als dinarisch. Es wird wohl nicht notwendig sein, auf die Assimilierungen Limanowski's näher einzugehen, sondern es dürfte genügen, darauf hinzuweisen, daß vereinzelte Ähnlichkeiten der Schichtenfolge nicht genügen, um Assimilierungen von solcher Tragweite vorzunehmen. Limanowski erwähnt mit keinem Worte ein sehr bedeutungsvolles und sehr naheliegendes Vergleichsobjekt und das ist die Dobrudscha. Gibt es doch in diesem Gebiete Werfener Schiefer (mit Ammoniten), Muschelkalk, rote karnische Kalke mit *Pinacoceras Layeri*, rote Kalke der norischen Stufe (Hallstätter Kalke) und auch an basischen Eruptivgesteinen fehlt es nicht, wenn auch die Beziehungen zur Trias noch offen sind. Schon V. Anastasiu,¹ dem wir hauptsächlich die nähere Kenntnis der Dobrudschatrias verdanken, hat auf die Ähnlichkeit mit der bukowinischen Trias aufmerksam gemacht und dieser Meinung ist auch der gewiegte Spezialkenner G. v. Arthaber.² Die Stramberger Tithonkalke der Ostkarpathen mit ihrem Übergange in die neokomen Caprotinenkalke stimmen vollständig mit den betreffenden Gesteinen der Dobrudscha überein. An der Zusammengehörigkeit der Bildungen der Ostkarpathen und der Dobrudscha kann demnach kein Zweifel bestehen. Sind die ersteren dinarisch, so muß auch das Mesozoicum der Dobrudscha eine dinarische Schubdecke bilden. Dafür aber liegen bisher keine Beweise vor, die Dobrudscha zeigt eher die Merkmale eines autochthonen gefalteten Vorlandes.

Der Abschluß der Dobrudscha gegen die nördlichen Meere erklärt den mediterranen Charakter namentlich der Trias; offenbar bildete sie mit den Ostkarpathen, Westsiebenbürgen, dem Balkan und der Krim ein größeres einheitliches Faunen- und Faciesgebiet.³

¹ Bull. Soc. geol. France, sér. III, vol. XXV, p. 89.

² Alpine Trias d. Mediterrangeb., 1906, p. 438.

³ In »Bau und Bild der Karpathen«, p. 20, als »ostkarpathisches Faciesgebiet« ausgeschieden. Vielleicht gehören noch Teile des Kaukasus und die Trias des Bogdoberges in der Astrachan'schen Steppe hierher.

Mit dieser Betrachtung entfällt wohl die von Limanowski befürwortete Identifizierung mit den Dinariden und auch die hieran für die Westkarpathen geknüpften Schlußfolgerungen.

Nach dieser längeren Diskussion möchte ich schließlich noch meiner eigenen Anschauung Ausdruck geben. Da ich aber den zu erwartenden Zusammenfassungen der rumänischen und ungarischen Geologen, wie auch meiner eigenen bevorstehenden Detailarbeit möglichst wenig vorgreifen möchte, werde ich mich hauptsächlich auf den äußeren Bogen der Ostkarpathen und auf die allgemeinen Tatsachen beschränken.

Gegenüberstellung der Flyschzone und des kristallin-mesozoischen Gebirges. Beskidische und subbeskidische Decke.

Als eine der hervorstechendsten Eigentümlichkeiten des ostkarpathischen Gebirgsbaues ist mir stets die eigentümliche Assymetrie der cretacisch-tertiären Umrahmung des kristallinen und mesozoischen Gebirgsrückens der Ostkarpathen erschienen. Diese Umrahmung besteht zwar auf beiden Seiten dieses Rückens aus je einem Bande von Oberkreide und Alttertiär, aber an der nordöstlichen oder Außenseite schaltet sich zwischen das alte Gebirge und die Oberkreide eine Zone von untercretacischen Karpathensandsteinen ein, die an der Innenseite vollständig fehlt;¹ außerdem stimmen die Facies der beiderseitigen Oberkreidebildungen und besonders des Eozäns nicht überein. Den oben besprochenen cenomanen Konglomeraten und Sandsteinen mit *Exogyra columba* und den Inoceramenmergeln der Innenseite entsprechen an der Außenseite zwar ähnliche Sandsteine und Konglomerate, aber es fehlen die kalkreichen weißen und rötlichen Inoceramenmergel; dagegen sind an der Außenseite dünnsschichtige Kalksandsteine und Schiefer-tone mit Hieroglyphen nach Art der Inoceramenschichten der

¹ Durchdrungen von der Wichtigkeit dieser Zone der untercretacischen Karpathensandsteine habe ich sie in tektonischen Skizzen der Karpathen zweimal besonders ausgeschieden (vergl. Sitzungsber. der kais. Akademie, 106. Bd., 1897 und Bau und Bild der Karpathen, 1903).

Sandsteinzone (Ropiankaschichten) vorhanden, die an der Innenseite bisher nicht bekannt sind. Die Geschiebe der Konglomerate sind an der Außenseite im allgemeinen kleiner, ihre petrographische Natur und Herkunft ist leider noch nicht studiert. Noch viel augenfälliger kommt die facielle Verschiedenheit im Eocän zur Geltung und am auffallendsten ist hier jedenfalls die Tatsache, daß an der Außenseite des kristallinen Rückens bisher, wie schon erwähnt, noch kein Nummulitenkalk aufgefunden wurde.

Um diese merkwürdigen Verhältnisse zu erklären, nahm ich bisher an, daß zu beiden Seiten des kristallinen Rückens verschiedene Ablagerungsbedingungen zur Kreide- und Eocänzeit bestanden hätten. Das einseitige Auftreten des neokomen Karpathensandsteines an der Außenseite und das unmittelbare Angrenzen des Neokoms an die kristallinen Schiefer ohne Einschaltung älterer mesozoischer Bildungen wurden mit der Annahme erklärt, daß zur Zeit der Unterkreide eine Transgression über den Außenrand des kristallinen Gebirges nach Norden und Osten eingetreten wäre. Das Einschließen des neokomen Karpathensandsteins unter die kristallinen Schiefer, das von Zapałowicz in der Marmaros ganz allgemein, von mir in der südlichen Bukowina und der Moldau an mehreren Punkten, von Athanasiu in der Moldau beobachtet ist, wurde der tertiären Faltung, die eine Nahüberschiebung des alten Gebirges über die angrenzenden Sandsteine zur Folge hatte, zugeschrieben. Nehmen wir aber jetzt an, es hätten sich die Flyschgesteine am Außenrande des kristallinen Gebirges ehemals nicht in so engem Anschluß an dieses, sondern in größerer Entfernung abgelagert und es wäre später nicht eine Nah- sondern eine große Fernüberschiebung eingetreten, so wird die Erklärung der Erscheinungen erleichtert. Namentlich entfällt die Notwendigkeit der Annahme einer Neokomtransgression.

Der neokome Karpathensandstein am Außenrande der kristallinen Schiefer, der in Siebenbürgen und in der Moldau mächtig entwickelt ist, verschwindet in der Bukowina an der Stelle, wo der kristalline Rücken aus dem nordsüdlichen in das nordwestliche Streichen übergeht und daher am weitesten in die

Flyschzone vorspringt, um in der Marmaros, wo sich der kristalline Rücken wieder nach Süden zurückzieht, nach Zapałowicz neuerdings wieder in großer Breite zum Vorschein zu kommen. Betrachtet man diese Verteilung auf der Karte, so erhält man den Eindruck, wie wenn die Flyschzone Band um Band unter dem Vorsprung des kristallinen Gebirges in der Bukowina verschwände. Eine wichtige Ergänzung hiezu bildet das Vorkommen kleiner Partien von kristallinen Schiefen auf den Spitzen von Flyschbergen in der Marmaros, die als Überschiebungszeugen gedeutet zu haben ein Verdienst Limanowski's ist. Das Band des Magurasandsteins und der Schipoter Schichten, das in der Marmaros mehr als 20 *km* vom Rande der kristallinen Schiefer entfernt ist, nähert sich diesem bei Kimpolung bis auf 0·3 *km*, um sich weiter südlich an der bukowinisch-moldauischen Grenze wieder auf 12 *km* davon zu entfernen, ohne dabei das geradlinig nordwestliche Streichen wesentlich zu ändern, wie wenn die Tektonik des Flyschgebirges von der des kristallinen Rückens ziemlich unabhängig wäre.

Alle diese Erscheinungen sprechen für eine Fernüberschiebung des kristallinen Rückens und zeigen, daß man das kristalline Gebirge samt seiner mesozoischen und tertiären Überlagerung zunächst als größere Einheit der Flyschzone gegenüberstellen kann.

Die Verquerung des Flyschgebirges läßt in der Bukowina ohne Schwierigkeiten erkennen, daß dieses Gebirge in zwei Zonen zerfällt, von denen die innere die Fortsetzung der beskidischen, die äußere die Fortsetzung der subbeskidischen Decke der West- und Zentralkarpathen bildet. Die Übereinstimmung der Facies ist bei der subbeskidischen Decke besonders groß. An ihrem Außenrande liegt bei Krasna an der Sohle eines Zuges von Wamasandstein und Menilitschiefer eine schon erwähnte Tithonklippe in Begleitung einer mächtigen großblockigen Breccie des grünen Dobrudschagesteins. Sie ist wahrscheinlich unmittelbar oder nur unter Vermittlung einer geringen Mächtigkeit von subbeskidischem Flysch auf Salzton geschoben. Die subbeskidische Decke fällt auch in der Bukowina unter die beskidische ein, die hauptsächlich aus dem Neokomkarpathensand-

stein, Oberkreide, Magurasandstein und Schipoter Schichten besteht. Ihre Zusammensetzung ist weniger genau bekannt, ihr Zusammenhang mit der beskidischen Decke der Zentralkarpathen weniger sichergestellt, als dies bei der subbeskidischen Decke der Fall ist. Der »neokome Karpathensandstein« bildet eine mächtige Wechsellagerung von plattigen Mergelschiefern, kalkigen, glimmerreichen Sandsteinbänken, kalkreichen »Hieroglyphensandsteinen« und Schiefertönen. Eine nähere Gliederung nach Art des schlesischen Neokoms ist darin noch nicht nachgewiesen, immerhin steht das schlesische (beskidische) Neokom dem ostkarpathischen näher als irgend einer anderen Neokombildung der Karpathen.

Die Verfolgung der beskidischen Decke nach Rumänien, die Feststellung ihrer speziellen Tektonik und die nähere Erforschung der Kőrösmezőer Klippen sind der Zukunft anheimgegeben. Nur die Geschiebeführung wollen wir hier noch kurz streifen. Der subbeskidische Flysch der Ostkarpathen ist reich an kleinen Geschieben des grünen Dobrudschagesteines; derartige Geschiebe scheinen im Neokom der beskidischen Decke zu fehlen, das dagegen kleine Bruchstücke von Glimmerschiefer enthält, die aus dem kristallinen Rücken der Ostkarpathen zu stammen scheinen. Leider ist aber die Geschiebeführung beider Decken noch nicht genau genug erforscht, um mit Sicherheit sagen zu können, ob diese Geschiebetypen in beiden Decken sich gegenseitig ausschließen oder ob und in welchem Grade sie sich mischen.

Die mesozoische Randmulde. Bukowinische und siebenbürgische Decke.

Die kristallinen Schiefer tragen bekanntlich nahe ihrem Außenrande eine breite Mulde, die mit den Verrucano genannten Gesteinen beginnt und Trias, Jura und Kreide umfaßt. Für die Deutung dieser Mulde scheinen folgende Tatsachen von Wichtigkeit zu sein. In der Gegend von Kimpolung in der südlichen Bukowina sind Tithon und Unterkreide innerhalb der Mulde in verschiedener Facies entwickelt: am Außenflügel in Form von schieferigen Mergelkalken mit Aptychen und teils

kalkigen, teils sehr harten grobbankigen Sandsteinen (Muncelsandsteinen), am Innenflügel in Form von weißen und rötlichen Kalken mit Korallen und Requienien.¹ Die Sandsteinmergel-facies hat zwar viel Ähnlichkeit mit der Flyschfacies des Neokom der beskidischen Decke, sie unterscheidet sich aber doch namentlich durch das Vorkommen der grobbankigen Muncelsandsteine und echter Aptychenmergel, ähnlich denen der Fleckenmergelfacies, ferner durch die größeren Geschiebe-einschlüsse, deren petrographische Beschaffenheit auf Herkunft aus dem kristallinen Rücken hinweist.

Eine zweite bedeutungsvolle Tatsache möchte ich in dem Umstande erblicken, daß sich nur der Verrucano und der darüber liegende Dolomit, den ich in Ermanglung einer besseren Bezeichnung Verrucanodolomit genannt habe, und höchstens noch der bunte Schiefer und die Jaspis-schichten durch das ganze Gebirge ununterbrochen in regelmäßiger Weise verfolgen lassen. Alle übrigen so mannigfaltigen Ablagerungen, vor allen die der Trias und des Jura kommen nur im Hangenden der genannten Schichtenfolge, und zwar in höchst unregelmäßiger Weise als weithin zerstreute, isolierte Fetzen und Schollen vor. Dieses schollenförmige Vor-kommen teilt in der Bukowina sogar der mächtige Neokomkalk, der in Siebenbürgen mehr zusammenhängende Tafeln bildet.

Die dritte Tatsache besteht in den Gleitungs- und Über-schiebungserscheinungen, die unmittelbar über den Jaspisschichten und den schwarzen Schiefen oder auch über dem Verrucanodolomit angedeutet sind. Wir haben von diesen Erscheinungen bereits gesprochen: bald kommen über der Verrucanoserie und den Jaspisschichten Triaskalkketzen, bald Lias oder Dogger, bald direkt Neokom-gesteine vor. Die Gesteine dieser Serie sind auch gegeneinander verschoben, so zwar, daß z. B. im Valea seaca bei Kimpolung Neokomkorallenkalk in Werfener Schiefer gepreßt ist und an

¹ Der Nachweis dieser Requienienkalke wurde von mir 1889 (Sitzungsber. kais. Akad., math.-nat. Kl., 98 Bd., 1889, p. 735) erbracht. Später fand At h a n a - s i u Urgonversteinerungen am Rareu (Verhandl. geol. Reichsanst. 1899, p. 134).

der Todiresca Werfener Schiefer und triadische Eruptiva mit Neokongesteinen verknetet sind. Sind auch nur äußerst selten die Gleitflächen in Spuren sichtbar, so enthalten doch die überschobenen Gesteine zuweilen Fragmente der ihre Bahn bildenden Felsarten.

Von der Voraussetzung ausgehend, daß die Schichtenreihe auf dem kristallinen Rücken eine einheitliche ist, muß man den Verrucano und den ihn begleitenden Dolomit sowie die Jaspisschichten tief unter das stratigraphische Niveau der Werfener Schiefer herabrücken. Wenn man aber bedenkt, daß z. B. im Tale Valea seaca bei Kimpolung auf dem Untergrunde der Jaspisschichten sowohl eine große Scholle von Werfener Schiefer wie eine kleinere von Adnether Liaskalk aufruft, so beginnt man an der regelmäßigen Auflagerung der Werfener Schiefer zu zweifeln und wenn man sich die vorher erwähnten Tatsachen vorhält, so drängt sich die Vermutung auf, daß hier offenbar zwei Schichtreihen, eine tiefere, auf kristallinem Schiefer abgelagerte und eine höhere überschobene Schichtenreihe vorliegen. Die tiefere Schichtenreihe — ich werde sie bukowinische Serie nennen, weil sie in der Bukowina am besten entwickelt ist — besteht aus Verrucanokonglomerat und Quarzit, Verrucanodolomit, Jaspisschichten und den noch wenig scharf gefaßten schwärzlichen Schiefen, sodann aus dem sandig-mergeligen Tithon und Neokom mit Geschieben von kristallinen Schiefen. Die höhere Serie — sie sei wegen ihrer Hauptentwicklung in Siebenbürgen siebenbürgische Serie genannt — besteht aus Werfener Schiefer, Muschelkalk, roten Wengener Kalken, roten karnischen Kalken, grauen koralligen karnischen und rhätischen Kalken, Hallstätter Kalken, kurz aus den bekannten fossilreichen Bildungen der ostkarpathischen Trias und ihren so mannigfaltigen Eruptivgesteinen, ferner den Gesteinen des Lias und des Braunen Jura, dem Kimmeridge, dem koralligen Tithon und Neokom. Offenbar ist die höhere Serie als Überfaltungsdecke über die tiefere geschoben und da die kristalline Unterlage der tieferen vom Flyschneokom der beskidischen Decke unterlagert wird und daher auch eine Decke bilden muß, so haben wir hier zwei Decken zu unterscheiden, die wir als

siebenbürgische und bukowinische Decke bezeichnen wollen.¹

Die Loslösung der höheren siebenbürgischen Decke ist für die Beurteilung der Stratigraphie der tieferen bukowinischen Decke nicht ohne Bedeutung. Das unterste Glied, das Verrucanogrunderkonglomerat, liegt auf dem Glimmerschiefer und Gneis unter Verhältnissen auf, die auf regelmäßige Auflagerung schließen lassen. Man sieht an gut aufgeschlossenen Stellen keine Spur einer Gleitfläche und der Charakter des Sediments ist der einer Aufarbeitungsbildung. Dieses Quarzkonglomerat und der begleitende Quarzsandstein entsprechen in sehr vollkommener Weise dem westkarpathischen sogenannten Permquarzit. Daß es sich bei diesem Quarzit um Perm handle, ist bekanntlich nur eine Vermutung. In den Alpen neigt man sich dazu, den entsprechenden Quarzit als untertriadisch oder permotriadisch anzusehen. Auch in der Bukowina könnte gegen eine derartige kleine Verschiebung des stratigraphischen Niveaus keine Einwendung erhoben werden. Der Verrucanodolomit rückte dann samt den darüberliegenden bunten Jaspisschichten vollends in die Trias hinauf. Die enge Zusammengehörigkeit des Verrucanokonglomerates und des Verrucanodolomits bleibt natürlich bestehen und es empfiehlt sich, diese Namen so lange beizubehalten, bis nicht Fossilfunde volles Licht über die Altersfrage verbreitet haben.

Vielleicht sind gewisse Serpentine, wie der von Demba bei Breaza und andere basische Gesteine der Zone der Jaspisschichten zugeordnet; ich möchte aber vorläufig keine bestimmtere Ansicht darüber aussprechen. Ob irgendwelche Juragesteine zu dieser Serie gehören, ist fraglich.

Die alte Unterlage der bukowinischen Serie ist durch die Entwicklung eines sehr auffallenden und leicht kenntlichen Gneises oder Gneisgranites ausgezeichnet, der von mir aus der Gegend von Luisental (Fundul Moldowi) bei Pojorita in der Bukowina bis an das Südende der kristallinen Zone in Siebenbürgen

¹ Die deckenförmige Überlagerung der bukowinischen Decke durch die siebenbürgische kommt teilweise schon in den in »Bau u. Bild der Karpathen« eingeschalteten Profilen der ostkarpathischen Randmulde zum Ausdruck, besonders deutlich im Profil, Fig. 86. p. 804.

mehr oder minder ununterbrochen verfolgt werden konnte und der an einzelnen Stellen auch am Außenflügel der großen Randmulde vorkommt. Die Beschreibung des Cosiagneises der Transsylvanischen Alpen, die wir Reinhardt verdanken, läßt keinen Zweifel darüber, daß unser roter Gneis mit dem Cosiagneis identisch ist. Der Cosiagneis ist begleitet von Glimmer-, Chlorit- und Amphibolschiefern, Porphyroiden, Kieselschiefern und kristallinen Kalken, die ebenfalls eine große Ähnlichkeit mit jenen Gesteinen der ersten Gruppe Mrazec's zu haben scheinen, die mit dem Cosiagneis in den Transsylvanischen Alpen vergesellschaftet sind. Man wird also wohl sagen dürfen, daß Gesteine der ersten Gruppe Mrazec's auf weite Strecken die Unterlage der bukowinischen Serie bilden.

Vergleicht man nun von diesem Gesichtspunkte aus das alte Gebirge der Ostkarpathen mit den westkarpathischen Kerngebirgen, so zeigt sich eine unerwartete Analogie: in beiden Regionen liegen zwei Decken übereinander, von denen nur die tiefere auf kristallinen Schiefen ruht und die höhere einen südlicheren Faciescharakter aufweist als die tiefere. Unter diesen Umständen liegt es sehr nahe, die bukowinische Decke mit der hochtatratischen, die siebenbürgische mit der subtatratischen in eine gewisse Parallele zu bringen. Von dieser Parallele im Sinne eines gegenseitigen lateralen Ersatzes der genannten Decken kann man heute nur ganz beiläufig sprechen; eine konkrete Behandlung dieser Frage wird leider erst möglich sein, wenn einmal genaue Untersuchungen über den östlichsten Teil der südlichen Klippenzone im Marmoroser Komitate vorliegen werden.

Wir sind über diesen dürftigst bekannten Teil der südlichen Klippenzone leider auf äußerst spärliche, von der ersten österreichischen Übersichtsaufnahme aus dem Jahre 1858 herstammende Nachrichten angewiesen.¹ Ihnen zufolge kommen Crinoidenkalke des Dogger, also eine der bezeichnendsten Bildungen der subpieninischen Facies, bis Dolha, d. i. zirka 62 *km* westlich vom äußersten Rande des kristallinen Rückens, Aptychenkalke,

¹ F. v. Hauer, Jahrbuch geolog. Reichsanstalt, 1859, p. 414 bis 428.

also Bildungen der pieninischen Serie, noch weiter östlich bis zum Taraczkotale, nur 15 *km* westlich vom Rande des kristallinen Rückens vor. Es hat somit den Anschein, wie wenn die pieninische und selbst die subpieninische Facies ohne wesentliche Veränderung und Annäherung an die Faciesverhältnisse der Ostkarpathen bis nahe an den Westrand des alten kristallinen Rückens herankämen, wie das in dem in »Bau und Bild der Karpathen«, p. 20, enthaltenen Facieskärtchen angenommen ist. Wir wissen ferner, daß sich die nicht mehr in zusammenhängendem Zuge, sondern ziemlich vereinzelt angeordneten Marmaroser Klippen genau in die Streichungslinie des alten kristallinen Rückens der Ostkarpathen einstellen. Wie aber im einzelnen der geologische Bau beschaffen ist, wie sich die Flyschbildungen im Süden der Marmaroser Klippen zu denen im Norden verhalten, in welcher Beziehung vor allem die Klippen zum kristallinen Rücken und seinen mesozoischen Decken stehen, wie weit sich die von H. Zapałowicz bis zum Theißflusse verfolgten Sandsteine des Neokom und der Oberkreide nach Westen erstrecken und welche Lagerung sie zu den Klippen einnehmen, das alles ist noch gänzlich unbekannt.

Vielleicht verschwinden die Marmaroser Klippen, d. i. die pieninische (Iepontinische) Decke, unter den kristallinen Schieferen, die dann darüberschoben wären. In diesem Falle wäre die Übereinstimmung zwischen dem östlichen und westlichen Teile der Karpathen eine vollständige, mit dem Unterschiede, daß die pieninische Decke im Osten von der bukowinischen (hochtatratischen) überholt und gänzlich überdeckt ist, so daß die beskidische mit der bukowinischen in unmittelbare Berührung kommt. Etwas anders würde sich das gegenseitige Verhältnis der Decken gestalten, wenn die Marmaroser Klippen einem Teile der mesozoischen Auflagerung der kristallinen Schiefer entsprächen.

Angesichts dieser großen Lücke in der Kenntnis der südlichen Klippenzone erscheint jeder Versuch, der Lösung dieser Frage auf Grund des heutigen Wissens näher zu kommen, als ein aussichtsloses Unternehmen; sicherlich aber ist der Marmaroser Anteil der südlichen Klippenzone berufen, bei der end-

gültigen Feststellung der näheren Beziehungen der Ost- und Westkarpathen eine Rolle zu spielen.

Die Annahme der Aufschiebung der siebenbürgischen Decke über die bukowinische beseitigt manche sonst schwer zu erklärende Eigentümlichkeiten des ostkarpathischen Gebirgsbaues, besonders das isolierte, schollenförmige Auftreten der triadischen und jurassischen Gesteine, die Ineinanderpressung von Neokom und Werfener Schiefer im Valea seaca, die Unregelmäßigkeit und Lückenhaftigkeit der triadischen und jurassischen Schichten. An Stelle der früher von mir angenommenen Ablagerungslücken¹ würden tektonische Lücken und mechanische Kontakte zu treten haben. Es entsteht nun die Frage, ob und wie diese Annahme das klippenförmige Vorkommen von Triasgesteinen in der bukowinischen Randmulde erklärt. Diese Klippen befinden sich nicht am Außenrande des alten Gebirges gegen den neokomen Karpathensandstein der beskidischen Decke, sondern mitten in der Randmulde. Mit anderen zerrissenen kleinen Schollen der siebenbürgischen Serie, z. B. den Schollen von Adnether Kalk bei Kimpolung und im Nagy-Hagymas-Gebirge oder den Caprotinenkalkschollen haben sie die geringe Ausdehnung gemeinsam, sie unterscheiden sich aber von ihnen durch das Vorhandensein eines Mantels von schlecht gerundeten Geschieben, der in die Gesteine des sandigen Tithon-Neokom der bukowinischen Serie übergeht.² Ihre Verteilung ist nicht ganz regellos, sondern sie treten vornehmlich längs einer südöstlich streichenden Linie am Innenrande des sandigen Tithon-Neokomzuges der bukowinischen Serie auf; ein vereinzelt Vorkommen ist auch mitten in dem sandigen Tithon-Neokomzuge bekannt. Da nun am Innenflügel der großen Randmulde das sandige Tithon-Neokom der bukowinischen Serie nicht vorkommt, so scheint es, als wäre es durch die heranrückende Stirn der siebenbürgischen Decke abgeschürft und nach außen vorgeschoben worden. Wenn

¹ Bau und Bild der Karpathen, p. 685.

² Bau und Bild der Karpathen, p. 32 bis 34 (682 bis 684). Ausführlichere Mitteilungen über die bukowinischen Klippen sind einer späteren Arbeit über die Ostkarpathen vorbehalten.

man wollte, könnte man wohl auch in den engen, steil zusammengepreßten Falten des sandigen Tithon-Neokomzuges eine Wirkung dieses Schubes erblicken, obwohl der Zusammenhang gewiß kein zwingender ist. Bei dieser Bewegung konnten sich abgesprengte Teile der tieferen, triadischen Basalpartie der Stirn losgelöst haben und umgeben von zertrümmerten und schlecht gerundeten Fragmenten in die Sandsteinserie eingepreßt worden sein. Der Umstand, daß die größte dieser Klippen im Valea mare von zahlreichen Harnischen durchsetzt und eine zweite kleinere geborsten erscheint, spricht nicht gegen diese Annahme. Auf diese Weise zeigt es sich, daß eine tektonische Auslegung dieser Klippen und Blöcke möglich ist, wenn ich auch die hier versuchte nicht als die einzig mögliche hinstellen und namentlich bemerken möchte, daß die immer tiefer eindringenden Steinbruchaufschlüsse vielleicht erst volles Licht über diese Vorkommnisse verbreiten werden.

In der Bukowina und in dem unmittelbar angrenzenden Teile der Moldau ist die bukowinische Decke fast ununterbrochen entwickelt. Eine Ausnahme bilden nur die an Oberkreide reiche Region der Tatarka bei Kirlibaba und eine kleine Partie beim Kloster Rarău in der Moldau, wo der Verrucanozug eine kurze Strecke lang wirklich vollständig zu fehlen scheint.¹ Wenn nun gerade hier Doggersandstein mit Belemniten unmittelbar auf kristallinen Schiefen aufliegt, wie S. Athanasiu gezeigt hat, so dürfte das wohl auf eine lokale tektonische Verdrängung des Verrucano der bukowinischen Decke durch die siebenbürgische zurückzuführen sein. Auch im nordöstlichen Siebenbürgen dürfte nördlich von Tölgyes eine ähnliche lokale Ausquetschung des Verrucano anzunehmen sein, im übrigen ist aber die Verrucanozone im Széklerlande noch regelmäßig vertreten. Im südlichen Teile des Széklerlandes verschwinden da und dort der Verrucano und selbst der Verrucanodolomit und eine noch geringere Rolle spielen diese Bildungen im Persanyer Gebirge, obwohl sie hier nicht gänzlich

¹ Ich konnte den Verrucanozug im Jahre 1889 beim Anstieg vom Kloster Rarău auf den Grenzberg Rarău nicht nachweisen, obwohl er in geringer Entfernung davon an der bukowinisch-moldauischen Grenze in langem Felszuge ansteht.

fehlen. Erst im Burzenlande und in der Muntenie ist jegliche Spur des Verrucano der bukowinischen Decke verschwunden. Wenn bisher angenommen wurde, daß in diesem südlichsten Teile der Ostkarpathen Verrucano und Trias nicht abgelagert oder nach ihrer Ablagerung in vorliasischer Zeit wieder denudiert wurden, so erscheint es im Lichte der neuen Auffassung nicht unmöglich, daß hier eine Beseitigung dieser Bildungen auf tektonischem Wege eingetreten sei. Und nun kommt auch die wahre Bedeutung der Beobachtung Bergeron's über die Gleitflächen im Kohlenlager von Brandus und der Einhüllung dieses Lagers in eine Sericitschieferbreccie zu Tage: der mechanische Kontakt an der Basis der Grestener Schichten zeigt an, daß die Coziagneise und die kristallinen Schiefer der »ersten Gruppe« nicht die natürliche Unterlage der siebenbürgischen Decke bilden. Im Zusammenhang mit den Beobachtungen in der Bukowina und im Széklerlande, wo wir diese kristallinen Schiefer als die natürliche Basis der bukowinischen Decke erkannt haben, können wir es als wahrscheinlich bezeichnen, daß im südlichsten Teile der Ostkarpathen nicht nur der triadische Teil der siebenbürgischen Decke, sondern auch das Mesozoicum der bukowinischen Decke bis auf die kristalline Unterlage der letzteren ekraisiert sind.

Auch der Außenflügel der großen Randmulde zeigt in Siebenbürgen etwas andere Verhältnisse als in der Bukowina. Das sandige Neokom, das diesen Flügel in der Bukowina als angenommener jüngster Teil der bukowinischen Decke weithin begleitet, ist in Siebenbürgen bisher nicht sicher bekannt. Südlich von Tölgyes liegt z. B. in Kisere Dogger unmittelbar auf den Verrucanodolomiten des Außenflügels.¹ Die siebenbürgische Decke scheint in Siebenbürgen und der Muntenie weiter nach außen vorgeschoben worden zu sein als in der Bukowina.

Die Zeitperioden der ostkarpathischen Überschiebungen.

Den geologisch jüngsten Bestandteil der bukowinischen Decke bildet das sandige Neokom. Die Überschiebung der

¹ Vergl. das Profil Fig. 89 in »Bau und Bild der Karpathen«, p. 157.

siebenbürgischen Decke über die bukowinische muß also in nachneokomer Zeit eingetreten sein. Weitere Anhaltspunkte zur Feststellung des Zeitpunktes der Überschiebung liefern die Konglomerate der Oberkreide und des Eocän. Wir haben schon im Vorhergehenden die Tatsachen besprochen, welche zu der Annahme nötigen, daß sich diese Bildungen teilweise auf den kristallinen Schiefen und Kalken, teilweise auf den Jura- und Kreidekalken der siebenbürgischen Decke als ihrem natürlichen Untergrunde abgesetzt haben müssen.

In Siebenbürgen enthalten die Konglomerate der Oberkreide, die hier bekanntlich besonders mächtig und verbreitet sind, nicht nur enorme Massen der Jura- und Neokomkalke der siebenbürgischen Decke, sondern auch große Massen von kristallinen Gesteinen, unter denen der so bezeichnende Cosiagneiss besonders auffällt, den wir als zur bukowinischen Decke gehörig erkannt haben. Die Konglomerate der Oberkreide enthalten somit ein Gemenge von Geschieben sowohl der bukowinischen wie der siebenbürgischen Decke und so muß diese letztere Decke über jene bereits überschoben gewesen sein, als die obercretacische Geschiebebildung erfolgte.

Somit führt unsere Betrachtung für die Ostkarpathen zu derselben Schlußfolgerung, zu der auf einem anderen Wege für die Südkarpathen bereits Munteanu-Murgoci gelangt ist, daß nämlich Überfaltungen in diesen Teilen der Karpathen schon vor Ablagerung der Oberkreide eingetreten sein müssen. Es ist das übrigens im Wesentlichen nur eine Spezialisierung des in einer allgemeineren Form schon in »Bau und Bild der Karpathen« ausgesprochenen Satzes, daß die tektonische Gestaltung des älteren Gebirges der Ostkarpathen in ihren Grundzügen schon in obercretacischer Zeit abgeschlossen gewesen sein muß. Die obercretacische Denudation hatte bekanntlich in den Ost- und Westkarpathen einen außergewöhnlichen Umfang; nicht nur in diesen Gebirgen ist das ältere Mesozoicum auf weite Strecken vom kristallinen Untergrund gänzlich weggefegt, sondern auch in den westsiebenbürgischen Gebirgen und in dem Verbindungsstücke zwischen diesen und den Rodnaer Alpen.

Auch die jüngeren tektonischen Bewegungen, von denen in »Bau und Bild der Karpathen« die Rede ist, vermögen wir jetzt etwas näher zu spezialisieren. Dazu gehört vor allem die Überfaltung der subbeskidischen Decke, die Teile des autochtonen Untergrundes, Grünschiefer und Strambergerkalke, mit sich gerissen und vorgeschoben hat, und die der beskidischen Decke, Bewegungen, die sich erst in miocäner Zeit vollzogen haben. Da nun die neokomen Karpathensandsteine der beskidischen Decke unter den kristallinen Schiefen der bukowinischen Decke hervortreten, so muß auch diese an der Bewegung teilgenommen haben, sie muß samt der kristallinen Schieferunterlage eine Blockbewegung über die beskidische Decke hin ausgeführt haben. Hierbei wurde die obercretacische und alttertiäre Auflagerung durch die mächtige kristalline Unterlage vor intensiveren Störungen bewahrt und das gegenseitige Verhältnis der älteren Ablagerungen blieb ziemlich unberührt. Diesem Umstande ist vermutlich der Kontrast zuzuschreiben, der zwischen der vergleichsweise flachen Lagerung des Alttertiärs und der Oberkreide auf dem Rücken des alten Gebirges und der intensiven Faltung und Aufrichtung innerhalb der beskidischen Decke besteht. Die Lagerung des Alttertiärs ist übrigens in den inneren Teilen des Gebirges z. B. an dem Verbindungsrücken zwischen den Rodnaer Alpen und dem Biharstocke in Westsiebenbürgen flacher und ruhiger als nach außen hin am Rande der Ostkarpathen, wo das Alttertiär schwache Faltungen aufweist. Es scheint hier ein leichter Schub, eine Bewegung der jüngeren oberen Masse nach außen eingetreten zu sein, mit dem gewisse Erscheinungen im südlichen Teile der Ostkarpathen zusammenhängen könnten.

Bergeron verzeichnet in seinem Profile der Jalomița eine Masse von Cenomankonglomerat, an der Basis mit Fetzen von Tithon-Neokomkalk, die vom kristallinen Untergrund auf die Zone der Neokom-Karpathensandsteine übertritt.¹ Er macht ferner auf Blöcke von Neokom-Tithonkalk im Gebiete des neokomen Karpathensandsteines zwischen Moroieni und Sinaia aufmerksam. Zu diesen überschobenen Neokom-Tithonkalkmassen

¹ L. c., p. 64, 65.

scheint auch der Kalk des Mészpont bei Zajzon in Siebenbürgen zu gehören, der zwar von F Herbich und K. Paul als regelmäßige Einlagerung im Karpathensandstein hingestellt wurde, der aber in Wirklichkeit eine innerlich zerbrochene, unregelmäßig gestaltete Masse repräsentiert, deren Auftreten mit der Annahme einer Überschiebung über den neokomen Karpathensandstein gut harmoniert. Größere Massen des obercretacischen Bucsecskonglomerates scheinen übrigens auch an anderen Punkten den beskidischen Karpathensandstein zu überlagern; vielleicht gehören selbst die Felskolosse der Peatra mare (Hohenstein) bei Kronstadt und des Ciachlau bei Peatra in der Moldau dazu. Die geologischen Verhältnisse dieser Gebiete sind indessen noch viel zu wenig geklärt, als daß es ratsam wäre, an unsere so unvollständigen Kenntnisse weitgehende Schlußfolgerungen zu knüpfen. Sehen doch die Konglomerate der beskidischen Decke den Oberkreidekonglomeraten auf der bukowinischen und siebenbürgischen Decke sehr ähnlich und könnten doch auch in der beskidischen Unterkreide recht wohl wirkliche Einlagerungen von koralligen Kalken vorkommen.

Immerhin kommt den Erscheinungen, auf die Bergeron hingewiesen hat, doch eine gewisse Bedeutung zu. Man könnte sie mit den bisherigen Feststellungen wohl in Einklang bringen, wenn angenommen wird, daß bei jener im Block erfolgten Massenbewegung des älteren Gebirges, welche die Überschiebung der beskidischen Serie durch die kristallinen Schiefer der bukowinischen Decke bewirkte, die obercretacische Auflagerung über den Rand der bukowinischen Decke hinweg in das beskidische Gebiet geglitten sei. Unbeschadet der autochthonen Entstehung der Oberkreide und des Eocäns auf dem alten Gebirge könnten somit an der Basis dieser Ablagerungen Spuren von Gleitungen nachweisbar sein. Anzeichen für diese Bewegung sind indessen bis jetzt nur im südöstlichen Siebenbürgen und in der Muntenie bekannt. Die Blockbewegung, deren Annahme nach den bisher vorliegenden Tatsachen unentbehrlich erscheint, müßte die ganzen Gebirge erfaßt haben, die den siebenbürgischen Tertiärkessel umgeben; über ihren Zeitpunkt wird vielleicht das nähere Studium des Jungtertiärs entscheidende Anhaltspunkte gewähren.

Beziehungen zu den Südkarpathen und Westsiebenbürgen.

Die Unterscheidungen, die wir hier vorgenommen haben, bilden, selbst wenn sie durch spätere Arbeiten bestätigt werden sollten, nur einen Teil der Synthese der Ostkarpathen.

Wir haben es unterlassen, eine Analyse des kristallinen Gebirges, besonders auch der Rodnaer Alpen vorzunehmen und die Bedingungen der jugendlichen Eruptivesteine, sowie des syenitischen Tiefenstockes von Ditró zu besprechen.

Besonders aber bedürfen unsere Ausführungen einer sehr wesentlichen Ergänzung einerseits durch die Analyse des Außenrandes und der Flyschzone in Rumänien und anderseits durch die Aufhellung der Beziehungen zurwestsiebenbürgischen Region, den Transsylvanischen Alpen und dem Banater Gebirge. Wir können hier nur einen flüchtigen Blick auf diese Regionen werfen.

Unter den kristallinen Gesteinen der »ersten Gruppe«, die wir als Basalteil der bukowinischen Decke erkannten, wies Munteanu-Murgoci, wie wir sahen, im Fenster des Paringu eine Decke nach, die an der oberen Überschiebungsfläche jene Serpentine und anderen basischen Erstarrungsgesteine führt, die in den Alpen ein so bemerkenswertes Kennzeichen der lepontinischen Decke bilden. Betrachten wir das Fenster des Paringu nun tatsächlich als lepontinisch und die darüber folgende bukowinische Decke als hochtatisch, so stehen wir einer Auffassung gegenüber, die mit den Verhältnissen der Westkarpathen und der Alpen in Einklang steht. Vielleicht wird man einmal nachzuweisen in der Lage sein, daß die lepontinische Decke der südlichen Klippenzone in der Marmaros unter dem Westrande der kristallinen Schiefer der bukowinischen Decke verschwindet und daß ihre mehr oder minder veränderte Fortsetzung im Fenster des Paringu in metamorpher Form wieder zum Vorschein kommt.

Schwieriger und undurchsichtiger sind die geologischen Verhältnisse Westsiebenbürgens. Die Tithon-Neokomklippen und die Oberkreidekonglomerate des Erzgebirges erinnern an die entsprechenden Bildungen der siebenbürgischen Decke;

in den spärlich nachgewiesenen Quarzkonglomeraten¹ über den kristallinen Schiefern könnten vielleicht Spuren der bukowinischen Decke erblickt werden. Die Oberkreide und das Eocän scheinen in der Region zwischen dem Innenrande der Ostkarpathen und Westsiebenbürgen allmählich einen mehr mediterranen Typus anzunehmen: die Oberkreide gewinnt Merkmale der Gosauformation und das Eocän zeigt eine viel mannigfaltigere Gliederung und viel größeren Fossilreichtum. Ob aber hier Eocän und Oberkreide dieselbe Rolle spielen wie in den Ostkarpathen und in den Transsylvanischen Alpen, müßte erst durch neuere Untersuchungen aufgeklärt werden. Sehr wichtig ist in diesem Falle die L. v. Lóczy zu verdankende Feststellung, daß in dem Gebiete zwischen der Maros und der Weißen Kőrös (Jahresbericht d. königl. ung. Geolog. Anstalt für 1888, p. 42 und 43) ein auffallender Kontrast zwischen den auf kristallinen Gesteinen flach aufruhenden Gosaubildungen und dem gefalteten neokomen Karpathensandstein besteht, der stellenweise die Gosauformation überlagert. Was die wahre Bedeutung der anscheinend flach lagernden permischen und mesozoischen Sedimente im Gebiete der Kőrösflüsse zwischen Nagy-Várad und Nagy Halmágy ist, welche Rolle den so mannigfaltigen Erstarrungsgesteinen des Erzgebirges, den eugranitischen Banatiten des Banates und den Dacograniten Szádeczky's, sowie den von P. Rozložník beschriebenen metamorphen Gesteinen des Bihar zukommt, wo die Wurzelregion der unterschiedenen Decken zu suchen ist, dies alles gehört zu den offenen Fragen der Karpathengeologie. Nach der Darstellung, die jüngst J. v. Szádeczky² gegeben hat, könnte man vermuten, daß die Malm- und Neokomkalke dieser Region der siebenbürgischen Serie entsprechen und ebenfalls überschoben und nachher gebrochen sind. Bestimmte Behauptungen auszusprechen wäre hier um so weniger am Platze, als wir ja von den vereinigten Bemühungen der ungarischen und rumänischen Geologen eine

¹ Vergl. L. v. Roth, Aranyosgruppe des siebenbürgischen Erzgebirges, Jahresber. der königl. ung. geol. Anstalt für 1900, Budapest 1903, p. 71.

² Über den petrographischen und tektonischen Charakter des Bihar-gebirges. Földt. Közl. 1907, 37. Bd., p. 91.

Ausfüllung dieser Lücken in angemessener Zeit zu erwarten haben.

V. Schlußbemerkungen.

Es ist ein Wagnis, die geotektonischen Elemente eines Gebirges, dessen Kenntnis so große Lücken aufweist wie die Karpathen, zu einem Gesamtbilde zusammenzufassen. Ganz besonders ist es das in einer Zeit so rascher, ja stürmischer Umwertung, wie sie sich gegenwärtig vollzieht. Es ist daher auch als sicher anzunehmen, daß jede neuere, etwas weiter ausgreifende Detailuntersuchung diesen Versuch vielleicht in wesentlichen Linien abändern wird. Dennoch mußte er unternommen werden, denn es drängt dazu das immer lebhaftere Bedürfnis, sich mit jenen Erfahrungen auseinanderzusetzen, die unsere Kollegen in den Westalpen gesammelt und die sie zu einem gewaltigen Lehrgebäude vereinigt haben.

Wenn wir rückschauend zuerst ein Hauptergebnis aussprechen sollen, so müßte es dahin lauten, daß wir bei wohlwogener Beurteilung der uns vorliegenden Tatsachen keinen begegneten, die mit der Annahme eines Deckenbaues unbedingt unvereinbar wären. Wohl aber traten uns auf dem langen Wege durch die karpathischen Zonen manche Verhältnisse entgegen, die ernstliche Schwierigkeiten bieten.

Dieses Urteil findet eine wesentliche Ergänzung in der Tatsache, daß gewisse Verhältnisse, wie namentlich die Ergebnisse der Tiefbohrungen am Rande des mährisch-schlesischen Kohlenbeckens, die Existenz einer großen Fernüberschiebung mit bedeutender Förderungslänge¹ kategorisch vorschreiben und uns daher, ob wir wollen oder nicht, auf den Boden des Überschiebungs- und Deckenbaues drängen, auf den wir auch durch die Tektonik der Tatra verwiesen werden. Eine weitere Ergänzung bildet die Tatsache, daß sehr viele tektonische und stratigraphische Erscheinungen der Karpathen unter der Voraussetzung der Deckenlehre nicht nur besser verständlich werden als vordem, sondern erst durch sie die richtige Beleuchtung gewinnen und nur durch sie zu

¹ O. Ampferer, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. geol. Reichsanst. 1906, p. 583.

einem großen und einheitlichen Ganzen von jener höheren Einfachheit verbunden werden, die zugleich die innere Wahrscheinlichkeit für sich hat.

Der Sandsteinbogen und die Klippenzone, die uns früher als sehr verschiedenartige Bildungen erschienen, sind jetzt durch eine unerwartete Analogie eng verknüpft. Die hochtatratischen Enklaven, deren isoliertes Auftreten im subtatratischen Gebiete früher so schwer verständlich war, erscheinen als »Fenster« naturgemäß verknüpft und der subtatratischen Decke als Einheit entgegengestellt. Die Ostkarpathen sind in bessere Verbindung gebracht mit den Westkarpaten und diese mit den Alpen. Obwohl in den einzelnen Ablagerungsregionen, den späteren Decken, weit mehr Verschiedenheiten der Ablagerung und selbst anderer geohistorischer Vorgänge entdeckt wurden, als man früher annehmen konnte, zeigen sie doch eine tektonisch einheitliche Prägung.

Sonach eröffnet die Deckenlehre auch in den Karpathen neue und lockende Einsichten. Allerdings erfordert sie ein resolutes Aufgeben so mancher Vorstellung, die früher befriedigte, so mancher Erklärung, die der Forschung ebenfalls gute Dienste geleistet hat, sie erfordert den nicht leichten Verzicht auf manchen Gedankenbau, manche Kombination, der man größere Dauerhaftigkeit gewünscht hätte. Allein alle diese Erwägungen dürfen nicht in Betracht kommen und uns nicht abhalten, einen neuen Weg zu betreten, wenn wir diesen als den verheißungsvolleren erkannt haben.

Der Unterschied zwischen der früheren Synthese, wie sie etwa in »Bau und Bild der Karpathen« entworfen ist, und der neuen ist in ihren Konsequenzen so groß, daß man sich billigerweise fragen muß, ob denn eine innere Beziehung zwischen beiden besteht, ein Weg von der einen zu der anderen führt. Man weiß, daß sich die Umdeutung gewisser gut beobachteter alpiner Profile vollzogen hat, ohne daß an dem Gefüge des Beobachteten sich Wesentliches änderte. Genau dasselbe gilt für die Tatra. Was sich geändert hat, sind nur jene Verbindungslinien, durch welche wir das beobachtete Bild nach oben und unten, in die Luft und in das Innere hinein ergänzen. Selbstverständlich sind es auch neue Beobachtungen, die uns

leiten und zu neuen Wertungen veranlassen, aber die alten Beobachtungen und selbst Deutungen behalten dennoch im engeren Rahmen ihre bleibende Bedeutung. Es ist hier vielleicht von Interesse, diesen Zusammenhang für einzelne Zonen der Karpathen zu verfolgen.

Die alte Auffassung betrachtete die Unterkreidebänder der Sandsteinzone als nach Norden blickende und in dieser Richtung über Alttertiär überschobene Gewölbe. Die Bohrungen am schlesischen Karpathenrande zeigen nun, daß die Neokomzüge am Stirnrande auf dem Alttertiär schwimmen müssen, daß daher an Stelle der früher angenommenen kurzen eine sehr weite Überschiebung gesetzt und die Wurzel der Unterkreide nicht in der Nähe, sondern weit im Süden gesucht werden müsse. Die Wurzeln der Klippenkalke der Sandsteinzone wurden früher unfern in der Tiefe vermutet; jetzt müssen wir sie weiter im Süden annehmen. Ähnlich verhält es sich auch mit der südlichen Klippenzone. Auch in der neuen Auffassung behalten die Klippen im wesentlichen die Rolle von, von unten auftauchenden Köpfen oder Antiklinalkernen, die ihnen die alte Auffassung zuschrieb; aber ihre Wurzeln sind nicht direkt nach unten, sondern nach unten und Süden unter den Kerngebirgen zu suchen. Die kristallinen Kerne der Kerngebirge sah man als antiklinale Aufwölbungen an; dieses Wesen haben sie auch heute, aber freilich kommen diese Aufwölbungen nicht direkt von unten herauf, wie man früher glaubte, sondern von unten und Süden. So bedingt die neue Auffassung nicht so sehr das Einschlagen einer gänzlich verschiedenen Richtung als vielmehr ein konsequenteres Weitergehen in der alten. Und das scheint eine Erkenntnis zu sein, die uns mit einigem Vertrauen sowohl zu unseren früheren Beobachtungen wie auch den neuen Deutungen erfüllen kann.

Vergleichen wir nun den Aufbau der Karpathen mit dem der Alpen, so vermögen wir unschwer die einzelnen Elemente miteinander in Parallele zu stellen. Die drei Gruppen von Decken, die E. Suess in den Alpen unterschieden hat, kann man auch in den Karpathen wiedererkennen. Den helvetischen Decken der Alpen können wir die beskidischen an die Seite

stellen. Wenn die beskidischen Decken in ihrem jurassischen Teil einen mehr mediterranen Charakter aufweisen als die helvetischen, so ist das, wie wir gesehen haben, auf die etwas vollständigere Abschließung der alten karpathischen Ablagerungsregion gegen die nordeuropäischen Meere zurückzuführen. Die lepontinischen Decken der Alpen finden in den Karpathen ihre Fortsetzung in den pieninischen, denen sich als Äquivalent der Tauerndecke die hochtatische Decke anschließt. Den ostalpinen Decken endlich entsprechen in den Karpathen die subtatische Decke, die Decke des Inneren Gürtels und die des Ungarischen Mittelgebirges. Im äußeren Bogen der Ostkarpathen tritt an Stelle der hochtatischen Decke vermutlich die bukowinische, an Stelle der subtatischen die siebenbürgische Decke.

Der Bauplan der West- und Zentralkarpathen zeigt im großen betrachtet viel Ähnlichkeit mit dem der Ostalpen. In beiden Gebirgen sind die helvetischen (beziehungsweise beskidischen) und die tieferen lepontinischen (pieninischen) Decken von der ostalpinen (subtatischen) stark bedeckt; ihre Bewegung ging unter bedeutendem Druck vor sich, ihre Basalteile sind daher zerrissen und stark laminiert. Während aber in den Ostalpen das ostalpine Deckensystem den Außenrand der lepontinischen Decke erreicht und selbst die helvetischen Decken stark überlagert, bleiben die ostalpinen Decken der Karpathen zurück. Die inneren Decken der Karpathen sind gleichsam zu kurz; die Mittelgebirgsdecke vermag nicht den Außenrand der Decke des Inneren Gürtels zu erreichen, diese nicht den Außenrand der subtatischen und die subtatische endlich läßt einen ziemlich weiten Raum für die ältesten und tiefsten Decken frei. Daher quellen namentlich die Flyschgesteine der ältesten Decken am Außenrande der subtatischen Decke in großen Massen hervor und nehmen nur an ihren Sohlen Scherben der Basalgesteine, teilweise auch solche des autochthonen Untergrundes mit, die sie da und dort bis zum Außenrand als Klippen mitschleppen. Ihre Bewegung hat hier demgemäß im wesentlichen eine schräg aufsteigende Richtung.

Die hochtatische Decke zeigt noch deutliche Spuren mechanischer Einwirkung, intensive Ekrasierungen, Bildung

von Abreißungsschollen und vor allem einen intensiven Kampf um den Raum, während sich die darüberliegende subalpine Decke frei und im wesentlichen unbehindert entwickelt und daher ihren eigenen Architekturstil annimmt. In den Alpen ist der mesozoische Anteil dieser Decke kompakt entwickelt, in den Karpathen dagegen wölben sich in der äußeren und inneren Reihe der Kerngebirge einzelne Teile der darunterliegenden hochalpinen oder Tauerndecke so stark vor, daß sie denudiert als hochalpine Fenster samt ihrer granitischen Unterlage zum Vorschein kommen.

Die leichte Metamorphose der Tauerndecke in einzelnen Teilen des Gebirges, besonders in der Niederen Tatra, ihre daselbst erkennbare Unterlagerung durch Gesteine, die mit den metamorphen Bildungen der Kalkphyllite und der »Schieferhülle« (Schistes lustrés) eine bemerkenswerte Ähnlichkeit haben, scheint eine weitere Analogie mit den Alpen zu bedingen. Wahrscheinlich treten auch im zentralen kristallinen Teile des Inneren Gürtels, im Veporstocke, metamorph-mesozoische Bildungen zu Tage, welche diese Analogie vielleicht in vollkommenerer Weise zur Schau tragen werden, als man heute annehmen kann.

In die Ostkarpathen zieht mit einer beträchtlich abgeänderten Facies auch eine nicht unwesentlich abgeänderte Tektonik ein. Wenn die hier vorgeschlagene Gleichstellung der bukowinischen Decke mit der hochalpinen sich bewährt, so entspricht ein beträchtlicher Teil des kristallinen Rückens der Ostkarpaten den kristallinen Kernen der Kerngebirge, die Cösiagneise und -Granite den Tatragraniten. Während aber die Tatragranite nur an ihrem Rande eine schwache Neigung zur Parallelstruktur zeigen, ist diese bei den Cösiagneisen vollkommen ausgesprochen. Die inneren Decken der Ostkarpathen erscheinen weiter nach außen vorgeschoben als die westkarpathischen und es scheint, daß sie über die pieninischen hinweg die beskidische überschoben. Das Schicksal der pieninischen Decken in den Ostkarpathen erscheint noch unaufgeklärt; in den Südkarpathen kommen in dem von Munteanu-Murgoci erwiesenen Fenster des Parinzu metamorphe Bil-

dungen mit Serpentin zu Tage, die vielleicht als lepontinisch (= pieninisch) anzusprechen sein werden.

Die geologischen Verhältnisse der Ostkarpathen zwingen uns zu der Annahme, daß die Überschiebung der siebenbürgischen Decke über die bukowinische ein vorcenomanes Ereignis bildete und die späteren Überschiebungen den Charakter einer Blockbewegung gehabt haben müssen, die das innere Gebirge mehr oder minder als Ganzes über die äußeren beskidischen Decken schob. In den West- und Zentralkarpathen bestehen ähnlich wie in den Ostalpen Anzeichen antecenomaner und antenummulitischer Bewegungen, deren Tragweite noch nicht sicher abzusehen ist. Eine Hauptbewegung ereignete sich an der Grenze der ersten und zweiten Mediterranstufe, der dann nur noch leichtere Bewegungen im jüngeren Miocän nachfolgten. Die andesitischen Ausbrüche stellen sich als eine Erscheinung dar, die in der jüngeren Hauptphase der Gebirgsbildung einsetzte, aber diese wesentlich überdauerte. Unter den nachträglichen Bewegungen sind wohl vor allem Brüche zu nennen, welche die Decken durchschnitten. Am intensivsten scheint diese Bruchbildung im Ungarischen Mittelgebirge und im Bihargebirge eingetreten zu sein; Anzeichen dafür fehlen aber auch im Inneren Gürtel nicht und die Vertiefung der innerkarpathischen Eocänkessel der Kerngebirgsregion und die Entstehung der Randbrüche an der Innenseite so vieler Kerngebirge dürfte wohl auch dieser Phase zuzuschreiben sein.

Sichere Spuren einer Wurzelregion sind bisher in den Karpathen, besonders den West- und Zentralkarpathen nicht gefunden. Weder in der Region der oberen Gran noch im Inneren Gürtel bestehen darauf hindeutende Anzeichen. Daß der Bau des Mittelgebirges die Annahme einer Wurzel in diesem Teile des Karpathenbogens nicht zuläßt, ist kürzlich von H. v. Staff versichert worden. Wir werden dadurch in der Annahme bestärkt, daß die Wurzeln der älteren vorderen Decken durch die jüngeren hinteren verdeckt sind. Vielleicht wird die Erforschung der ungarischen Tiefebene hierüber wie über das Verhältnis zum »Orientalischen Festland« und den Dinariden Aufklärungen bieten.

Zu den Erfolgen der Deckenlehre gehört namentlich die Klärung der Klippenfrage. Die scheinbare Beschränkung der Erscheinung der Klippen auf den Karpathen ist nun endgültig beseitigt, wir kennen sie jetzt auch aus den Alpen, und zwar sowohl ihr Auftreten am Außenrande wie auch ihre Flächenausbreitung. Wenn sich nun herausstellt, daß das, was man in der Scheiz »Klippen« genannt hat, zu demselben Deckensystem gehört, wie die karpathischen Klippen, ja vielleicht selbst ununterbrochen mit ihnen zusammenhängt, so beruhte das ursprünglich wohl nicht auf klarer Einsicht, sondern mehr auf einer jener Ahnungen, die in der Wissenschaft eine so große Rolle spielen; aber schließlich vollzog sich der klare Einblick doch unter den Gesichtspunkten der Deckenlehre. Wir können jetzt auch unter den karpathischen Klippen schärfere Unterscheidungen vornehmen als früher, und zwar sowohl in tektonischer wie in topischer Beziehung.

Es wurde in einem der vorhergehenden Abschnitte erwähnt, daß die Klippen der Sandsteinzone, die man vordem als nördliche Klippenzone zu vereinigen pflegte, teils der subbeskidischen, teils der beskidischen Decke, teils dem autochthonen Untergrunde angehören. In die südliche Klippenzone wurden auch die ostkarpathischen Klippen einbezogen, während wir jetzt vermuten müssen, daß sie in Wirklichkeit einer jüngeren, der siebenbürgischen Decke (ostalpin) zufallen. In tektonischer Beziehung können wir etwa fünf Gruppen von Klippen unterscheiden.

Die erste Gruppe bilden die autochthonen Inselberge, jurassische Ablagerungen, die in vorsenoner Zeit intensiv denudiert wurden, ziemlich untergeordnete Spuren von Faltung oder Aufrichtung und mehrfache vor- und nachsenone Brüche erkennen lassen. Wir wissen noch nicht, ob die Inselberge durch eine leichte autochthone Faltung oder den Schub der heranrückenden beskidischen Decken aufgerichtet wurden. Sollte sich später der letztere Fall als zutreffend erweisen, so bestände zwischen den Inselbergen und den abgerissenen und fortgeschleppten Schollen des autochthonen Untergrundes eine größere Verwandtschaft, als die äußere Erscheinung dieser Gebirgsmassen erwarten ließe. Im ersteren

Falle würden sich die Inselberge an die echten Inselklippen anschließen.

Eine zweite Gruppe von Klippen entstand durch Abscherung vom autochthonen Untergrunde infolgedes Vorrückens von Decken. Hieher gehören ebenso die Tithonklippe von Krasna mit ihrer mächtigen Hülle von Grünschieferfragmenten wie die Grünschieferscholle des Ojtospasses, die Carbonscholle von Hustopetsch, die Blockklippen bei Przemysl u. a. Klippen dieser Art, die man als Scherlinge bezeichnen könnte, bleiben der Größe nach hinter den Klippen des pieninischen Zuges größtenteils sehr zurück. Selbstverständlich können sich unter diesen Klippen Fragmente von sehr verschiedenen Dimensionen bis herab zu kleinen Trümmern und Staub vorfinden. Gewisse Blockbildungen, wie die von Freistadt in Mähren, enthalten große neben ganz kleinen und mittleren Blöcken und stellen gleichsam die zusammengefeigte Spreu der Schubflächen dar. Die petrographische Mannigfaltigkeit einzelner solcher Bildungen, die unter den weiteren Begriff der Reibungs- oder mechanischen Breccien fallen, ist die Folge der mannigfaltigen Zusammensetzung des Untergrundes.

Die dritte Gruppe bilden die Klippen nach Art der pieninischen. Es sind dies von unten hervorkommende Kopfteile von laminierten, unter Druck geschobenen Decken. Viele von ihnen sind sicher isolierte Bruchstücke, andere mögen mit ihrer unten und seitwärts gelegenen Wurzel in mehr oder minder ununterbrochenem Zusammenhang stehen. Jedenfalls zeigen sie in der südlichen Klippenzone ein noch derart kompaktes und regelmäßiges Auftreten, daß ihre Zugehörigkeit zu bestimmten Decken deutlich erkannt werden kann. Die Frage, ob einzelne derartige Klippen von ihrer Wurzel abgetrennt sind oder mit ihr noch völlig oder teilweise zusammenhängen, hat in diesem Sinne nur eine geringe Bedeutung. So viele ihrer auch schon von der Wurzel abgetrennt sein mögen, so erscheinen sie doch noch als ein zusammengehöriges Deckengebirge. Dieser Zusammenhang geht verloren oder wird undeutlich, wenn die oberen Teile derartiger Decken stark voraneilen und nur vereinzelt Schollen des tieferen zerrissenen Deckenteiles da und dort an der Sohle

mitgenommen werden. Zu dieser Gruppe von Erscheinungen gehören vermutlich die Tithon-, Jura- und Neokomklippen der beskidischen Decke in Mähren und Galizien (Cetechowitz, Kurowitz, Zdounek, Rzegocina) und im wesentlichen sind auch die großen Neokommassen in Schlesien hier anzureihen. Das Auftreten solcher isolierten, von ihrer Wurzel weit entfernten Klippen hat viel Ähnlichkeit mit den vom autochthonen Untergrunde abgerissenen und fortgeführten Scherlingen. In manchen Fällen unterstützt uns die Facies bei der Erkennung der autochthonen Scherlinge. Wo dieses Mittel versagt, wie z. B. bei den Tithonblöcken der Ostkarpaten, wird es vielleicht schwer sein, Scherlinge des autochthonen Untergrundes von mitgezogenen Schollen von Decken zu unterscheiden, was trotz ihrer verschiedenen Herkunft bei der ähnlichen, wenn auch nicht gänzlich übereinstimmenden Art der Entstehung wohl verständlich ist.

Eine eigentümliche, noch näher zu untersuchende Gruppe bilden die bukowinischen Klippen, von denen wir vermuten konnten, daß sie geborstenen und abgesprengten Splintern der siebenbürgischen Decke entsprechen, die in das sandige Neokom der bukowinischen Decke eingepreßt wurden.

Endlich haben wir als eine fünfte Gruppe echte Inselklippen zu verzeichnen. Wir stellen hierher die Tithon-Neokomklippen des Székler- und Burzenlandes. Die mittel- und unterjurassische und triadische Unterlage der Tithon-Neokomkalke ist intensiv laminiert. Die Tithonkalke lassen dagegen von Ausquetschung nichts erkennen, ebensowenig von Scherung. Diese Vorgänge können also bei der Entstehung der Klippen des Székler- und Burzenlandes kaum wesentlich mitgewirkt haben. Bergeron adoptierte hierfür eine Art Durchspießungstheorie. Allein diese läßt sich weniger wahrscheinlich machen als die Entstehung unter wesentlicher Mitwirkung der vorcenomanen Denudation. Auf diese Gruppe von Klippen wäre daher meine frühere Theorie der karpathischen Klippen zu restringieren. Wir nehmen an, daß diese Klippen in tertiärer Zeit im Zusammenhange mit ihrer Unterlage eine Gesamtbewegung ausgeführt und sekundäre Störungen erfahren haben. Sie sind samt ihrer Unterlage überschoben, sind aber,

da an ihrer Entstehung die Denudation in erster Linie beteiligt war, dennoch als Inselklippen anzusprechen.

Bei der allerdings stark eingeschränkten Gruppe der Inselklippen müssen wir der Denudation die maßgebende Rolle zuschreiben. Aber auch bei den Scherlingen und den Klippen nach Art der pieninischen sollte der Einfluß der Denudation nicht unterschätzt werden. Entstehen in einer autochthonen Ablagerung infolge von Denudation Unebenheiten, so ist es klar, daß diese vorrückenden Decken geeignete Angriffsflächen bieten und die Abscherung wesentlich erleichtern müssen. Aber auch das Zerbrechen von unter Druck sich bewegenden Decken wird leichter und vollständiger erfolgen, wenn vorher der Zusammenhang durch Denudation geschwächt war.

Somit können wir sagen, daß Denudationsvorgänge nicht nur durch die Existenz von Geschiebebildungen beglaubigt sind, sondern daß sie an der Entstehung gewisser Kategorien von Klippen auch einen mehr oder minder beträchtlichen Anteil haben. Denudationsvorgänge sind als Faktor der Klippenbildung auch jetzt nicht ausgeschaltet, aber sicherlich tritt nun das tektonische Moment für die Mehrzahl der karpathischen Klippen nicht nur weit stärker in den Vordergrund, als man früher angenommen hat, sondern man kann diese Vorgänge jetzt im einzelnen viel genauer und vollständiger verfolgen als vordem.

Auf diese Weise hat die Deckenlehre, so große Rätsel sie auch in vieler Beziehung noch umfaßt, schon jetzt manche Frucht gezeitigt. Sie zwingt uns, den Kreis der tektonischen Möglichkeiten viel weiter zu ziehen als bisher und nicht nur die Lokaltektunik, sondern die Gesamtheit der geologischen Elemente des Gebirges zu berücksichtigen. Sie drängt uns neue Fragen auf und verlangt an Stelle jener allgemein gehaltenen Erklärungen, wie sie uns früher befriedigen konnten, eine viel präzisere Beweisführung. So wird die Deckenlehre, was auch immer von ihr schließlich erhalten bleiben wird, voraussichtlich den Ausgangspunkt einer reichen Entfaltung neuen geologischen Wissens bilden und die Tektonik zum Range einer viel exakteren, strengeren Wissenschaft erheben, als sie uns vordem entgegengetreten ist.

Inhaltsverzeichnis.

I. Einleitung	1
II. Die Sandsteinzone der West- und Zentralkarpathen	7
Zerlegung der Sandsteinzone in das beskidische und subbeskidische Faciesgebiet	7
Die Zusammensetzung der beskidischen und subbeskidischen Decke . .	10
Die Tektonik der beskidischen Decke	13
Fortsetzung der beskidischen Decke nach Osten und Westen	19
Die Tektonik der subbeskidischen Decke	22
Die niederösterreichisch-südmährischen Inselberge	24
Das Verhältnis der außerkarpathischen zu den beskidischen und sub- beskidischen Ablagerungen	26
Die subkarpathische Salztzone	29
Ablehnung der angeblich dinarischen Herkunft der beskidischen Decke	33
III. Die Innenzonen der West- und Zentralkarpathen	36
Einleitende Bemerkungen	36
Die Rolle des innerkarpathischen Eocäns	39
Neuere Auffassungen der südlichen Klippenzone	43
Die Klippenzone unterteuft als selbständiges Glied des Gebirgsbaues die Kerngebirge	48
Die tektonischen Elemente der südlichen Klippenzone	50
Pieninische und subpieninische Decke	53
Das Verhältnis der südlichen Klippenzone zur Sandsteinzone	55
Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Alpen	57
Die Faciesgebiete der Kerngebirge, des Inneren Gürtels und des Unga- rischen Mittelgebirges	59
Der Innere Gürtel bildet wahrscheinlich ein Deckenland	62
Deckentektonik der Kerngebirge	67
Deckenbau des Inneren Gürtels und des Mittelgebirges	70
IV. Die Ostkarpathen	74
Die vorliegenden Äußerungen über Deckenbau in den Ostkarpathen . .	74
Gegenüberstellung der Flyschzone und des kristallin-mesozoischen Gebirges. Beskidische und subbeskidische Decke	85
Die mesozoische Randmulde. Bukowinische und siebenbürgische Decke	88
Die Zeitperioden der ostkarpathischen Überschiebungen	96
Beziehungen zu den Südkarpathen und Westsiebenbürgen	100
V. Schlußbemerkungen	102

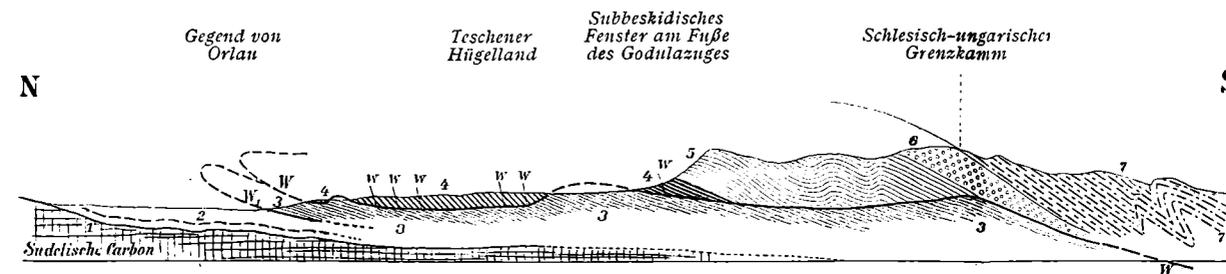


Fig. 1. Profil längs des Olsatales zum Jablunkauer Passe.

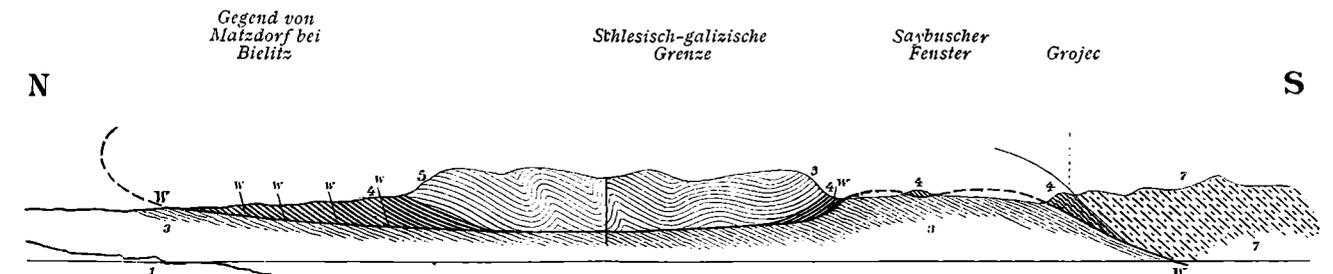


Fig. 1 und 2.

Fig. 2. Profil aus der Gegend von Bielitz zum Saybuscher Fenster in Galizien.

Schematische Profile der beskidischen Decken in Schlesien.

1. Sudetisches Carbon der autochthonen Unterlage (Vorland).
2. Tertiäre »Auflagerung« (Schlier).
3. Subbeskidisches Alttertiär mit Menilitischefer.
4. Beskidische Unterkreide.
5. Beskidische Mittelkreide (Godulasandstein).

6. Beskidische Oberkreide (Istebner Schichten).
7. Beskidisches Alttertiär (bunte Schiefer und Magurasandstein).
- w Kleinere Wechselflächen der beskidischen Unterkreide, schematisch angedeutet.
- W Hauptüberschiebung der beskidischen auf die subbeskidische Decke.
- W₁ Überschiebung der subbeskidischen Decke über die tertiäre autochthone »Überlagerung«.

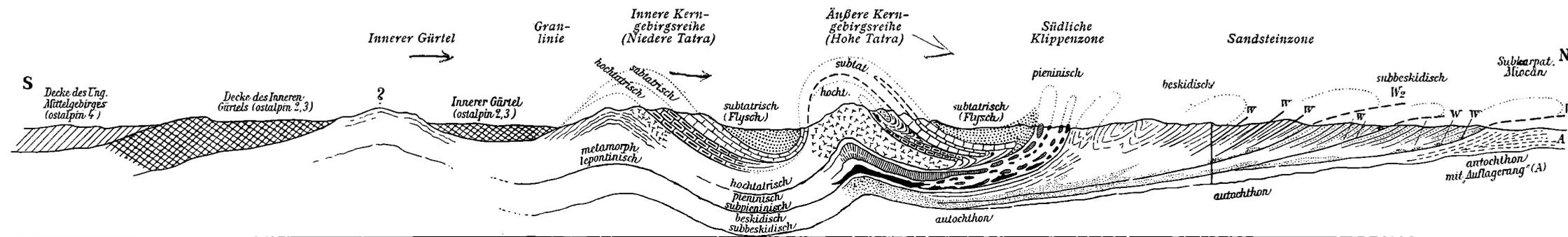


Fig. 3. Versuch eines schematischen Deckenprofils der Zentralkarpathen.

- A Auflagerung, Salzton des subkarpathischen Miocäns auf sudetischem, autochthonen Untergrund.
 W₁ Überschiebungsfäche der subbeskidischen Decke auf die autochthone »Auflagerung« (Salzton des subkarpathischen Miocäns).
 W₂ Überschiebungsfäche der beskidischen Decke.
 w Kleinere Wechselflächen im Bereich der beskidischen und subbeskidischen Decke.
 Beskidischer Flysch, Oberkreide und Alttertiär.
 Subbeskidischer Flysch, Oberkreide und Alttertiär.
 Beskidischer und subbeskidischer Jura und Unterkreide, an den Hauptüberschiebungsfächen in Form von Klippen, Schollen und Trümmern nach Norden geschleppt.
 Subpieninischer Jura und Unterkreide (»versteinerungsreiche Facies«).

- ▨ Pieninischer Jura und Unterkreide (Hornsteinkalkfacies).
- ▩ Oberkreide und Alttertiär der beiden pieninischen Decken (Klippenhülle).
- ▧ Hochtatisches Mesozoicum.
- ▦ Hochtatisch, Granit und krystalline Schiefer.
- ▥ Metamorphe Schiefer, vermutlich lepontinisch.
- ▤ Subtatisches Mesozoicum (ostalpin 1).
- ▣ Subtatisches Eocän (Flysch).
- ▢ Decke des Inneren Gürtels (ostalpin 2, 3)
- Decke des Ungarischen Mittelgebirges (ostalpin 4).

