BEITRÄGE

ZUR

GEOLOGIE DES FATRAKRIVÁN-GEBIRGES

VON

DR. VICTOR UHLIG,

W. M. K. A.

Mit einer geologischen Karte, 9 Textfiguren und 3 Profiltafeln.

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 16. JÄNNER 1902.

Digitized by Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Die geologische Untersuchung der Tatrakette führte zu einigen neuen Vorstellungen über den geologischen Bau und die Zusammensetzung dieses Gebirges. Es schien nicht ohne Interesse festzustellen, ob und inwiefern die gewonnenen Ergebnisse auch für andere Theile der West- und Centralkarpathen zutreffen. Bei einem derartigen Versuche lässt uns die bisherige Literatur der Karpathen, die fast ausschließlich auf die stratigraphische Gliederung Bedacht nimmt, sehr im Stich. Nur Forschungen in der Natur können hier genügend Klarheit schaffen.

Durch Reisesubventionen aus der Boué-Stiftung der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien wurde es mir ermöglicht, einen kleinen Beitrag zur Lösung dieser Aufgabe zu bieten, und ich benütze gern die Gelegenheit, um der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften für diese Förderung meiner Arbeiten auch an dieser Stelle den wärmsten Dank abzustatten.

Zur Anknüpfung an das Tatragebirge schien vor allem das Fatrakriván- oder Klein-Kriván-Gebirge einzuladen, da es als westlicher Nachbar der Tatra derselben Zone von Centralkernen wie diese angehört und an seinem Ostende in ähnlicher Weise an einer Querlinie abschneidet, wie die Tatra an ihrem Westende. In anderer Hinsicht erschien freilich das genannte Gebirge wenig verlockend: die älteren Autoren, wie D. Stur und C. Paul, klagen wiederholt über die mangelhaften Aufschlüsse, die schlechte Gangbarkeit und namentlich über die Fossilarmut dieses Gebirges.

Die Vortheile der Lage des Klein-Kriván-Gebirges wie auch die merkwürdige Schwenkung der Klippenzone am Ostende dieses Gebirges bestimmten mich dennoch zu einer näheren Untersuchung desselben. Zwar macht sich hier die Fossilarmut in der That sehr unangenehm fühlbar, aber schließlich gelingt es doch, genügende Anhaltspunkte für die stratigraphische Gliederung und hinlängliche Aufschlüsse, namentlich an den Bergkämmen über den tectonischen Bau zu erlangen. Obzwar eine regel-

[1] Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, LXIV. Bd. S. 643—684, LXVIII. Bd. S. 43—130.

rechte geologische Aufnahme dieses Gebirges von mir nicht beabsichtigt sein konnte, mussten doch zahlreiche geologische Beobachtungen sichergestellt werden, die sich zu einem zwar nicht detaillierten, wohl aber die Hauptzüge des geologischen Baues wiedergebenden Bilde zusammenfügen und zur Herstellung einer geologischen Karte verwenden ließen. Da diese Karte von den bisherigen Darstellungen nicht unwesentlich abweicht, schien es angezeigt, sie zur Ergänzung des Textes und der Profile dieser Arbeit anzuschließen. Ich möchte aber zu bemerken nicht unterlassen, dass diese geologische Karte nicht gleichmäßig durchgearbeitet ist und keinen Anspruch auf volle Verlässlichkeit erhebt. Besonders die Gegenden im Süden des Granitzuges des Klein Kriván-Gebirges und die Klippenzone sind nur flüchtig behandelt, da ja diese Gebiete dem Hauptzwecke der vorliegenden Arbeit ferner liegen. Die Aufnahme der Klippen zwischen Zazriwa und Várna verdanke ich meinem vormaligen Assistenten, Herrn Dr. J. R. Schubert, der mich bei mehreren Touren begleitet, die genannte Klippenregion dankenswerter Weise für mich begangen und einen Aufsatz hierüber veröffentlicht hat[1].

Das Klein-Kriván- oder Fatrakriván-Gebirge[2] bildet mit dem Mincsolzuge oder den Weternje hole eine geologische Einheit, eine ungefähr 35 *km* lange und 8—11 *km* breite, orographisch scharf hervortretende Kette, für die offenbar nur deshalb kein gemeinsamer Name besteht, weil sie von der Waag in dem engen malerischen Durchbruchsthale des Strecsnopasses zwischen Ruttka und Várna in zwei fast gleich große Theile zerlegt wird. Der Abschnitt südwestlich vom Waagdurchbruche führt den Namen des Mincsolgebirges oder der Weternje hole, der nordöstliche Theil bildet das Klein-Kriván- oder Fatrakriván-Gebirge. Hier vollzieht sich der Übergang aus dem nordöstlichen Streichen der Westkarpathen in das westöstliche der Centralkarpathen. Die bogenförmig einsetzenden Weternje hole streichen zwar noch nach Nordosten, aber vom Waagdurchbruche angefangen, schwenkt die Streichungsrichtung immer deutlicher nach Osten, so dass am Ostende des Klein-Kriván-Gebirges zum Theile schon ostwestliches Streichen herrscht.

Wie die Tatra, so bildet auch Klein-Kriván und Weternje hole eine sogenannte einseitige Kette, deren permisch-mesozoische Ablagerungen, die »Kalkzone«, auf den nördlichen, beziehungsweise nordwestlichen Abfall der krystallinischen Axe beschränkt sind. Während aber in den Weternje hole die Hauptkette mit den in 1364 und 1477 *m* liegenden Culminationspunkten (Mincsol und Velka luka) aus dem granitischen Kerne besteht und sich die mesozoischen Ablagerungen nur als schmales und niedrigeres Band an diesen Kern anlehnen, erhebt sich der Granit im Klein-Kriván-Gebirge zwar bis zu rund 1550 *m* Höhe, wird aber noch von den nach Süden gerichteten Schichtköpfen der Kalkzone überdeckt, so dass hier die größten Höhen (Kleiner Fatrakriván 1669 *m*, Großer Fatrakriván 1711 *m*, Hleb 1644 *m*) von permischen und mesozoischen Ablagerungen eingenommen werden.

Auch in anderen Punkten bestehen zwischen den Weternje hole und dem Fatrakrivánzuge bei aller Geschlossenheit und Einheitlichkeit des Bauplanes bedeutsame Unterschiede, und man müsste beide Theile genau kennen, um ein vollständiges Urtheil über die geologische Rolle dieses Kerngebirges zu gewinnen. Zeitmangel zwang mich leider zur Beschränkung meiner Untersuchungen auf das Klein-Kriván-Gebirge und dessen nächste Umgebung. Im Bereiche der Weternje hole musste ich mich mit dem Besuche des Kunjerader Thales begnügen, um Zeit zu gewinnen für einige Touren in die Niedere Tatra, das Lubochnia-, Braniszko- und Zjargebirge, über deren Ergebnisse später berichtet werden wird.

[1] Verhandlungen geol. Reichsanst. 1900, S. 395—397.

[2] Die Bezeichnung Klein-Kriván soll die Verwechslung mit dem im Lande weithin bekannten großen Kriván der Tatra verhüten. Leider werden zwei Spitzen des Klein-Kriván-Gebirges von der bäuerlichen Bevölkerung Kriván benannt, nebst dem Culminationspunkte der Kette (1711 *m*) auch diejenige etwas niedrigere Spitze, die durch eine Triangulierungspyramide ausgezeichnet ist (1669 *m*). Man ist dadurch zu den schleppenden Bezeichnungen großer und kleiner Klein-Kriván oder Fatra-Kriván genöthigt. Es gibt aber hier nicht nur zwei Kriván, sondern auch zwei Stoh-Berge (einer davon wird in Paul's Arbeit Stitt genannt); manche untergeordnete Spitzen und kleinere Thäler führen gar keine Namen und so stößt man in diesem Gebirge auf mancherlei nomenclatorische Schwierigkeiten. L. Zeuschner nennt unser Gebirge Thuroczer Alpen und andere Autoren verwenden dafür irrthümlich die Bezeichnung Arva'er Magura. Das Mincsol-Gebirge bezeichnet D. Stur als Mincsow-Gebirge.

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology, Cambridge, MA. Original Download from The Biodiversity Heritage Library: http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Das geologische Material über das Fatrakriván-Gebirge und dessen Umgebung ist in den folgenden Zeilen in zwei Abschnitten, einem stratigraphischen und einem tectonischen, zur Darstellung gebracht. Daran schließt sich als dritter Abschnitt eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

I. Stratigraphischer Theil.

Die permisch-mesozoischen Ablagerungen des Fatrakriván-Gebirges.

Im Bereiche der permisch-mesozoischen Ablagerungen verdient vor allen anderen eine Thatsache hervorgehoben zu werden: der Mangel einer Differenzierung in zwei Faciesgebiete, wie sie zum Beispiel das Tatragebirge auszeichnet. Während in diesem eine hochtatrische Entwicklung im Süden und eine subtatrische im Norden der »Kalkzone« unterschieden werden konnte, fehlt im Fatrakriván-Gebirge die hochtatrische Entwicklung vollständig und die gesammten mesozoischen Ablagerungen dieses Gebirges sind nach dem subtatrischen Typus gebildet. Obwohl nun die Übereinstimmung mit den subtatrischen Ablagerungen des Tatragebirges im allgemeinen sehr weitgehend ist, bestehen doch im einzelnen genug Abweichungen, um eine besondere Besprechung zu erfordern.

1. Permsandstein.

Das älteste, unmittelbar auf Granit oder krystallinischen Schiefern aufruhende Glied der Schichtfolge der sogenannte rothe Permquarzit oder Permsandstein gibt wenig Anlass zu Bemerkungen. Die Ausbildung dieses Anfangsgliedes der Schichtfolge stimmt mit derjenigen im Tatragebirge so vollständig überein, dass hier füglich auf die in meiner Arbeit über das Tatragebirge enthaltene Beschreibung verwiesen werden kann [1]. Etwas häufiger als in der Tatra enthält der Permsandstein hier große Quarzgeschiebe und Conglomeratbänke; eine solche beschreibt schon D. Stur von der Basis des Permquarzites unterhalb der kleineren Kriványspitze. Bedeutende Mächtigkeit und ziemlich lebhaft rothe Farbe nimmt diese Ablagerung an der Jedlovina bei Várna an; hier fanden sich an mehreren großen Blöcken deutliche Anzeichen discordanter Schichtung.

Neue Anhaltspunkte für die paläontologische Altersbestimmung dieser Schichtgruppe konnten im Fatrakriván-Gebirge nicht gewonnen werden, dagegen ergab sich die Nothwendigkeit einer Richtigstellung, die den einzigen Pflanzenfund betrifft, der angeblich aus diesen Schichten stammen soll. D. Stur entdeckte an einer von ihm genau beschriebenen Stelle des Kunjerader Thales in den Weternje hole dürftige Pflanzenreste, die er auf *Calamites leioderma* aus dem Rothliegenden bezog [2].

Die Schichten, die an der betreffenden Stelle aufgeschlossen sind, bestehen aus bläulichgrauen, gelblich oder bräunlich verwitternden, glimmerreichen, theils sandigen, theils thonigen Schiefern in Wechsellagerung mit grauen, mittelkörnigen kieseligen Sandsteinen, die bald dünne Lagen bilden, bald bis zu 1·5 *m* Mächtigkeit anschwellen können. Deutliche Pflanzenreste konnte ich darin nicht auffinden, nur kleine zerrissene kohlige Theilchen, dagegen konnte ich feststellen, dass die betreffenden Schichten nicht dem Permsandstein angehören.

Nach der Beschaffenheit dieser Schichten und ihrer Lagerung im Bereiche des Triasdolomites kann man kaum daran zweifeln, dass hier das Niveau des Lunzer Sandsteines und der Reingrabener Schiefer, keineswegs aber Permsandstein vorliege. Dass dieser wichtige Triashorizont in gewissen Theilen der Karpathen entwickelt ist, war D. Stur zur Zeit der Auffindung der Pflanzenreste von Kunjerad nicht bekannt, und so konnte es geschehen, dass der ausgezeichnete Kenner Stur die an der Basis der Ober-

[1] Denkschr. LXIV, S. 645.

[2] Jahrb. geol. Reichsanst. XX, 1870, S. 189.

trias entwickelten Sandsteine mit denen der Permformation verwechselte. Die Pflanzenreste von Kunjerad, auf die ich mich noch in meiner Tatra-Arbeit beziehen musste, werden fortan nicht mehr als Beweis des permischen Alters der rothen Sandsteine an der Basis der Triasformation hinzustellen sein.

2. Die Triasformation.

Im Tatragebirge ist zwischen den Permsandsteinen und dem Muschelkalkdolomite eine wenig mächtige Reihe von rothen Schiefern in Verbindung mit grauen, weißen oder röthlichen Sandsteinbänken, von gelblichen dolomitischen Schiefern, gelben und braunen Zellendolomiten und dolomitischen Wacken entwickelt, die als Vertretung der Untertrias angesprochen wurde, da an den besten Aufschlusspunkten keine Spur einer Ablagerungslücke zwischen dem Permsandsteine und dem Muschelkalkdolomite erkannt werden konnte. Diese Auffassung hat eine unerwartet rasche Bestätigung erfahren, indem es Herrn M. Limanowski[1] im Jahre 1900 gelang, in den schieferigen Sandsteinen der oberen Partie dieser Schichtgruppe an der Kopa Magóry Versteinerungen der Werfener Schiefer, und zwar *Myophoria costata*, *Myophoria* sp. und *Gervillia* sp. aufzufinden. Die petrographische Beschaffenheit der schieferigen und kalkigen, glimmerreichen Sandsteine, in denen diese Versteinerungen vorkommen, erinnert lebhaft an die entsprechenden alpinen Gesteine; auch das Auftreten dieser Versteinerungen in der oberen Partie unseres Schichtverbandes, wenige Meter unterhalb des Muschelkalkdolomites, steht mit den alpinen Verhältnissen in Einklang.

Eine ähnliche, wenig mächtige Schichtgruppe von rothen und grünlichen Schiefern, von glimmerreichen schieferigen Sandsteinen und gelblichen dolomitischen Wacken ist auch im Fatrakriván-Gebirge zwischen Permquarzit und Muschelkalkdolomit entwickelt. Nachdem nun durch den obenerwähnten Fund das geologische Alter dieser Schichtgruppe in der Tatra sichergestellt erscheint, kann man diese Schichten auch im Fatrakriván-Gebirge mit Zuversicht den Werfener Schiefern gleichsetzen. Die betreffenden Schichten spielen übrigens in der Zusammensetzung des Gebirges keine große Rolle, sofern sie fast nur in einer einzigen schmalen Zone zwischen dem auf dem Centralgranite aufruhenden Permquarzite und dem Muschelkalkdolomite auftreten. Sie sind überdies ziemlich mangelhaft aufgeschlossen und dem Anscheine nach noch weniger mächtig als in der Tatra.

Über diesen Äquivalenten der Werfener Schiefer baut sich eine mächtige Folge von hell- bis dunkelgrauen, meistens ziemlich gut geschichteten Dolomiten und dolomitischen Kalken auf, die häufig

Fig. 1.

Durchschnitt im Thalgrunde des Belathales (Ostseite) am Nordabhange des Fatrakriván-Gebirges.

1. Granit.
2. Permquarzit.
3. Niveau der Werfener Schiefer, unaufgeschlossen.
4. Muschelkalkdolomit.
4 *a*. Dünnschichtiger, welliger, blaugrauer Kalkstein, Einschaltung im Muschelkalkdolomite.
5. »Lunzer Sandstein«, weißer grobkörniger Sandstein.
6. Obertriadischer Dolomit.
7. Bunter Keuper mit Sandsteinlagen. Höher oben am Gehänge schalten sich zwischen den bunten Keuper und die Strecsnólinie Rhät- und Liasschichten ein.
8. Neocomer Fleckenmergel.
9. Chocsdolomit.
SL Strecsnólinie.

von weißen Spathadern durchzogen sind. Die dolomitische Entwicklung wiegt stets weitaus vor, bisweilen unter völligem Ausschlusse des Kalkes, der, wenn vorhanden, meistens an den sogenannten Reif-

[1] Verhandl. geol. Reichsanst. 1900, S. 394

Digitized by the Harvard University Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology; Cambridge, MA
Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

linger Kalk erinnert, stets aber nur eine untergeordnete Rolle spielt. Ein derartiges Kalkniveau ist im Beler Thale ausgebildet, wo wellige, ziemlich dünnschichtige blaugraue Kalksteine im Dolomite eingelagert sich vorfinden (vgl. Textfigur 1). Auch bei Stankowán ist ein Theil des Dolomitzuges kalkig entwickelt.

Diese Dolomite sind ungemein fossilarm: nur an zwei Stellen, und zwar im Thale von Istebne am Ostende des Gebirges und am Hauptkamme zwischen der kleinen Kriváns pitze und dem Suchy vrch konnten Stielglieder von *Encrinus* sp. aufgefunden werden. In der Tatra sind in Begleitung dieser Crinoidenreste auch die bezeichnenden Leitversteinerungen des Muschelkalkes, wie *Terebratula vulgaris* Schloth., *Spirigera trigonella* Schloth. sp., *Spiriferina Mentzeli* Dunker sp. aufgefunden und damit ist auch das geologische Alter der Hauptmasse dieser Dolomite als Muschelkalk festgestellt worden[1]. Im Fatrakriván-Gebirge kennt man zwar bisher nur die Crinoidenreste, aber auch diese sind unter den obwaltenden Umständen geeignet, die Auffassung der tieferen Hauptmasse dieser Dolomite als Muschelkalk zu kräftigen. Während in der Tatra von der oberen Grenze der Werfener Schiefer bis zur unteren des bunten Keupers nur Dolomite entwickelt sind, schaltet sich hier in den Dolomit eine meist wenig mächtige Folge von weißen oder hellgrauen, bankigen, ziemlich grobkörnigen und quarzigen Sandsteinen ein. Dadurch ist hier die Möglichkeit einer näheren Gliederung der Dolomitmasse gegeben: wir können hier eine untere Dolomitentwicklung mit *Encrinus* sp. als Muschelkalkdolomit, dann die hellgrauen und weißen Sandsteine und endlich den oberen Dolomit unterscheiden.

Leider erwiesen sich die hellen Sandsteine als versteinerungsfrei, ihr näheres geologisches Alter und ihre stratigraphische Bedeutung kann daher zur Zeit auf paläontologischem Wege nicht ermittelt werden. Es liegt aber sehr nahe, in ihnen dieselbe oder eine ähnliche Bildung zu erblicken, wie sie Stur[2] im Lubochnagebirge, an der Schwarz-Waag und bei Neusohl als Lunzer Sandstein ausgeschieden hat. In den genannten Gebieten enthalten diese Sandsteine nach Stur *Equisetites arenaceus* Schenk und sind von dunklen blätterigen Schiefern (Reingrabener Schiefer bei Stur) mit *Halobia rugosa* begleitet; man hat daher einen, wenngleich schwachen Anhaltspunkt, um sie als Äquivalente des Lunzer Sandsteines der Ostalpen bestimmen und den über diesen Schiefern und Sandsteinen folgenden Dolomit als »Obertriadischen Dolomit« ausscheiden zu können.

Im Fatrakriván Gebirge müssen wir uns mangels von Versteinerungen mit einem Analogieschlusse begnügen. Wir können nicht die strenge Gleichalterigkeit der Sandsteine dieses Gebirges mit den Lunzer Sandsteinen an der Schwarz-Waag, an der Lubochnia und bei Neusohl behaupten, sondern müssen die Möglichkeit im Auge behalten, dass sich derartige Einschaltungen von mechanischen Niederschlägen in verschiedenen Theilen des Gebirges in verschiedenen Horizonten der Obertrias einstellen konnten. Wenn also hier die hellen Sandsteine im Dolomite des Fatrakriván-Gebirges als Lunzer Sandsteine, der darüber liegende Dolomit als obertriadischer oder Lettenkohlendolomit angesprochen werden, so soll damit nur die allgemeine Ähnlichkeit mit der betreffenden Schichtfolge in den schon genannten Gebieten, nicht aber die strengste Gleichalterigkeit zum Ausdrucke gebracht werden.

In petrographischer Beziehung gleichen die Lunzer Sandsteine des Fatrakriván-Gebirges fast gänzlich den Sandsteinen des bunten Keupers; sie sind nur etwas grobbankiger und quarziger entwickelt und nähern sich daher etwas mehr den Permquarziten. Nur selten sind größere Quarzgeschiebe beigemengt. Es ist das eine Ausbildungsform der Lunzer Sandsteine, die Stur nur im Lubochniagebirge nachweisen konnte (l. c. p. 395), in der Schwarz-Waag und bei Neusohl herrschen »Reingrabener Schiefer« oder eine Wechsellagerung dieser Schiefer mit glimmerreichen Sandsteinen von dunkler Farbe, die vorwiegend

[1] Denkschr. d. kais. Akad., 64. Bd., S. 651.

[2] Jahrb. geol. Reichsanst. 1868, 18. Bd., S. 357, 362, 374, 395, vgl. auch Hauer, Erläuterungen zur Übersichtskarte, Jahrb. geol. Reichsanst., 19. Bd., S. 518.

Digitized by the Harvard University Museum of Comparative Zoology, Cambridge, MA. Original Download from The Biodiversity Heritage Library (http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biodiversitylibrary.at)

dünnbankig entwickelt sind und zwischendurch einzelne bis 1·5 *m* anschwellende Sandsteinbänke enthalten. Diese letztere Facies tritt auch im Mincsolgebirge auf, wo Stur im Kunjerader Thale, wie schon erwähnt, Pflanzenreste in diesen Schichten aufgefunden hat; im Fatrakrivángebirge ist sie dagegen bisher nicht bekannt.

Die Mächtigkeit der Lunzer Sandsteine des Fatrakriván-Gebirges ist nicht groß, sie dürfte 20 *m* nur selten übersteigen, und daher kommt es, dass diese Felsart die Oberflächenformen des Gebirges wenig beeinflusst; nur im Krivángebiete veranlassen die Lunzer Sandsteine selbständige kleine Felsbildungen. Hier ist die Entwicklung dieser Sandsteine so auffallend, dass sie schon bei der ersten Übersichtsaufnahme der Karpathen im Jahre 1859 die Aufmerksamkeit D. Stur's[1] auf sich zog. Allerdings wusste Stur noch keine befriedigende Deutung dieser Ablagerung zu geben, da damals nur ein Quarzitniveau, das permische, besser bekannt war. Von dem Auftreten der Lunzer Sandsteine im Fatrakriván-Gebirge gibt der beistehende Durchschnitt (Textfigur 2), sowie auch der Durchschnitt Fig. 1 eine Vorstellung. Es zeigt

Fig. 2.

S Hauptkamm zwischen dem Suchy vrch und dem kleinen Fatrakriván. N

Durchschnitt längs des Rückens zwischen Kur- und Belathal, Nordabhang des Fatrakriván-Gebirges, am Wege vom Kleinen Fatrakriván zur tiefsten Einsattelung zwischen Kur- und Belathal.

1. Granit.
2. Permquarzit.
3. Rother Schiefer und gelbliche dolomitische Wacken, Niveau des Werfener Schiefers.
4. Muschelkalkdolomit mit einer Lage mit *Encrinus*-Stielgliedern.
5. Weißer und grauer, ziemlich grobkörniger, kieseliger Sandstein »Lunzer Sandstein«.
6. Obertriadischer Dolomit, dünnschichtig, grau.
7. Keupersandstein, rosenroth, scharfkantig, circa 14 *m* mächtig.
8. Rother Schiefer des bunten Keupers, circa 6 *m*.
9. Rhätische Kössener Schichten. Dunkle Schiefer in Wechsellagerung mit dunkelbläulichgrauen Kalkbänken mit zerbrochenen Versteinerungen, mit einer mürben Sandsteinlage beginnend, circa 18 *m*.
10. Dunkle Schiefer mit einer grauen Sandsteinbank; Grestener Schichten, von den Kössener Schichten nicht scharf getrennt.
11. Kleinbätterige, gelbgraue, selbst schwärzliche Schiefer mit einzelnen Lagen und Knollen von Fleckenmergel. Lias.
12. Heller, kalkiger Fleckenmergel. Lias.
13. Fleckenmergel.

sich hier, dass die hangende obertriadische Dolomitpartie weit weniger mächtig ist als der liegende Muschelkalkdolomit. Auch im Durchschnitte der größeren Krivánspitze beträgt die Mächtigkeit des obertriadischen Dolomites kaum mehr als 10 *m*. In dem Durchschnitte am Rücken zwischen dem Kur- und Belathale unterscheidet sich der obertriadische Dolomit von dem Muschelkalkdolomite durch viel deutlichere, dünnere Schichtung. Etwas weiter östlich am Wege vom Krawarskosattel (bei Stur »Sattel in das Wratnethal«) scheint der Lunzer Sandstein durch eine Zwischenschicht von hellem Dolomit in ein tieferes und ein höheres Lager zu zerfallen[2]. Überhaupt scheint die Entwicklung dieses Horizontes im Fatra-

[1] Geolog. Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra, Jahrb. geol. Reichsanst. 1860, XI, S. 97—101. D. Stur stellt das Auftreten der Quarzite in zwei Durchschnitten von den beiden Krivánspitzen zum »Sattel in das Wratnethal« dar; dabei ist in seinem Durchschnitte 22 (S. 100) die größere Krivánspitze irrthümlich als »kleinere Spitze des Klein-Kriván« bezeichnet.

[2] Die betreffende Erhebung konnte wegen des zur Zeit der Untersuchung herrschenden Nebels leider nicht mit voller Sicherheit gepflogen werden.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

kriván-Gebirge beträchtlichen Schwankungen zu unterliegen. Am Zebrak-Rücken dürften diese Sandsteine gänzlich fehlen, ebenso am äußersten Ostende des Gebirges im Istebne-Thale. Hier treten dagegen Dolomiteinlagerungen im Bereiche der Sandsteine und rothen Schiefer des Keupers auf und die Schichtfolge nimmt daher eine ähnliche Beschaffenheit an, wie in der benachbarten Tatra.

Leider erschwert die Fossilarmut dieser Bildungen die völlige Aufklärung ihres Auftretens. Nur eine sehr eingehende Aufnahme, die nicht im Sinne meiner Studien lag, hätte diese Schwierigkeiten überwinden können. Es musste daher auch auf eine besondere Ausscheidung der Lunzer Sandsteine in der beigegebenen geologischen Karte leider verzichtet werden und die mittlere, vorwiegend dolomitische Triasstufe dieser Karte entspricht daher nicht nur dem Muschelkalke, sondern umfasst auch die »Lunzer Sandsteine« und den »obertriadischen« oder »Lettenkohlendolomit«. Erst über diesen Dolomiten gewährt die Ablagerung des bunten Keupers wiederum einen leicht fassbaren und verlässlichen Ruhepunkt und lässt sich kartographisch und stratigraphisch vorzüglich verwerten.

Der bunte Keuper (Karpathenkeuper, Schichten von Banka, G. Stache) besteht vorwiegend aus grellrothen Schiefern, denen graue oder grünlichgraue und weiße, seltener röthliche Sandsteine theils in einzelnen Bänken oder Bänkchen, theils in besonderen Schichtverbänden eingeschaltet sind. Die rothe Farbe der bald etwas thonigen, bald etwas kieseligen Schiefer kann stellenweise in schmutziges Grün oder schwärzliches Grau übergehen, der rothe Farbenton wiegt aber stets vor. An seiner unteren Grenze ist der bunte Keuper häufig durch Wechsellagerung mit dem Dolomite verbunden, aber auch in den höheren Lagen sind einzelne Dolomitbänke anzutreffen, die dann vorwiegend gelblichgrau gefärbt sind. Am Nordostabhange der kleineren Kriváspitze am Wege in das kleine Branicathal reichen derartige Dolomitbänke bis in das unmittelbare Liegende der Kössener Schichten. Auch die Vertheilung der Sandsteine im Bereiche des Keupers scheint keiner bestimmten Regel zu unterliegen, doch soll es nicht unterlassen werden, darauf hinzuweisen, dass die Sandsteine an zwei Punkten ausgesprochen die tiefere Partie des Keupers, ähnlich wie bei Zakopane in der Tatra, einnehmen. An dem einen Punkte, am Rücken zwischen Kur- und Belathal (vgl. Fig. 2) treten über dem obertriadischen Dolomite zuerst circa 14 *m* röthliche, ziemlich grobbankige, quarzige Sandsteine auf und darüber folgen circa 6 *m* rothe Schiefer, die nach oben mit einer Sandsteinbank abschließen. An dem anderen Punkte, zwischen dem Zebrak und dem Stoh ist die Mächtigkeit weit größer. Hier erscheint über dem Dolomite zuerst eine wenig mächtige rothe Schieferpartie, dann folgen mehr als 100 *m* mächtige, quarzige, theils fein-, theils grobkörnige, graue und röthliche Sandsteine und endlich an 30 *m* rothe Schiefer mit einzelnen dünnen Sandsteinlagen. Wieder an anderen Stellen scheint, wie schon erwähnt, eine wirre Folge von Sandsteinen und Schiefern zu herrschen. Nur selten nehmen die Sandsteine eine mürbe Zusammensetzung an, vorwiegend trifft man quarzige Beschaffenheit, ähnlich den Perm-quarziten, an. Manche Lagen zeigen eine Neigung zu conglomeratischer Ausbildung und zur Aufnahme größerer Quarzgeschiebe.

Die Mächtigkeit des bunten Keupers beträgt an einzelnen Punkten nur 20 *m*, an anderen ist sie entschieden größer, aber mehr als 200—250 *m* dürfte sie nirgends erreichen. Es gibt allerdings Stellen, wo die Mächtigkeit dieser Schichtgruppe weit größer zu sein scheint, wie zum Beispiel am Nordabfalle des Hauptkammes zwischen den beiden Kriváspitzen (vgl. Durchschnitt Fig. 1, Taf. II), aber hier ist diese große Mächtigkeit augenscheinlich die Folge einer intensiven Zusammenschiebung und secundären Faltung, die zugleich bewirkt haben dürfte, dass die rothen und dunklen Schiefer hier eine viel härtere festere Beschaffenheit haben, als an den weniger stark gepressten Falten am Ostende des Gebirges, wo sie häufig einen thonigen Charakter haben.

Weder in unserem Gebiete noch in den benachbarten Gebirgen sind im bunten Keuper bisher Versteinerungen aufgefunden; die Bestimmung des geologischen Alters kann also nur nach den Lagerungsverhältnissen und der Fossilführung der liegenden und hangenden Schichtgruppen erfolgen. Speciell die hangende Schichtgruppe, die Kössener Schichten oder die Rhätische Stufe sind in dieser Hinsicht von großem Belange, da sie fast stets charakteristische Versteinerungen enthalten. Im Fatrakriván-Gebirge ist allerdings die Fossilführung auch dieser Schichtgruppe etwas weniger

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (cambridge). Original uploaded from The University Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; http://www.biodiversitylibrary.org/

durchgreifend, wie zum Beispiel in der Tatra, es gelingt aber doch, einzelnes aufzufinden und sich zu orientieren. Während in den Kössener Schichten der Tatra *Terebratula gregaria* sozusagen auf Schritt und Tritt vorkommt, konnten hier vollständige Exemplare dieser Leitversteinerung nur an zwei Stellen, und zwar am Gebirgsrande bei Parnica, in dem kleinen Thälchen nordöstlich des Djel (748 *m*) und im Zazriwathale aus dem Gesteine herausgeschlagen werden. Bänke mit zerbrochenen meistens leider auch fein zerriebenen Schalen sind dagegen in diesem Horizonte allgemein verbreitet und ihre Beschaffenheit ist so bezeichnend, dass sie zur Erkennung der Schichtgruppe hinreichen. Die Hauptmasse der Kössener Schichten besteht aus derartigen Kalkbänken, deren Farbe auf frischem Bruche bläulichgrau, verwittert gelblichgrau erscheint und die stets durch einen beträchtlichen Thon- und Sandgehalt gekennzeichnet sind. Neben diesen Kalkbänken mit Bivalven- und Brachiopodenbruchstücken treten auch die bekannten Lithodendronkalke und endlich graue sandige Kalke mit zahlreichen Crinoidenstielgliedern auf. Das Zwischenmittel dieser festen Bänke, deren Dicke gemeinhin zwischen 1·5—5 *dm* schwankt, besteht aus grauen oder schwärzlichen blätterigen Schiefern, denen an der oben erwähnten Stelle beim Djel in Parnica auch röthliche Schiefer in geringfügiger Mächtigkeit beigemengt sind. Im Durchschnitte des Zazriwathales treten im Bereiche der Rhätischen Stufe auch schmutzig gelbgraue Dolomitbänke und grünliche, griffelig zerfallende Schiefer auf, wie sie auch in anderen Gebieten, zum Beispiel am Belbache in der Osttatra, in dieser Stufe vorkommen. Die Mächtigkeit der Kössener Schichten beträgt am Abstieg vom Hleb und Hromowe zur Uplazalpe nur circa 5 *m*, am Zebrakrücken kann sie mit circa 25 *m* angegeben werden. An einzelnen anderen Punkten dürfte dieser Betrag noch wesentlich überschritten werden, wie zum Beispiel im Zazriwathale.

Von D. Stur wird als besonders fossilreiche Localität der Ausgang des Bistrothales in die Waag zwischen Gombás und Hrboltó hervorgehoben. Die betreffende Stelle fällt zwar noch in den Rahmen der hier beigegebenen geologischen Karte, gehört aber nicht dem Fatrakriván-Gebirge, sondern dem Šip-Hrdosin-Gebirge an. Die Kössener Schichten bestehen hier aus dunkelgraublauen dichten Kalkbänken und Lithodendronkalken, die bis zu 0·75 *m* Mächtigkeit anschwellen können und ihrer Festigkeit und bankigen Beschaffenheit halber zu Bauzwecken verwendet werden. Schiefermittel sind hier schwach entwickelt. Die Gesammtmächtigkeit beträgt ungefähr 35 *m*. D. Stur[1] konnte hier *Terebratula gregaria* Suess, *Waldh. norica* S., *Spiriferina uncinata* Schl., *Rhynchonella cornigera* Schl., *Lima praecursor* Qu., *Pecten acuteauritus* Sch., *Gervillia praecursor* Qu., *Ostrea Haidingeri* Emm., *Plicatula intusstriata* Emm., *Megalodon triqueter* Wulf., also eine für karpathische Verhältnisse reiche Fauna nachweisen. Zur Zeit ist an der betreffenden Localität wenig zu finden.

Die Kössener Schichten des Fatrakriván-Gebirges weichen sonach von der in den West- und Centralkarpathen im allgemeinen herrschenden Ausbildung nicht wesentlich ab, und nur das gelegentliche Vorkommen von Crinoidenkalkbänken könnte als ein besonderer Charakterzug dieses Gebietes hervorgehoben werden.

3. Juraformation.

Über den Kössener Schichten folgen bei vollständiger Entwicklung graue oder bläulichgraue, auch schwärzliche, gelblichgrau verwitternde, etwas sandige und rauh anzufühlende Mergelschiefer, die dünne Sandsteinbänke enthalten können. Bisweilen wechseln in diesem Horizonte graue, schwärzliche und gelbliche Schiefer mit einander ab, oder die schwärzlichen Schiefer durchziehen in äußerst feinen, parallelen, oft leicht gefälteten Lagen die gelblichen Schiefer. Die betreffenden Schichten müssen nach ihrer Lagerung über den Kössener Schichten zum Lias gezogen werden; in petrographischer Beziehung schließen sie sich vielfach sehr eng an die Grestener Schichten des Tatragebirges an.

Nur in einer Hinsicht unterscheiden sie sich wesentlich von diesen letzteren: die mächtigen weißen oder grauen Sandsteinbänke, die in der Tatra unter dem Namen Pisanasandstein ein so bezeichnendes

[1] Jahrb. geol. Reichsanst. 1860, XI, S. 110, 1868, XVIII, S. 404.

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (cambridge, MA). Original uploaded from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Glied der Grestener Schichten bilden, fehlen hier in ihrer typischen Form fast vollständig; dagegen treten gleichsam als Ersatz Gesteine auf, die man ebensogut als kalkige Sandsteine, wie als sandige Kalke ansprechen könnte, und die häufig zerbrochene Molluskenschalen und Crinoidenstielglieder, besonders von Pentacrinen, enthalten. Aus dem dunkelgrauen Gesteine treten die weißen, oft ziemlich groben Quarzkörnchen auffallend hervor und verleihen dieser Felsart ein sehr bezeichnendes Äußere. Die kalkarmen Bänke nähern sich gewissen Pisanasandsteinen, die kalkreicheren enthalten oft zahlreiche Bivalvenbruchstücke und können bei Vorherrschen von Crinoidengliedern auch geradezu das Wesen von Crinoidenkalken annehmen. An einzelnen Punkten, besonders deutlich am Nordabhange des Hleb enthalten diese Gesteine schwarze unreine Hornsteinknauern, ganz so wie im Pisanasandsteine der Tatra. Die Entwicklung der Kalke ist bisweilen nur durch wenige Bänkchen angedeutet, in anderen Fällen sind die grauen Crinoidenkalke ziemlich mächtig ausgebildet und dann gleichen sie auf das vollständigste den grauen Crinoidenkalken, die das Niveau der Grestener Schichten in mehreren Gebieten der Westkarpathen (Kleine Karpathen, Trentschiner Gebirge, Zjargebirge) auszeichnen. Die Grestener Schichten des Fatrakriván-Gebirges nehmen daher eine bemerkenswerte Mittelstellung ein: sie sind weniger sandig als in der Tatra, doch auch nicht so reich an Crinoidenkalk wie an vielen Punkten der Westkarpathen.

Kalke mit Crinoidenstielgliedern kommen, wie schon erwähnt wurde, in ähnlicher petrographischer Ausbildung vereinzelt auch in den Kössener Schichten vor. Bei unvollständigen Aufschlüssen und mangelhafter Versteinerungsführung kann die Unterscheidung dieser Bildungen unter Umständen Schwierigkeiten bereiten. Dass indessen die Hauptmasse der kalkreichen Sandsteine und die sie begleitenden sandigen Crinoidenkalke nicht mehr zu den Kössener, sondern, wie schon D. Stur[1] erkannt hat, zu den Grestener Schichten gehören, geht aus dem nicht seltenen Vorkommen von Belemniten in diesen Schichten hervor. Besonders zahlreiche Exemplare canalloser, im übrigen aber leider unbestimmbarer Belemniten wurden in der Gegend Lazy, westlich von Parnica, beim Punkte 805 *m* der Specialkarte, ferner im Vratnethale (Altes Thal) an der Alpe, die zwischen der Bjelska skala und dem Hleb gelegen ist, aufgefunden. Weniger fossilreich, dagegen verhältnismäßig sehr mächtig sind die sandigen Crinoidenkalke im Durchschnitte des Zazriwathales. Am Krawarskosattel („Sattel in das Wratnethal" bei Stur) südlich vom Punkte 1229 *m* der Specialkarte, wurde in gelblichem Mergelschiefer ein leider specifisch nicht bestimmbares Arietenbruchstück aufgesammelt. Genügen die bisherigen Versteinerungsfunde zur Noth zu einer befriedigenden Abgrenzung der Grestener von den Kössener Schichten, so sind sie dagegen zu einer näheren Bestimmung des stratigraphischen Umfanges der Grestener Schichten ganz unzulänglich. Da diese Schichten in anderen Theilen der Karpathen zum Unterlias gehören, so dürfte das wohl auch hier der Fall sein. Das Vorkommen von *Arietites* sp. und der lückenlose Zusammenhang der Grestener mit den Kössener Schichten sprechen für diese Annahme.

Was über den Grestener Schichten abgelagert ist, zeigt bis zur Unterkreide die Facies der Fleckenmergel, Fleckenkalke, Hornstein- und Knollenkalke und Schiefer. Wie schwer es ist, innerhalb dieser einförmigen Entwicklung Grenzen zu ziehen und die liasischen von den jurassischen und cretacischen Horizonten zu trennen, ist wiederholt, besonders auch von D. Stur, hervorgehoben worden. Bei näherer Untersuchung einzelner Gebiete finden sich aber doch meistens gewisse Anhaltspunkte, welche wenigstens die Sonderung großer Hauptgruppen ermöglichen. So bietet im Tatragebirge das Auftreten rother Knollenkalke und rother und grüner Hornsteine im Niveau des Oberlias die Möglichkeit, den liasischen vom jurassischen Antheile der Fleckenmergelserie zu scheiden. Im Fatrakriván-Gebirge sind ebenfalls rothe und grünliche Knollenkalke ausgebildet, doch nicht im Oberlias, sondern im Malm und Tithon, und man ist dadurch in die Lage versetzt, nach oben neocome, nach unten liasisch-jurassische Fleckenmergel zu sondern.

[1] Jahrb. geol. Reichsanst., XI, S. 99.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Die liasischen Fleckenmergel beginnen an mehreren Punkten mit dunklen Schiefern mit Einschaltungen von ziemlich kieseligen und etwas thonigen Kalkbänken. Sie sind durch das Vorkommen sehr zahlreicher, meist in die Länge gezogener, striemig aussehender »Flecken« und fucoidenartiger Erscheinungen ausgezeichnet, enthalten aber, wie es scheint, keine deutlichen Versteinerungen. Die Mächtigkeit dieser Schiefer scheint an einzelnen Stellen ziemlich beträchtlich zu sein, wie zum Beispiel im Zazriwathale oder am Krawarskorücken. Verwittert liefern sie einen ungemein fetten, lehmigen Boden. Darüber treten kalkige Fleckenmergel in der bekannten typischen Ausbildung, bisweilen mit dunklen Hornsteinlinsen oder Bändern auf. Die einzelnen Bänkchen zeigen eine durchschnittlich zwischen 1—5 *dm* schwankende Dicke, sind ungemein regelmäßig begrenzt und nur durch sehr dünne Schiefermittel von einander getrennt. Größere Entblößungen erhalten dadurch ein Aussehen, als wären sie gemauert, wie das namentlich im Waagthale an der Bahnlinie zwischen Sósó und Hrboltó schön zu beobachten ist. Auf frischem Bruche ist die Farbe dieser ebenfalls ziemlich fleckenreichen Bildung dunkelbläulichgrau; verwittert nehmen die Bänke ein helles, fast weißes Aussehen an. Meist härter als die darunter und darüber liegenden Schichten treten sie im Gelände durch kleine Felsbildungen hervor. Ungleich den darunter liegenden Schiefern, enthalten diese Fleckenkalke an vielen Stellen und oft in großer Menge Belemniten, viel seltener auch Ammoniten, wie zum Beispiel im oberen Theile des Bistritzkythales, dann im Zazriwathale und am Nordabhange der großen Kriváns pitze. Leider gelang es aber nicht, specifisch bestimmbare Formen aus dem Gesteine zu gewinnen. Aus dem Umstande, dass Belemniten ohne Ventralcanal mit Sicherheit erkannt werden konnten, geht hervor, dass mindestens die Hauptmasse dieser hellen Kalke dem Lias angehören dürfte.

Über den hellen Kalken folgen bis zu den rothen Knollenkalken Fleckenmergel von wechselnder Beschaffenheit, die wohl zum Theile den Braunjura vertreten müssen, da hier eine Lücke oder Ablagerungsdiscordanz weder im Fatrakriván-Gebirge noch in den benachbarten Gebieten zu entdecken ist. Über einen paläontologischen Beweis für die Existenz des Braunjura, der in der nahe benachbarten Klippenzone so gut ausgeprägt ist, verfügen wir hier nicht, trotzdem kann nicht daran gezweifelt werden, dass auch dieser Theil der Juraformation in der Fleckenmergelfolge enthalten ist. Auf der hier beigegebenen Karte wurden die gesammten Bildungen zwischen den Grestener Schichten und den rothen Knollenkalken des Malm in eine Ausscheidung zusammengezogen. Späteren Untersuchungen bleibt es vorbehalten, hier zu einer näheren Gliederung durchzudringen.

Die rothen und grünlichen Knollenkalke des Malm dürften durchschnittlich ungefähr 30—50 *m* mächtig sein; wo die Kalke eine mehr schieferige Zusammensetzung annehmen und Hornsteine in das Gefüge dieser Schichtgruppe eintreten, kann die Mächtigkeit auch wesentlich größer werden. Die rothe und grünliche Farbe ersetzen einander und wechseln in der bei dieser Facies auch in anderen alpinen und karpathischen Gebieten wohlbekannten Weise. Die Färbung dieser Gesteine ist hier übrigens nicht besonders intensiv, sowohl das Roth wie das Grün hat einen Stich ins Graue. Niemals sind diese Kalke im Fatrakriván-Gebirge und dessen südlicher Umgebung ganz rein, sondern stets ziemlich thonreich und demgemäß oft auch dünnbankig und selbst schieferig. Große Aptychen aus der Gruppe des *Aptychus imbricatus*, ferner canaliculate Belemniten aus der Verwandtschaft des *Belemnites subfusiformis*, die hier besonders häufig im Zazriwathale und im obersten Theile des Bistrickythales (pod Stochem) vorkommen, beweisen, dass diese rothen und grünen Kalke und Hornsteinschiefer, allgemein genommen, dem oberen Malm angehören; ob sie dagegen vielleicht nur dem Kimeridgien oder nur dem Tithon oder aber beiden Stufen zugleich entsprechen, lässt sich nach dem vorliegenden paläontologischen Materiale nicht sicher entscheiden. D. Stur[1], der diese Kalke zuerst, und zwar von der Theilung der beiden Branicathäler im Fatrakriván-Gebirge und aus dem benachbarten Chocsgebirge beschrieben hat, bezeichnete sie einfach als jurassische Fleckenmergel, C. Paul[2] verglich sie mit den Czorsztyner Kalken und dieser Vergleich ist ja

[1] Jahrb. geol. Reichsanst. XI, S. 100, 106, 107

[2] » » » XVIII, S. 210.

Contributed by Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). No Original Downloaded from The Biodiversity Heritage Library (http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biolibrary.org)

auch recht naheliegend. Die rothen Knollenkalke und Hornsteine des Fatrakriván-Gebirges stimmen aber petrographisch mit den Czorsztyner Kalken nicht vollständig überein, da die Czorsztyner Kalke dunkler gefärbt, kalkiger und grobbankiger entwickelt und in der Hauptsache hornsteinfrei sind. Größer ist die Ähnlichkeit unserer Schichtgruppe mit den rothen Knollenkalken und den rothen und grünen Hornsteinen und Schiefern, die im Bereiche der Hornsteinkalkfacies der Klippenzone entwickelt sind und die nach ihren, wenn auch seltenen Versteinerungen zu urtheilen, dem Tithon entsprechen oder dieses mitumfassen. Wir müssen daher jedenfalls auch mit der Möglichkeit rechnen, dass das rothe Kalk- und Hornsteinniveau der Tithonstufe angehört. Wie dem auch sein mag, so gestatten diese rothen Kalke jedenfalls eine zwar nicht ganz genaue, aber bei der herrschenden Versteinerungsarmut und der Einförmigkeit der Ablagerung genügende Abgrenzung von Jura und Kreide. Leider gehen die rothen Kalke nicht nur in grünliche Hornsteine und Kalke über, sondern nehmen da und dort selbst eine noch weniger bezeichnende und der gewöhnlichen Fleckenmergelfacies noch mehr genäherte Form an. So kommen zum Beispiel am Fuße des Šip bei Kralovan (s. Textfigur 6) rothe Kalke unterhalb der Neocommergel vor, sie bilden aber keine leicht abzutrennende selbständige Schichtgruppe, sondern scheinen mit Fleckenmergeln von gewöhnlicher Beschaffenheit eng verbunden zu sein, und ähnlich verhält es sich auch an anderen Punkten. In solchen Fällen bedarf es einer schrittweisen Verfolgung der Horizonte, um die Anhaltspunkte, die die rothen Kalke bieten, nicht zu verlieren.

4. Die Kreideformation.

Derjenige Theil der grauen Fleckenmergel, der über den rothen Kalken und Hornsteinen aufruht, fällt der Hauptmasse nach jedenfalls dem Neocom zu. Die neocomen Fleckenmergel sind in der Regel hell gefärbt und ziemlich dünnschichtig oder schieferig und unterscheiden sich dadurch ein wenig von den älteren Bildungen dieser Facies; verlässlich ist aber diese Unterscheidung keineswegs. Die neocomen Fleckenmergel scheinen im allgemeinen häufiger Ammoniten zu enthalten als die liasischen und jurassischen Horizonte. D. Stur[1] sammelte hier im Sattel zwischen dem großen und kleinen Rossutec *Amm. Astieri* und *nisus* (?). F. Foetterle[2] konnte am Arva-Ufer bei Parnica eine tiefere Fleckenmergelpartie mit zahlreichen neocomen Versteinerungen (*Am. Morelianus* d'Orb., *Grasianus* d'Orb., *multicinctus* Hau. msc., *Crioceras Duvali*, *Ptychoceras Foetterlei* Stur msc., *Pt. gigas* Stur msc., nach D. Stur; R. Meier nennt außerdem: *Aptychus Didayi*, *Am. cryptoceras*, *Astieri* d'Orb., *nisus* d'Orb. (?), *Crioc. Emerici*, *Ancyloc.* cf. *dilatatum*, *Ancyloc. pulcherrimum* d'Orb.) unterscheiden; darüber dünnschichtige Kalkmergelschiefer mit einem verkiesten Ammoniten, der von D. Stur[3] als mit *Am. Dupinianus* verwandt bezeichnet wurde, und über diesen den Chocsdolomit. Wie ich in meiner Arbeit über die Fauna der Wernsdorfer Schichten nachweisen konnte, ist dieser Ammonit der dünnschichtigen Kalkmergelschiefer, den U. Schloenbach[4] irrthümlich zu *Am. Austeni* Sh. gestellt hatte, mit *Am. liptaviensis* Zeuschner von Lucsky am Fuße des Chocs identisch und dieser *Am. liptaviensis* ist zugleich eine der leitenden Arten der Wernsdorfer Schichten[5]. Daher darf man wohl diese hellen Mergelschiefer unbedenklich als Äquivalent der Wernsdorfer Schichten oder des Barremien ansehen und die Chocsdolomite etwa in das Niveau des Aptien und Gault oder der Ellgother Schichten und Godulasandsteine Schlesiens versetzen. Es muss hervorgehoben werden, dass diese Auffassung des geologischen Alters des Chocsdolomites mit der von D. Stur vertretenen gänzlich übereinstimmt[6].

[1] Jahrb. geol. Reichsanst. XI, S. 103.
[2] » » » XVIII, S. 429.
[3] » » » XVIII, S. 385, 467.
[4] » » » XVIII, S. 465, Taf. XI, Fig. 3.
[5] Denkschr. d. k. Akad. Wien, 46. Bd., S. 153, 229.
[6] Jahrbuch geol. Reichsanst., XVIII, S. 387.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Im Umkreise der malerischen Dolomitmasse des Šip scheinen diese hellen oder gelblichen Mergelschiefer sehr mächtig entwickelt zu sein; der gelbe Verwitterungslehm, der die Gehänge unmittelbar unter dem Chocsdolomit bedeckt, dürfte größtentheils von diesem Mergelschiefer herrühren. Zu dieser Bildung gehören allem Anscheine nach auch gewisse gelblichgrau verwitternde, dünnschichtige Mergelschiefer, die den weiten Kessel des Vratnethales bei Tierhova am Nordrande des Fatrakriván-Gebirges erfüllen, hier bis unter den Chocsdolomit reichen und dem Streichen nach bis in das Zazriwathal zu verfolgen sind. Die Thalweitung beim alten und neuen Meierhofe im Vratnethale ist offenbar durch die leichte Verwitterbarkeit dieser ziemlich mächtigen Ablagerung bedingt. Im Bereiche der Mergelschiefer, die auf frischem Bruche grau, auch bläulichgrau erscheinen, treten hier sandige Lagen, selbst wirkliche Sandsteine auf, sie enthalten beim alten Meierhofe zahlreiche kleine Belemniten, Phylloceren und Bivalven, leider in specifisch unbestimmbarem Zustande. Leider war es mir aus Mangel an Zeit nicht möglich, die Beziehungen dieser hellen Schiefer des Vratnethales zu den Schiefern mit *Desmoc. liptaviense* von Parnica näher festzustellen, es ist aber wohl kaum daran zu zweifeln, dass sie mit einander identisch sind. In der beigegebenen Karte sind diese Schichten mit den tieferen neocomen Fleckenmergeln vereinigt; bei eingehenderer Bearbeitung dieses Gebirges wird es aber gewiss möglich sein, das tiefere vom höheren Unterkreideniveau zu sondern [1].

Über den neocomen Fleckenmergeln und den hellen Mergelschiefern mit *Am. liptaviensis* ruht eine mächtige Dolomitzone auf, die unter dem Namen Chocsdolomit (Neocomdolomit, Karpathendolomit Stur) wohl bekannt ist. Im Fatrakriván-Gebirge besteht, wie schon Stur erkannt hat, nur die nördlichste Randkette aus dieser für die West- und Centralkarpathen so bezeichnenden Ablagerung, deren malerische Felsbildungen namentlich dem Berge Rossudec hohen Reiz verleihen. Die petrographische Entwicklung des Chocsdolomits im Fatrakriván-Gebirge stimmt mit derjenigen der Tatra [2] im allgemeinen so vollständig überein, dass eine besondere Beschreibung hier unterbleiben kann. Wie in der Tatra nimmt der Chocsdolomit auch hier zum Theile einen mehr kalkigen Charakter an; in solchen Partien nähert er sich in petrographischer Beziehung dem Murańkalke der Osttatra, ohne dass aber eine besondere Abtrennung der kalkigen von den dolomitischen Theilen möglich wäre. Schieferige Einlagerungen, wie sie sich im Chocsdolomit der Tatra und im benachbarten Choćs einstellen (Šipkowei Mergel bei Stur), wurden hier nicht beobachtet. Da aber der Aufsuchung derartiger Bildungen bei meinen Begehungen kein besonderes Augenmerk gewidmet werden konnte, will damit nicht gesagt sein, dass solche Einlagerungen nicht doch vorkommen. Mit dem Chocsdolomite, der dem Aptien und wohl auch dem Gault entsprechen dürfte und einen eigenartigen Ersatz für die Caprotinen-Kalke anderer Gebiete der Mediterranprovinz zu bilden scheint, schließt im Fatrakriván-Gebirge die permisch-mesozoische Schichtfolge. Ablagerungen der Oberkreide sind hier bisher nicht sichergestellt.

---

[1] C. Paul beobachtete diese hellen Mergelschiefer und Sandsteine im Sattel zwischen Stoh und Rossutec (l. c. p. 205), dachte aber nicht an eine Gleichstellung mit den hellen Mergelschiefern mit *Am. liptaviensis* von Parnica, wohl deshalb, weil er Grund hatte, die Schiefer unter dem Rossutec als neocom aufzufassen, während man damals geneigt war, der Lage mit *Am. liptaviensis* wegen Schloenbach's Identificierung dieser Art mit *Am. Austeni* Sharpe ein wesentlich jüngeres Alter zuzuschreiben. Die betreffenden Schichten spielten übrigens eine gewisse Rolle in der Paul'schen Deutung der Arva'er Klippenzone. Er bezog sich auf petrographische Analogien von Sandsteinen im Bereiche der Arva'er Klippenzone mit diesen Schichten, und sprach auf Grund dessen diese Sandsteine und mit ihnen die »Klippenhülle« der Arva'er Klippenzone für neocom an. Er begnügte sich auch in diesem Falle wie in manchen anderen mit petrographischen Ähnlichkeiten und glaubte damit das geologische Alter erwiesen zu haben. Das musste naturgemäß gelegentlich zu schweren Fehlern und zu Controversen führen.

Selbstverständlich wäre das Vorhandensein der Mergelschiefer mit *Am. liptaviensis* in der Arva'er Klippenzone durchaus nicht befremdlich, könnte aber nur für erwiesen gelten, wenn entsprechende Versteinerungsfunde vorlägen, was bisher nicht der Fall ist. Ich zweifle nicht daran, dass unsere Ablagerung, wenn sie in der Arva'er Klippenzone nachgewiesen werden wird, hier ebenso innig mit dem tieferen Neocom verbunden sein wird wie im Fatrakriván-Gebirge und nicht »Klippenhülle«, wie C. Paul wollte, sondern Klippen bilden wird.

[2] Denkschr. d. kais. Akad. Wien, 64. Bd., S. 34.

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original Download from the Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biodiversitylibrary.org

Die mesozoischen Ablagerungen der Klippenzone.

1. Die Klippengesteine.

Neumayr unterschied bekanntlich im pieninischen Klippenzuge zweierlei Ausbildungsformen der Juraformation: die eine entspricht so ziemlich der einförmigen Fleckenmergelfacies, die andere zeichnet sich durch größere Mannigfaltigkeit der Felsarten und größeren Versteinerungsreichthum aus; diese nannte Neumayr subkarpathische, jene hochkarpatische Facies[1]. Diese Ausdrücke fußen auf der Annahme, dass im Tatragebirge nur die hochkarpathische, nicht aber die subkarpathischen Ausbildungsformen vertreten seien; da aber diese Annahme nicht ganz zutrifft, mussten die Neumayr'schen Bezeichnungen durch andere ersetzt werden, und zwar wurde an Stelle der hochkarpathischen Facies der Ausdruck Hornsteinkalkfacies, an Stelle der subkarpathischen der Ausdruck versteinerungsreiche Facies gesetzt[2].

Wie in der pieninischen Klippenzone, so sind auch in dem hier berührten Theile der Arva'er und Trentschiner Klippenzone beide Ausbildungsweisen neben einander vertreten; das häufigere Vorkommen von rothen Kalken im Bereiche der Hornsteinkalkfacies bringt aber diese beiden Ausbildungsformen hier in etwas engere Beziehungen als im pieninischen Klippenzuge.

Die Sonderung der beiden Facies kommt im Lias noch nicht bestimmt zum Ausdrucke. Hier herrschen vorwiegend schieferige, thonig-kalkige und kalkig-sandige, dunkelgefärbte Ablagerungen, die sich mehr oder minder der Fleckenmergelfacies nähern, aber durch verhältnismäßig großen Versteinerungsreichthum ausgezeichnet sind. Schon durch F. Foetterle[3] wissen wir, dass diese Liasbildungen in der Arváer Klippenzone eine große Rolle spielen und besonders eine viel größere als im pieninischen Antheile der Klippenzone. C. Paul[4] hat eine Reihe dieser interessanten Ablagerungen beschrieben und gezeigt, dass hier verschiedene Horizonte des unteren, mittleren und oberen Lias vertreten sind.

In dem hier dargestellten Theile der Klippenzone kommen indessen Liasbildungen nicht besonders häufig vor. Nebst dem schon von C. Paul sichergestellten Vorkommen von *Arietites raricostatus* in Zazriwa konnte nur an zwei kleinen Klippen im Thale von Benyő Lehota Lias nachgewiesen werden, und zwar in Form von bläulichgrauen, flachmuschelig brechenden, thonigen Kalkmergeln mit einem Arieten, der höchstwahrscheinlich mit *Asteroceras obtusum* identisch ist, und mit *Spiriferina* sp. Die betreffende Schicht entspricht wohl der Oberregion des Unterlias.

Auch die versteinerungsreiche Facies des Dogger und Malm spielt hier eine untergeordnete Rolle, da echte Czorsztyner Kalke gar nicht und auch Crinoidenkalke des Dogger nur an drei Punkten nachgewiesen werden konnten. Die Hauptmasse der Klippen gehört der Hornsteinkalkfacies an, voran die großen, langgezogenen Klippen von Vadicsó und die große Klippe von Zazriwa. Am versteinerungsreichsten erwiesen sich die Hornsteinkalkklippen östlich von Benyő-Lehota, die tithonische Versteinerungen in Lagen enthalten, deren petrographische Beschaffenheit von den Tithonkalken der versteinerungsreichen Facies kaum abweicht. An mehreren Stellen, besonders auffallend an der großen Klippe von Zazriwa, sind den grauen Hornsteinkalken rothe Kalke und Hornsteine in ziemlich mächtigen Verbänden eingeschaltet. An vielen Punkten kommen graue, sandig thonige Mergel mit Posidonomyen vor[5], die mit den Posidonomyenschichten der pieninischen Klippenzone vollständig übereinstimmen und mit grauen Hornsteinkalken in Beziehung stehen. Sie vertreten den Dogger im Bereiche der Hornsteinkalkfacies

[1] Jahrb. geol. Reichsanst. 1871, XXI. Bd., S. 490, 503.

[2] » » » 1890, S. 743.

[3] Jahrb. geol. Reichsanst. II, 4. Heft, S. 157. Stur im Jahrb. geol. Reichsanst. XI, S. 101.

[4] » » » XVIII, S. 232.

[5] Auf das Vorkommen von Posidonomyen in der Arva hat schon A. Boué aufmerksam gemacht. Journal de Géologie 1830 I.

doch in einem stratigraphischen Umfange, der zur Zeit, wie ich in einer Arbeit über die pieninische Klippenzone [1] auseinandergesetzt habe, leider nicht genauer fixierbar ist. Aus diesen Posidonomyenschichten, die übrigens den Opalinus- und Murchisonaeschichten petrographisch sehr nahestehen, stammen vermuthlich die Versteinerungen des Dogger, die Hohenegger [2] in Radola am Fuße der großen Hornsteinkalkklippe von Radola-Vadicsó gesammelt hat. Hinsichtlich der Mächtigkeit, Gliederung und Zusammensetzung der Hornsteinkalkklippen sei auf die Ausführungen in den schon angeführten Arbeiten von Neumayr und mir über den pieninischen Klippenzug und auf eine unsere Klippen betreffende Notiz von Dr. J. R. Schubert [3] verwiesen.

An einer Stelle bei Benyő-Lehota fand sich in *Astieria Astieri* d'Orb. ein Beweis für die Vertretung des Neocom in den Hornsteinkalken und Fleckenmergeln. Sicherlich gehört nicht nur dieses Vorkommen, sondern auch sonst ein namhafter Theil der Hornsteinkalke und Fleckenmergel zum Neocom, allein eine Abtrennung des neocomen Antheiles von dem damit überaus eng verbundenen tithonisch-jurassischen ist bei der Seltenheit der Versteinerungen und dem völligen Mangel petrographischer Anhaltspunkte zur Zeit ein Ding der Unmöglichkeit. Künftige gründliche Untersuchungen werden auch hierin um einen Schritt weiter kommen und noch manches Detail erweisen, das bei dieser Studie, die nur die Hauptzüge des geologischen Baues im Auge hatte, übersehen werden musste.

2. Die Klippenhülle.

In der Klippenregion des Waagthales sind die triadischen, jurassischen und untercretacischen Klippen von obercretacischen Gesteinen umhüllt. D. Stur [4] hat hier, nachdem die Zugehörigkeit dieser Gesteine zur Oberkreide von A. Boué erkannt worden war, hauptsächlich Sandsteine mit *Exogyra columba* als Cenoman, Upohlawer Conglomerate mit Hippuritenfragmenten als Turon und rothe und weiße Puchower Mergel mit Inoceramen als Senon unterschieden. Zu diesen Bildungen gesellen sich in der Gegend zwischen Predmér und Sillein Zonen von nummulitenführenden Sandsteinen [5].

In dieser Art zusammengesetzt tritt die Klippenhülle an der Westgrenze der Karte zwischen Sillein und Várna in unser Gebiet ein. Die Cenomansandsteine bilden hier mächtige Bergzüge, die sich zwischen den Klippenstrichen bis gegen Tierhova und selbst bis Zazriwa verfolgen lassen. Bezeichnende Versteinerungen scheinen hier seltener zu sein als an der mittleren Waag, eine einzige, leider ganz vage Angabe dieser Art rührt von A. Boué her, der gelegentlich das Vorkommen von *Exogyra columba* bei Tierhova erwähnt. Obwohl also die Auffassung dieser Sandsteine als obercretacisch nicht unmittelbar auf paläontologischem Wege bewiesen werden kann, ist doch der lückenlose, unmittelbare Zusammenhang mit der fossilführenden Region des Waagthales so handgreiflich und augenscheinlich, dass weder Stur noch Paul gezögert haben, diese Sandsteine zwischen Sillein und Várna als Exogyrensandsteine anzusprechen [6].

Die Exogyrensandsteine verlieren nach Osten hin an Mächtigkeit, und in demselben Maße verschmälert sich auch die gesammte Breite der Klippenzone. Die große Sandsteinkuppe Velhora zwischen Vadicsó und Tierhova und der langgezogene Rücken des Pupovberges bilden die letzten großen Massen dieses Gesteines, die noch mit den Exogyrensandsteinen des Waagthales in directer Verbindung stehen. Jenseits der großen sigmoiden Verschiebung der Klippenzone zwischen Zazriwa und Parnica treten zwar

[1] Jahrb. geol. Reichsanst. 1890, 40. Bd., S. 766.

[2] » » » VI. Bd., S. 312. Das betreffende Vorkommen, das schon außerhalb des Kartenbereiches gelegen ist, hat Hohenegger zuerst zum Gault gestellt (Jahrb. geol. Reichsanst. III, S. 135), diese Angabe aber im Jahre 1855 rectificiert. Leider ist diese Berichtigung späteren Autoren entgangen, auch F. v. Hauer in seinen vorzüglichen Erläuterungen zur österreichischen Übersichtskarte (Jahrbuch, 19. Bd., S. 540).

[3] Verhandl. geol. Reichsanst. 1900, S. 395.

[4] Jahrb. geol. Reichsanst. IX, S. 71.

[5] » » » XVI, S. 105.

[6] » » » IX, S. 102, XVIII, S. 242.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

wiederum massige Sandsteine und Conglomerate hervor, die selbst Paul als Upohlawer Conglomerate anerkannt und auf seiner Karte der Arva'er Klippenzone ausgeschieden hat, aber ihre Mächtigkeit und Verbreitung erscheint reduciert. Noch deutlicher ersichtlich ist auch jenseits der sigmoiden Verschiebung die Continuität der Puchower Mergel, die, wie ebenfalls schon Stur hervorgehoben hat, aus dem Waagthale ununterbrochen in die Arva ziehen und hier im Bereiche der Klippenhülle eine ebenso große oder wohl noch eine größere Rolle spielen als in dem südwestlichen Theile der Klippenzone. Die Puchower Mergel enthalten in ihrer typischen Form als rothe und graue oder grünlich graue fucoidenführende Mergelschiefer nicht selten Inoceramenreste [1], freilich meist in fragmentärem Zustande; mit den echten Puchower Mergeln treten jedoch auch grünliche, graue und schwärzliche Schiefer, dünnschichtige Hieroglyphensandsteine, wie auch grobbankige Sandsteinlagen und selbst massig-mürbe Sandsteinmassen in Verbindung, so dass diese Schichtgruppe eine sehr mannigfaltige Gestaltung annehmen kann. Ferner kommen nicht selten graublaue, krummschalige, von vielen Spatadern durchzogene Hieroglyphensandsteine in Wechsellagerung mit bläulichen, grauen und rothen Thonen nach Art der Ropiankaschichten der galizischen Sandsteinzone vor. Speciell im Dorfe Zazriwa sind diese Schichten im Bachbette vorzüglich entblößt. Endlich erscheinen noch graue kalkarme Sandsteine, grünliche harte, fast kieselige Sandsteine mit Hieroglyphen und schmutzig grünliche, auch schmutzig röthliche und schwärzliche Schiefer, ferner verschiedene zum Theile sehr mächtige Conglomerate, die man nach ihrer petrographischen Beschaffenheit für alttertiär halten möchte. Gesteine der letzteren Art von alttertiärem Aussehen sind zum Beispiel am Rücken Pavounskova Skalka östlich vom Dorfe Zazriwa sehr verbreitet.

Dass diese alttertiären Gesteine der Klippenzone den obercretacischen sehr ähnlich sehen können und dass die Trennung des alttertiären vom obercretacischen Antheile der Klippenhülle eine überaus schwierige Aufgabe bildet, ist schon in meiner Arbeit über die pieninische Klippenzone [2] auseinandergesetzt. Genauen Untersuchungen wird es gewiss gelingen, diese Trennung trotz der bestehenden Schwierigkeiten durchzuführen, ich selbst musste und konnte darauf verzichten, da diese Sonderung mit dem eigentlichen Zwecke meiner Untersuchung nicht in directem Zusammenhange steht. Es wurden daher die alttertiären und obercretacischen Gesteine der Klippenhülle in der geologischen Karte zusammengezogen und als Einheit ausgeschieden. Ich möchte nur der begründeten Vermuthung Ausdruck geben, dass in der Arva'er Klippenzone ebenso wie in den Pieninen das Alttertiär einen weit größeren Antheil an der Zusammensetzung der Klippenzone hat, als gewöhnlich angenommen wird.

Durch das Zurücktreten der Exogyrensandsteine und das Auftreten gewisser, im Waagthale anscheinend nicht oder weniger entwickelten Facies gewinnt die Klippenhülle der Arva'er Klippen eine Gesammtbeschaffenheit, die derjenigen der Pieninen gut entspricht, aber von der des Waagthales merklich abweicht. Der Wechsel vollzieht sich gerade in dem Gebiete unmittelbar vor und nach der sigmoiden Verschiebung zwischen Zazriwa und Parnica. Da also gerade hier die Anknüpfung an die versteinerungsreicheren und ihrem geologischen Alter nach gut bekannten Facies des Waagthales erfolgt, so wäre ein näheres Studium gerade dieses Gebietes für das Verständnis der Klippenhülle in den an Versteinerungen ärmeren Klippenzonen der Arva und der Pieninen von größter Wichtigkeit. Gerade hier wäre zu entscheiden, ob die Exogyrensandsteine des Waagthales und deren Conglomerate nach Osten hin thatsächlich zurücktreten oder ob sie nur eine Veränderung ihrer Facies erfahren, wie sich die den Ropiankaschichten ähnlichen Gesteine in die Klippenhülle einfügen, welche Veränderungen die Puchower Mergel eingehen, welche von den zum Theile äußerst mächtigen Conglomeratmassen zum Alttertiär und welche zur Oberkreide gehören [3]. Somit ist dieser Gegend für künftige Klippenstudien eine große Rolle vorbehalten und die ungarischen Landesgeologen werden hier äußerst wichtige und dankbare Aufgaben vorfinden.

[1] Zahlreiche Inoceramenreste fand Herr Dr. Schubert in den Puchower Mergeln von Gbellan bei Várna.

[2] Jahrbuch geol. Reichsanst. 1890, S. 660, 785, 786.

[3] Eine der schönsten Conglomeratbildungen der Klippenzone ist zur Zeit unterhalb Arva Varallja an der Eisenbahn vorzüglich aufgeschlossen; sie besteht aus kopf- bis faustgroßen und kleineren Geschieben und verschiedenen Klippengesteinen und ist über 100 mächtig.

Digitized by Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (completed in 2010) Original uploaded from The Internet Archive (www.archive.org) - www.biodiversitylibrary.org

Die känozoischen Ablagerungen.

In den vorhergehenden Zeilen war von alttertiären Ablagerungen die Rede, die im Bereiche der Klippenzone auftreten. Da diese Ablagerungen bereits besprochen sind, können wir sie hier übergehen und nur derjenigen gedenken, die außerhalb der Klippenzone entwickelt sind.

Am Nordrande des Fatrakriván-Gebirges verläuft eine Zone von Conglomeraten, die fast ausschließlich aus gerundeten, seltener eckigen Bruchstücken von Chocsdolomit und dem damit verbundenen dolomitischen Kalke bestehen. Es sind dies die schon von A. Boué [1] nach geologischem Alter und Entstehung richtig erkannten und nachher von D. Stur eingehend beschriebenen und sobenannten Sulower Conglomerate. Die Zugehörigkeit dieser Bildung zum Eocän ist durch bald in großer Zahl, bald vereinzelt eingeschlossene Nummuliten sicher erhärtet. Am Ausgange des Vratnethales bei Tierhova sind diese Conglomerate am mächtigsten ausgebildet und sie reichen hier dem Streichen nach ungefähr soweit wie die mächtige Chocsdolomitzone; weiter östlich und westlich, wo der Chocsdolomit an Ausdehnung verliert, treten an ihre Stelle alttertiäre Sandsteine und Schiefer, die nur gelegentlich Conglomeratlinsen und Bänke führen. Es ist, als hätte man in diesen Sulower Conglomeraten den eocänen Küstenschutt der Chocsdolomitzone vor sich, der hier nicht viel weiter langte als diese Dolomitzone selbst. Ein zweites Hauptgebiet von Sulower Conglomerat befindet sich bei Komjatna, da wo sich die Chocskette von der nach Süden verschobenen Kalkzone des Fatrakriván-Gebirges und von derjenigen des Lubochniagebirges im Winkel abgliedert. Auch hier ist die Verbreitung der Sulower Conglomerate keine allgemeine, sondern es treten örtlich Sandsteine und Schiefer an Stelle des Conglomerates.

Bei größerer Mächtigkeit bilden die Sulower Conglomerate pittoreske Verwitterungsformen, besonders säulen- und mauerähnliche Felsen, nicht unähnlich denen des Chocsdolomits, doch mehr gerundet und glatt und durch gesimseartige Vorsprünge gegliedert. Das ursprüngliche und das daraus entstandene Trümmergestein sind in solchen Fällen aus der Ferne schwer von einander zu unterscheiden. Manche Partien enthalten ziemlich große Bruchstücke, andere nur erbsengroße und noch kleinere gerundete Stückchen; diese letzteren geben in vielen Fällen einen vorzüglichen, gesuchten Baustein ab. Echte Nummulitenkalke, wie sie am Nordrande der Tatra neben dem Conglomeraten so schön ausgebildet sind, fehlen im Fatrakriván-Gebirge. Die Nummuliten der Sulower Conglomerate beweisen aber, dass diese Bildung ebenso wie der Nummulitenkalk dem Eocän, wahrscheinlich besonders dem Mitteleocän oder der Hauptnummulitenkalk-Stufe gleichzustellen ist.

Über den Sulower Conglomeraten liegen graue bankige, ziemlich mürbe kalkreiche Sandsteine in Wechsellagerung mit hellgrauen, gelblichgrauen, bläulichgrauen, seltener röthlichen oder schwärzlichen Schiefern. Gesteine der letzteren Art sind bituminös und enthalten nicht selten *Meletta*-Schuppen. Nach R. Meier [2] wurde bei Parnica in diesen Schiefern (Amphysilenschiefer oder Melettaschiefer bei Stur und Meier) *Lepidopides leptospondylus* Heck. aufgesammelt.

Diese wohlbekannten alttertiären Sandsteine und Schiefer entsprechen vollständig den alttertiären Gesteinen, die im Gebiete des Kartenblattes Neumarkt-Zakopane zwischen Tatra und Klippenzone auftreten. In diesen Schichten kommen in verschiedenen Horizonten Conglomerate von geringer Ausdehnung und Mächtigkeit vor, die ebenfalls Nummuliten, doch in geringer Zahl und häufig in abgerolltem Zustande enthalten. Die bankigen Sandsteine und Schiefer sind jedenfalls der Hauptmasse nach geologisch jünger als die Sulower Conglomerate, eine strenge Grenze lässt sich aber nicht mit Sicherheit ziehen; an den Stellen, wo die Conglomeratbildung fehlt und sich Sandsteine unmittelbar an das ältere Gebirge anlehnen, dürfte die Ablagerung der Sandsteine zum Theile wohl in das Mitteleocän zurück-

[1] Journal de Geologie 1830, I, S. 126.

[2] Jahrb. geol. Reichsanst. XVIII, S. 430.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

greifen. Ebenso ist auch die obere Grenze schwankend; man kann nur sagen, dass diese plattigen Sandsteine und Schiefer denselben stratigraphischen Umfang haben dürften wie die Magurasandsteine im Norden der Klippenzone. Die bankigen Sandsteine enthalten bei Tierhova unbedeutende Kohlenbildungen, auf die vor Jahren ein vergeblicher Bergbau versucht wurde, ebenso nach Paul[1] zwischen Unter-Kubin und Zaskalje. Offenbar hat man in dieser Kohlenbildung eine Erscheinung zu erblicken, die mit der Continentalperiode in einer gewissen Beziehung steht, die der Ablagerung der Nummulitenconglomerate vorausging. Eine ähnliche Erscheinung bildet das Vorkommen von Landpflanzen im Eocän am Nordrande der Tatra, am Nordrande der Niederen Tatra (Kohlenvorkommen von Vaszec), im Igló'er Becken und bei Eperjes. Auf die Petrolführung dieser Schichten hat E. v. Mojsisovics[2] hingewiesen.

Im Bereiche der alttertiären Conglomerate wurden ehedem östlich von Várna hämatitische Eisenerze gewonnen. Man findet hier in der Rychtarska dolina verschiedene Conglomeratblöcke, auch Stücke eines grünen Eruptivgesteines und unreinen Hämatit. Über die Art dieses Vorkommens lässt sich leider nichts näheres ermitteln, da jeglicher Aufschluss fehlt.

Die Entwicklung der plattigen Sandsteine und hellen oder bläulichgrauen Schiefer beschränkt sich auf den Raum zwischen dem Fatrakriván-Gebirge, beziehentlich dem Chocsgebirge und der Klippenzone. Im Norden der Klippenzone gewinnt das Alttertiär eine etwas abweichende Gestaltung. Genau so wie im pieninischen Abschnitte der Klippenzone tritt auch hier nördlich der eigentlichen Klippenzone zunächst ein schmales Band von blaugrauen thonigen Schiefern mit reichlich eingeschalteten kalkreichen Hieroglyphensandsteinen auf. Die betreffenden Schichten, die am südlichen Gehänge des Chrastelovo bei Revisnye in großer Mächtigkeit anstehen und in westlicher Richtung ununterbrochen bis Zazriwa verfolgt werden konnten, haben sich leider als versteinerungsfrei erwiesen, ihre Zugehörigkeit zum Alttertiär dürfte aber doch kaum zu bezweifeln sein[3].

Über den blaugrauen Schiefern und Hieroglyphensandsteinen folgen die echten Magurasandsteine, deren nähere Untersuchung nicht mehr Aufgabe dieser Arbeit bildete.

Alttertiäre Ablagerungen treten auch im Süden des Fatrakriván-Gebirges als Ausfüllung des Thuroczer Kessels auf. Auch hier erscheinen als ältere Stufe unmittelbar über den mesozoischen Gesteinen Sulower Conglomerate mit Nummuliten und darüber folgt als jüngere Stufe eine Wechsellagerung von grauen Schiefern mit Sandsteinbänken von derselben Art wie in dem Gebiete zwischen der Klippenzone und dem Tatra- und Fatrakriván-Zuge. Die Sandsteine scheinen im Thuroczer Kessel etwas weniger mächtig, die Schiefer etwas thoniger entwickelt zu sein als im Süden der Klippenzone.

Endlich ist noch der Vollständigkeit halber des Vorkommens jungtertiärer Schotter, Sande und Thone im westlichen Theile des Thuroczer Beckens zu gedenken. Mit dieser Ablagerung, deren mächtige Schotter die Structur torrentieller Deltas zeigen, sind bekanntlich Lignite und Süßwasserkalke verbunden. Bei Bistrička enthält der Süßwasserkalk *Congeria triangularis* und *Paludina Sadleri*[4]. Ein anderes Vorkommen von derartigen Conchylien wurde im Waagthale bei Alsó-Ruttka nahe am Contacte mit dem daselbst auftretenden Kalkstein der Unterkreide aufgefunden. Eine nähere Besprechung dieser, wie auch der diluvialen Ablagerungen (Schuttkegel, Flussterrassen und Kalktuff) kann hier unterbleiben, da dieselben für den eigentlichen Zweck dieser Arbeit nicht von Belang sind. Es sei nur erwähnt, dass die diluviale Eiszeit im Fatrakriván-Gebirge keine Spuren ehemaliger Vergletscherung hinterlassen hat. Den mächtigen Geschiebemassen und Schuttkegeln am Südfuße des Gebirges stehen nur sehr schwache Ablagerungen dieser Art am Nordfuße gegenüber, ähnlich wie das auch in der Tatra zutrifft. Obzwar nun die Tatra in der Eiszeit vergletschert war, das Fatrakriván-Gebirge aber nicht, besteht doch eine analoge Vertheilung der diluvialen Geschiebemassen.

[1] Jahrb. geol. Reichsanst. XVIII, S. 243.

[2] Verhandl. geol. Reichsanst. 1867, S. 240, 259.

[3] Vgl. Jahrb. geol. Reichsanst. 1890, S. 789.

[4] Vgl. F. v. Hauer, Geolog. Übersichtskarte der österr.-ung. Monarchie III, Jahrb. geol. Reichsanst. XIX, S. 532. F. v. Andrian, Jahrb. geol. Reichsanst. XVI, S. 196.

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original download from The Biodiversity Heritage Library: http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

II. Tectonischer Theil.

Der granitische Centralkern des Fatrakriván-Gebirges erstreckt sich über den Einschnitt des Waagthales hinweg ununterbrochen in das Mincsolgebirge und bildet mit dem Centralkerne dieses Gebirges eine geologische Einheit. Der Centralstock des Fatrakriván-Gebirges besteht ausschließlich aus Granit von ähnlicher makroskopischer Beschaffenheit wie der Tatragranit; im Mincsolgebirge dagegen ist der Granitkern von krystallinischen Schiefern umsäumt. Dieses Auftreten der krystallinischen Schiefer im westlichen Theile der Urgebirgsaxe erinnert insofern an die Verhältnisse der Tatra, als daselbst krystallinische Schiefer ebenfalls nur im westlichen Abschnitte der Centralaxe eine größere Rolle spielen; ob aber diese Analogie eine tiefere geologische Bedeutung hat, ist zur Zeit nicht sichergestellt.

Über die Beschaffenheit des krystallinischen Kernes des Mincsolgebirges und der Veternje hole verdanken wir A. Kornhuber[1], Zeuschner[2], D. Stur[3] und F. v. Andrian[4] nähere Angaben. Nebst dem Granit werden Glimmerschiefer, Gneis, Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, Talkschiefer, Thonschiefer und Serpentin als Bestandtheile des krystallinischen Gebirges angegeben. Nach D. Stur ist die Granitmasse »von Einlagerungen echten Gneises mit gut ausgesprochener Schichtung unterbrochen« (l. c. p. 90), nach v. Andrian steigt die Anzahl der schieferigen Einlagerungen im Granit gegen Westen fortwährend (l. c. p. 187). F. v. Andrian beschreibt diese Einlagerungen als »rothen Gneis«; es ist nicht unwahrscheinlich, dass es sich hier theils um pegmatitische, theils um basische Ausscheidungen handelt, wie sie auch im Tatragebirge am Rande des Granitstockes vorkommen. Die Lagerungsverhältnisse sind in der Literatur nicht näher besprochen; bei einer Excursion in das Kunjerader Thal wurden krystallinische Schiefer mit gebirgswärts gegen den Granitkern gerichtetem Einfallen angetroffen.

Der Mantel der krystallinischen Schiefer sowie die Schieferzonen des Granitkernes verkümmern mit zunehmender Annäherung an das Waagthal immer mehr und mehr und östlich vom Strecsnopasse des Waagthales besteht die Centralaxe im Fatrakriván-Gebirge ausschließlich nur noch aus Granit. Hier zeigt sie auch die größte Breite von 7·7 *km*, nach Osten hin tritt eine Verschmälerung ein, die im Krivándurchschnitte zu einer Reduction bis auf 3·4 *km* führt.

Der Granit reicht vom Südfuße der Bergkette bis nahe an die höchsten Spitzen des Hauptkammes heran, so zum Beispiel am großen Kriván bis zu 1600 *m*, die größten Höhen des Hauptkammes bestehen aber nicht aus Granit, sondern aus den älteren Gliedern der permisch-mesozoischen Schichtfolge. An allen größeren Aufschlüssen bemerkt man zahlreiche, den Granit durchschneidende Klüfte, deren Vorhandensein schon F. v. Andrian betont; fast stets bestehen mehrere sich schneidende Kluftsysteme, von denen dasjenige mit südlichem Verflächen der Klüfte besonders ausgeprägt zu sein scheint. Dass diese Klüftung nicht bloß auf die oberen Gesteinspartien beschränkt ist, sondern tief nach innen greift, beweist der Strecsnotunnel der Kaschau-Oderberger Eisenbahn, der wenige Meter über dem Spiegel der Waag den Granit durchschneidet und von einer 240 *m* hohen Gesteinssäule überlagert wird. In diesem Tunnel ist die Klüftung des Granites nicht weniger ausgesprochen als über Tags.

Streckungserscheinungen und Parallelstructur, wie sie am Nordrande des Tatragranites zum Theile in ausgezeichneter Weise entwickelt sind und wie sie nach den vorliegenden Beschreibungen von Stur und Andrian auch dem Mincsolgebirge eignen, fehlen dagegen im Granite des Fatrakrivángebirges so gut wie gänzlich, desgleichen vermisst man hier die Erscheinungen der Randfacies wie die basischen Ausscheidungen, die pegmatitische und aplitische Ausbildung. Die Randpartien der Granitmasse, die im

[1] Erdbeben vom 15. Jänner 1858, Verhandl. naturwiss. Vereins Pressburg, III. Bd., S. 29, ebendaselbst IV. Bd., S. 71.

[2] Sitzungsber. k. Akad. Wien, 19. Bd., 1856, S. 153, Verhandl. d. kais. Mineral. Gesellschaft, St. Petersburg 1848, S. 53.

[3] Jahrb. geol. Reichsanst. XI. Bd., S. 89.

[4] » » » XVI. Bd., S. 187.

Digitized by the Harvard University, Last Mayr Library, Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Generated on 2013-08-15 17:00 GMT / http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Mincsolgebirge sammt der Umrahmung der krystallinischen Schiefer erhalten sind, scheinen sonach im Fatrakriván-Gebirge nicht an die Oberfläche gelangt zu sein und die Centralaxe dieses Gebirges entspricht nur der eigentlichen Kernpartie der gesammten Granitmasse.

Die Falten der Nordseite.

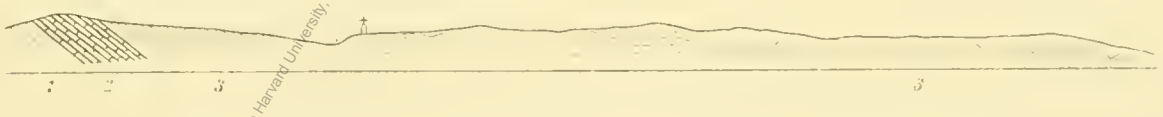
Vom Granitkern fallen die permisch-mesozoischen Ablagerungen nach Norden ab und bilden wie in der Tatra der Hauptsache nach schiefe, überschobene Falten. Während aber im Tatragebirge vier Hauptanticlinalen und ebensoviel Synclinalen durch das Gebirge ziehen, bestehen hier nur zwei Hauptanticlinen und zwei Hauptsynclinen. Der leichteren Übersicht halber wollen wir diese Falten in derselben Weise bezeichnen, wie das in der Beschreibung des Tatragebirges geschehen ist, und werden daher die am höchsten aufgewölbte Anticline, deren Kern die Granitaxe bildet, A_1, die zweite, weniger intensive Anticline A_2 und die dazwischen eingesenkten Mulden S_1 und S_2 nennen. Ungefähr in der Mitte des Gebirges, im Durchschnitte des Berges Hleb [1], verschmilzt die Syncline S_2 über die trennende Anticline A_2 hinweg mit der Syncline S_1, und oberjurassische Hornsteinkalke und jedenfalls auch neocome Fleckenmergel streichen hier aus dem Bereiche der Mulde S_2 quer zum allgemeinen Gebirgsstreichen in das der Mulde S_1. Es kommt also hier gleichsam eine Überbrückung der Anticline A_2 zustande, und durch diese Überbrückung zerfällt die Faltenzone im Norden des Fatrakriván-Gebirges in zwei Theile, einen etwas kleineren östlichen und einen etwas größeren westlichen Theil.

Beide Theile zeigen in gewisser Beziehung eine Art von symmetrischer Ausbildung: in den an die Überbrückung angrenzenden Partien bestehen beide zunächst aus zwei Anticlinen und zwei Synclinen, (A_1, A_2 und S_1, S_2), und dann folgen beiderseits Partien stärkerer Aufwölbung; während aber diese Verstärkung der Aufwölbung im östlichen Abschnitte in einer von Osten her erfolgenden keilförmigen Einschiebung von zwei secundären Anticlinen von Triasdolomit zum Ausdrucke kommt, äußert sie sich im westlichen Abschnitte durch das Auskeilen der Syncline S_1 und die Verschmelzung der granitischen Kerne der Anticlinen A_1 und A_2 zu einer einheitlichen breiten Granithauptaxe.

Die Intensität der Faltung und Hebung nimmt von der Centralaxe nach Norden hin allmählich ab. Daher kommt es, dass die jüngste Bildung der Schichtfolge, der Chocsdolomit, nur in der Mulde S_2 zur Entwicklung gelangt; in der Mulde S_1 fehlt der Chocsdolomit gänzlich und auch das tiefere Neocom (Fleckenmergel) ist hier nur im östlichen Abschnitte des Gebirges enthalten. Die Muldenmitte S_2 verflacht sich nach dem Nordrande hin; ein eigentlicher Gegenflügel fehlt, die Unterkreidebildungen senken sich unter wiederholten secundären Wellungen nach Norden, so dass der Nordrand

Fig. 3.

Mündung des Bjela potok in den Zazriwabach.



Flachwellige Lagerung des Neocom im Zazriwathale am Nordrande des Fatrakriváng ebirges.

1. Lias- und Juraflecken mergel.
2. Rother und grünlicher Hornsteinkalk und Knollenkalk des Oberjura mit imbricaten Aptychen und hastaten Belemniten.
3. Neocomfleckenmergel, in der oberen Partie dünnschichtig, mit dünnen sandigen Lagen (wahrscheinlich Horizont des *Desmoc. liptaviense*).

Ein Theil dieses Durchschnittes ist auch in C. Paul's Arbeit über die nördliche Arva, S. 209, dargestellt. Der Bjela potok der Specialkarte ist daselbst als Czreveng (Czerveny?)-Thal bezeichnet

[1] In der Specialkarte sind die Bergnamen Hleb und Hromove verwechselt.

selbst aus einem fortlaufenden Bande von Chocsdolomit gebildet wird, das unter die eocänen Sulower Conglomerate und Sandsteine taucht. Die secundären Wellungen der Muldenmitte S_2 konnten, obwohl an und für sich genug interessant, leider nicht mit entsprechender Sorgfalt verfolgt werden; immerhin dürfte der beistehende Durchschnitt (Textfigur 3) der Neocomfleckenmergel der Muldenmitte S_2 im Parnicathale eine ungefähre Vorstellung dieser Lagerung vermitteln. Eine derartige secundäre Falte bringt, wie schon D. Stur[1] erkannte, zwischen den Chocsdolomitmassen des Großen und Kleinen Rossutec Neocomfleckenmergel (nach Stur mit *Am. Astieri* und *Nisus (?)*) zum Vorscheine. Mit dieser Aufwölbung ist wahrscheinlich ein kleiner Bruch verbunden (vgl. Taf. III, Fig. 2).

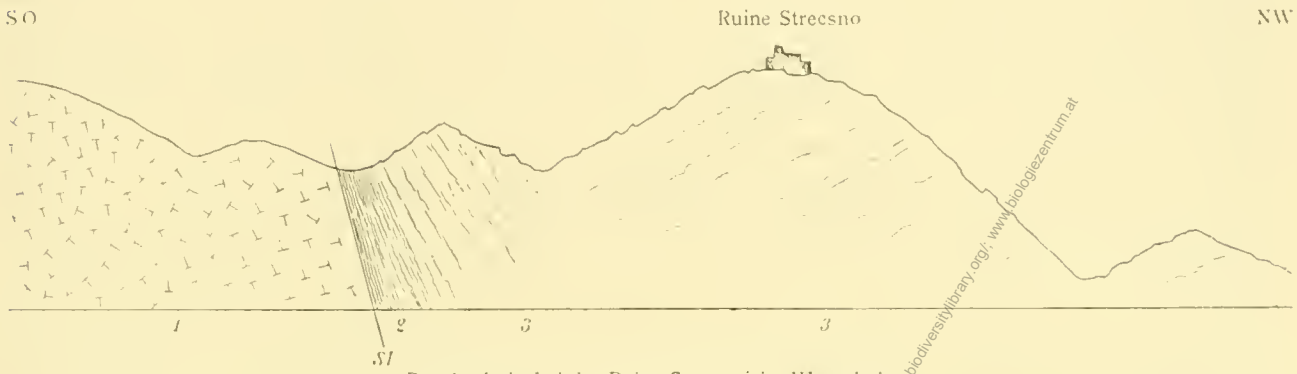
Nach Süden hin sind die untercretacischen Bildungen der Muldenmitte S_2 von den älteren Zonen durch ein fortlaufendes Band von oberjurassischen Hornsteinkalken sehr gut getrennt. Aus der Gegend der Überbrückung läuft dieses Band ostwärts über den Stoh und die Osnica zur Nordostecke der Kalkzone und westwärts über die Kuppe Baraniarki zum Ausgange der Branicathäler. In der Gegend der Überbrückung ist die untercretacische Muldenmitte am breitesten, sie nimmt hier im alten und neuen Vratnethale einen beträchtlichen Theil der Gesammtbreite der Kalkzone ein. Die vorhin erwähnten Aufwölbungen im östlichen und westlichen Abschnitte der Kalkzone bewirken aber eine allmähliche Verschmälerung der Breite der Muldenmitte nach beiden Seiten hin. Im östlichen Abschnitte werden die jüngsten Bildungen der Syncline S_2, vorerst die oberjurassischen Hornsteinkalke und die neocomen Fleckenmergel, durch wiederholte secundäre Aufwölbungen der triadischen Schichten der Anticline A_2 vom ostwestlichen in das nordöstliche Streichen abgelenkt und schließlich soweit aus dem Gebirgskörper nach Norden gedrängt, dass an der äußersten Nordostecke des Gebirges der Reihe nach Neocomfleckenmergel, Oberjura und Liasfleckenmergel an den Nordrand herantreten. In westlicher Richtung ist zwar die den Nordrand bildende Zone von Chocsdolomit und Neocomfleckenmergel ununterbrochen zu verfolgen, erscheint aber auf ein sehr schmales Band reduciert, das vom Branicathale nach Westen hin nicht mehr auf den oberjurassischen Hornsteinkalken aufruht, sondern an verschiedenartige Glieder der älteren inneren Falten angepresst erscheint. An der Westseite des kleinen Branicathales ist der Zug der oberjurassischen Hornsteinkalke bereits verschwunden und die neocome Randzone S_2 ist hier auf liasischen Fleckenmergel geschoben; etwas weiter westlich rückt sie an der Prosta auf Lias- und Triasbildungen, noch weiter westlich auf Permquarzit und im Strecsnópasse sogar unmittelbar auf den Granit der Centralaxe der verschmolzenen Anticlinalen A_1 und A_2. Im mittleren und östlichen Theile des Gebirges befinden sich zwischen der neocomen Randzone und dem Granite der Centralaxe mehrere, aus älteren Gesteinen gebildete Falten; im westlichen Abschnitte werden diese Falten von der Randzone gleichsam schrittweise übersprungen, so dass diese Zone im Maximum der Aufschiebung oder Anpressung schließlich den Granit der Centralaxe erreicht. Die Dislocationsfläche, an der sich diese Aufschiebung vollzieht, verläuft ungefähr parallel zum Nordrande, sie lässt sich längs einer Linie verfolgen, die quer über den unteren Theil der Belska dolina und des Kurpotok am Nordabhange der Berge Kikula, Prosta und Jedlovina sich hinzieht und bei der Ruine Strecsnó durch das Waagthal streicht. Wir werden diese Linie, die zugleich die größte longitudinale Dislocationslinie des ganzen Fatrakriván-Gebirges bildet, als nördliche Randaufschiebungslinie oder als Strecsnólinie bezeichnen. Das Maximum der Aufschiebung der neocomen Randzone auf den Granit der Centralaxe ist im Bereiche unserer Karte nur von geringer Ausdehnung, es beschränkt sich so ziemlich auf den bekannten, schon von D. Stur beschriebenen Aufschluss bei der Ruine Strecsnó am linken Ufer der Waag (vgl. Fig. 4) und dessen Fortsetzung am rechten Ufer bis Majer na Kopci. Mit einer jeden Zweifel ausschließenden Klarheit erkennt man hier unmittelbar über dem Granite eine nur wenige Meter mächtige schieferige Neocomablagerung und darüber mit steil nördlichem Verflächen Chocsdolomit. Die nach Norden geneigten Schichten sind hier insgesammt nur wenig mächtig, die Hauptmasse des Dolomits fällt

[1] Jahrb. geol. Reichsanst. XI, S. 98.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

entgegengesetzt nach Süden ein und dürfte von der nördlich geneigten Scholle durch einen untergeordneten Bruch getrennt sein. Ungefähr 1000 *m* westlich vom Durchschnitte des Waagthales kommen im

Fig. 4.

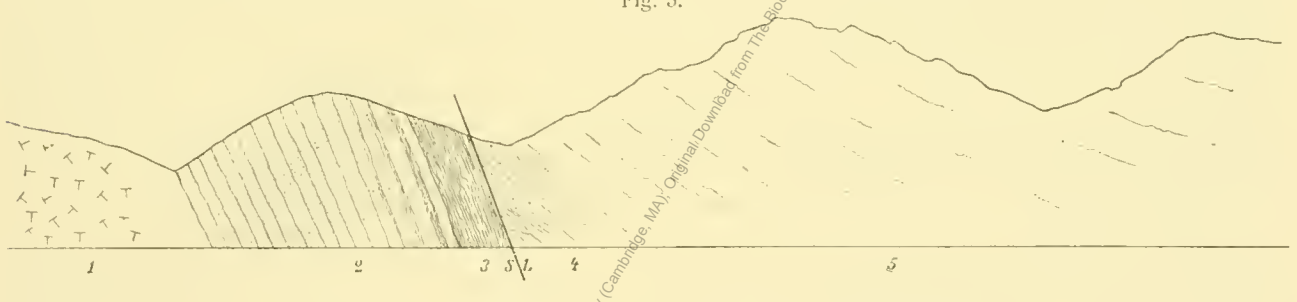


Durchschnitt bei der Ruine Strecsnó im Waagthale.

SL Strecsnólinie. 1. Granit. 2. Grauer, unreiner, dünnschichtiger Kalkschiefer, Neocom. 3. Chocsdolomit und dolomitischer Kalk.

Strecsnóthälchen bei der dortigen Mühle zwischen Neocom und Granit neuerdings Permquarzit und rothe Schiefer zum Vorscheine, so dass sich hier der beistehend verzeichnete Durchschnitt (Textfigur 5) ergibt.

Fig. 5.



Durchschnitt im Thälchen von Strecsnó, westlich von der Ruine Strecsnó.

1. Granit.
2. Permquarzit.
3. Rother Schiefer mit Sandstein.
4. Grauer, unreiner Kalkschiefer.
5. Dolomit und dolomitischer Kalk (Wisniower Kalk Stur).

SL Strecsnólinie.

Die Strecsnólinie setzt sich auch noch über diesen Durchschnitt und unsere westliche Kartengrenze nach Südwesten hin fort, denn nach Stur [1] grenzt im Wisniower Thale (westlich von Strecsnó) südöstlich geneigter Neocomkalk unmittelbar an Granit an. Erst im Turothale kommt neuerdings wieder Permquarzit hervor. Die Lagerungsverhältnisse sind hier aber nach Stur sehr gestört, man beobachtet an mehreren Stellen widersinniges Einfallen der mesozoischen Bildungen. Störungen ähnlicher Art und gebirgswärts gerichtetes Verflächen herrschen auch im Kunjerader Thale, so dass man hiernach eine längere Fortsetzung der Strecsnólinie in das Mincsolgebirge hinein vermuthen darf.

Auf Grund der besprochenen Verhältnisse können wir also unterscheiden: eine nördliche Zone von Chocsdolomit und Neocomfleckenmergel zwischen dem Gebirgsnordrande und der Randaufschiebungslinie (Strecsnólinie), beziehungsweise dem Oberjurabande, und eine südliche Zone zwischen der Randaufschiebungslinie, beziehungsweise dem Oberjurabande und dem Granite der Centralaxe; jene entspricht der Muldenmitte S_2, diese den Anticlinen A_1 und A_2 sammt der dazwischen gelegenen Mulde S_1. Die letztere Zone wiederum zerfällt durch die Überbrückung in einen östlichen und einen westlichen Abschnitt.

[1] Jahrb. XI, S. 91.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Um die Zusammensetzung des westlichen Abschnittes kennen zu lernen, kann man den Durchschnitt der größeren Kriváns pitze zum Ausgangspunkte nehmen. Man beobachtet hier nachstehende Schichtfolge (vgl. Taf. II, Fig. 3): Am Südabhange des Gebirges herrscht Granit vom Südfuße angefangen (Höhenlinie von circa 600 *m*) bis zur Höhe von ungefähr 1600 *m*. Hier erscheinen über dem Granite die wohlgeschichteten Bänke des kieseligen Permsandsteines, zu unterst nach Stur mit einer Conglomeratlage, und schießen mit nördlichem Verflächen unter die Bildungen der Trias ein. Diese besteht zunächst aus wenig mächtigen röthlichen und gelblichen Schiefern und dolomitischen Wacken, dem Äquivalente des Buntsandsteines, dann aus weißem oder hellgrauem Muschelkalkdolomite, der die Spitze des großen Kriván in 1711 *m* einnimmt und bedeutende Mächtigkeit erlangt. Am Nordabhange folgt über der Hauptmasse des Dolomites immer mit nördlichem Verflächen weißer, quarzig-poröser Sandstein mit Spuren von rothem Schiefer als Vertreter des Lunzer Horizontes und darüber ungefähr 10 *m* weißer obertriadischer Dolomit, der von rothem Schiefer und weißen Sandsteinen, dem eigentlichen »bunten Keuper« überlagert wird. Die Kössener Schichten, mit denen der bunte Keuper nach oben abschließt, sind in dieser Region zwar nicht überall deutlich entwickelt, doch kann man sich durch Verfolgung im Streichen von ihrem Vorhandensein überzeugen. Wenig mächtige schwärzliche Schiefer und graue Sandsteine dürften hier die Grestener Schichten des Unterlias vertreten. Diese Schichten werden von hellgrauen Fleckenmergeln mit Hornsteinlinsen überlagert, in denen nicht selten Phylloceren, Lytoceren und Belemniten vorkommen, die die Zugehörigkeit zur Juraformation unzweifelhaft beweisen; ihr Erhaltungszustand ist aber zu schlecht, um nähere specifische Bestimmungen und hiemit die Feststellung des stratigraphischen Umfanges dieser Fleckenmergelzone zu gestatten. Die geringe Mächtigkeit dieser Fleckenmergelzone sowie der Mangel der bezeichnenden rothen Bänke des Oberjura lassen indessen vermuthen, dass wir es hier vorwiegend nur mit liasischen Horizonten zu thun haben dürften. Über dieser concordanten und im allgemeinen lückenlosen, von der Permformation bis in den Lias reichenden Schichtenfolge tritt neuerdings Muschelkalkdolomit, weißer Lunzer Sandstein oder Quarzit, obertriadischer Dolomit und abermals weißer Sandstein und bunter Keuper auf.

Verfolgt man den beschriebenen Durchschnitt an dem ungefähr meridionalen Bergrücken Krawarsko und Baraniarki, so findet man hier über dem bunten Keuper sowohl die Kössener Schichten mit ihren dunkelblauen, bivalvenreichen Kalken und mit Pentacrinitenkalken wie auch die Grestener Schichten mit ihren schwärzlichen Schiefern und Sandsteinen wohl entwickelt und zum Theile in kleine Secundärfältchen gelegt. Über diesen Schichten erscheinen graue schieferige, seltener kieselige Fleckenmergel, die nur in einzelnen Bänken oder Linsen eine rein kalkige Beschaffenheit und weiße Farbe zeigen und hier den Horizont des Lias einnehmen, der sonst aus wohlgeschichteten Fleckenkalken mit zahlreichen Belemniten aufgebaut ist. Die betreffenden Schichten müssen übrigens auch noch höhere liasische und jurassische Horizonte bis an den Oberjura vertreten, der an der Kuppe Baraniarki mit röthlichen und grünlichen Hornsteinkalken einsetzt und in der tiefen Einsattelung Sedlo von neocomen Fleckenmergeln und endlich am Nordrande des Gebirges von dem oberneocomen Chocsdolomit überlagert wird.

Die Aufschlüsse in den übrigen Theilen des Fatrakriván-Gebirges, die Erfahrungen, die das Tatragebirge geliefert hat, lassen keinen Zweifel darüber, dass die Verdoppelung der Schichtfolge auf schiefe und überschobene Falten zurückzuführen ist, wie das in dem Durchschnitte Taf. II, Fig. 3 zum Ausdrucke kommt. Die Granitaxe bildet den Kern der am höchsten aufgewölbten Anticline A_1, der erstbeschriebene Fleckenmergelzug die Syncline S_1, der neuerdings auftauchende Triasdolomit entspricht dem Hangendschenkel der Anticline A_2 und die jüngeren Bildungen am Nordrande, wie schon im vorhergehenden besprochen wurde, der Syncline S_2.

Wir verfolgen zunächst die Modificationen des Faltenbaues im westlichen Abschnitte des Gebirges. Die Mulde S_1 bildet hier nicht eine ununterbrochen fortlaufende Zone, sondern zwei durch Triasdolomit getrennte Partien. Die längere östliche Partie nimmt den Nordabhang beider Kriváns pitzen ein; da der Hauptkamm zwischen diesen Spitzen bogenförmig nach Norden ausladet, so verquert die nach WSW streichende Mulde S_1 an zwei Stellen, westlich der großen und östlich der kleinen Kriván-

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original uploaded to The Biodiversity Heritage Library. http://www.biodiversitylibrary.org/; http://www.biodiversitycentral.org/

spitze, den Hauptkamm und gelangt in dieser Partie zwischen den beiden Krivanspitzen auf den Südabhang des Hauptkammes (vgl. Taf. II, Fig. 2). Im Durchschnitte der größeren Krivánspitze fällt die Überschiebungsfläche nach Norden ein; in der Gegend zwischen beiden Krivánspitzen dagegen nehmen die Fleckenmergel der Syncline S_1, die sich über nördlich einfallenden Keuper und Rhät aufbauen, allmählich ein steil südliches Verflächen an. Da auch die Dolomitbänke der Anticline A_2 in steil südlicher Richtung unter die Fleckenmergel einfallen, so muss auch die Überschiebungsfläche nach Süden geneigt sein (Taf. II, Fig. 1). An dem Wege, der an der Ostseite der kleineren Krivánspitze in den tiefen Sattel des Hauptkammes zwischen den beiden Krivánspitzen führt, sind diese Lagerungsverhältnisse deutlich aufgeschlossen. Die hangende Partie der Fleckenmergel der Zone S_1 besteht in diesem Durchschnitte aus gelblichgrauen Mergelschiefern mit sandigen Lagen, die den oberneocomen Mergelschiefern des Vratnethales zu entsprechen scheinen. Wenn diese Vermuthung bestätigt würde, was natürlich nur durch Versteinerungsfunde geschehen könnte, so müsste hier die Schichtfolge der jurassisch-neocomen Fleckenmergel eine starke Reduction durch tectonische Vorgänge erfahren haben.

Der westliche Theil der Syncline S_1 befindet sich an dem Bergrücken zwischen Kur- und Beler Thal. Auf diesem Rücken, der vom Hauptkamme in nordwestlicher Richtung abzweigt, kann man die in dem Durchschnitte auf Taf. 1, Fig. 3 und in der Textfigur 2 angegebene Schichtfolge erkennen. Die Mächtigkeit der Grestener Schichten und der Fleckenmergel erscheint hier ziemlich groß, vielleicht zum Theile infolge von secundären Faltungen. Die Fleckenmergel schneiden an einer wahrscheinlich steil nördlich einfallenden Überschiebungsfläche ab und sind in der östlichen Partie von Triasdolomit, am Westende dagegen vom Granit der Anticlinale A_2 überschoben. Das Streichen dieser Syncline bildet mit dem generellen Streichen des Triasdolomits einen Winkel, vermuthlich Folge und Anzeichen bedeutender seitlicher Verschiebungen der Schichtgruppen, die hier stattgefunden haben.

Der Triasdolomit erscheint in der Gegend des Suchyberges südwestlich von der beschriebenen Syncline zu einer gewaltigen Masse aufgestaut, die im Sinne des Gebirgsstreichens nach WSW schwenkt und westlich vom Suchyberge, im obersten Theile des Hoskorathales infolge der Aufwölbung des Granites und des Verschmelzens der Granitkerne der Anticline A_1 und A_2 zum Auskeilen gebracht wird. Durch die Triasdolomitmasse des Suchyberges läuft eine schmale Zone von rothem Schiefer, der sich am Hauptkamme von dem Bande der untertriadischen Schiefer zwischen Permquarzit und Triasdolomit abzweigt und daher wohl als secundäre Aufwölbung im Sinne des Durchschnittes auf Taf. I, Fig. 2 aufzufassen ist [1].

Im Bereiche der Anticlinalzone A_2 gelangt westlich der Überbrückung hauptsächlich Triasdolomit zur Aufwölbung, der in der Gegend zwischen den Krivánspitzen auf ein äußerst schmales Band eingeengt, am Ost- und Westende aber beträchtlich verbreitert ist.

In diesen letzteren Partien brechen im Kerne der Anticlinalzone unter dem Triasdolomite Permquarzit und Granit hervor. Naturgemäß richtet sich die Aufmerksamkeit des Beobachters zunächst auf diese Granitaufbrüche, von denen der östliche im oberen Theile des sogenannten Alten Vratnethales zum Vorscheine kommt. Obwohl die Aufschlüsse schlecht und schwer zugänglich sind, kann man doch feststellen, dass der Granit hier nicht etwa als ein schmales Band auftritt, sondern vielmehr eine breite, ziemlich rundlich begrenzte Fläche einnimmt und nach oben von Permquarzit und Triasdolomit in ziemlich flacher Lagerung überdeckt wird. Er bildet sonach eine Art Kuppel, die sich namentlich nach Süden und Westen ziemlich flach, unter die Syncline S_1 einsenkt (vgl. Taf. II, Fig. 4 und Taf. III, Fig. 1) und dadurch die Überbrückung der Anticlinalzone und die Vereinigung der Synclinen S_1 und S_2 ermöglicht. Eine weitere Folge dieses Lagerungsverhältnisses ist der Mangel der Überschiebung der synclinalen Überbrückung, die hier die Form einer regelmäßigen Mulde mit gegensinnig geneigten Schenkeln aufweist. Man kann die ziemlich flache Überlagerung des Granites durch den Triasdolomit, den bunten Keuper, die Kössener Schichten und die Crinoidenkalke der Grestener Schichten an dem Wege, der aus

[1] Der Weg von Várna zum Kriván benützt diese Schieferzone am Nordabhange des felsigen Suchy vrch.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

dem alten Thale zu der kleinen Alpe am Nordabhange des Hleb führt, recht deutlich verfolgen. Permquarzit wurde an diesem Wege anstehend nicht beobachtet, doch muss er hier an benachbarten Stellen zweifellos in großer Mächtigkeit vorhanden sein, da das Thal große Blöcke und Bruchstücke dieser so bezeichnenden Felsart in Menge führt.

Der Granitaufbruch nimmt nun nicht die Mitte der hier so unförmig verbreiterten Triasdolomitmasse ein, sondern ist ihrem Ostrande stark genähert. Die Dolomitumrahmung des Granitaufbruches ist im Norden und Südosten unverhältnismäßig schmal, im Westen unverhältnismäßig breit. Dies deutet wohl auf eine Abdrängung oder einen Abfluss, wenn man so sagen kann, von Triasdolomit nach der Westseite des Granitaufbruches hin; hier wurde derjenige Antheil des Triasdolomites aufgestapelt, der im Norden und Südosten des Granitaufbruches des Alten Thales verdrängt wurde. Weiter westlich, zwischen den beiden Krivánspitzen folgt aber neuerdings eine Region, wo das Band des Triasdolomites eine Reduction aufweist, und zwar eine noch stärkere als beim Granitaufbruche des Alten Thales und überdies eine mit Umkehrung der Einfallsrichtung verbundene Reduction. Auch diese Erscheinung spricht für eine Abdrängung von Triasdolomit, und so scheint es, als hätte man in der unförmig angeschwollenen Triasdolomitmasse zwischen dem Alten Thale und dem Krivánsattel das Ergebnis einer Abdrängung von Triasdolomit zu erblicken, die einerseits vom Granitaufbruche des Alten Thales nach Westen, anderseits vom Krivánsattel nach Osten erfolgte.

Am Nordrande des Granitaufbruches des Alten Thales ist der Triasdolomit viel steiler gelagert als am Ost- und Südrande, und zugleich ist hier die Schichtfolge lückenhaft. Der in den vorhergehenden Zeilen erwähnte oberjurassische Hornsteinkalkzug der Syncline S_2 ist hier unmittelbar an den Triasdolomit angepresst, beziehungsweise aufgeschoben, und wir verzeichnen hier eine der beträchtlichsten Aufschiebungslinien des Fatrakrivan-Gebirges. Erst am Westrande der so unförmig angeschwollenen Triasdolomitmasse kommen in der Gegend zwischen Krawarsko und Sedlo der Reihe nach die Bildungen zwischen Oberjura und Triasdolomit, also Liasfleckenmergel, Grestener Schichten, Kössener Schichten und bunter Keuper neuerdings zum Vorscheine. Mit dem Auftreten dieser Schichtgruppen verschmälert sich zusehends das Triasdolomitband der Anticline A_2. Da, wo es am stärksten reduciert ist, bleibt umsomehr Raum für die jüngeren Ablagerungen, voran den bunten Keuper, die Kössener und Grestener Schichten, die hier in zahlreiche kleine Secundärfalten gelegt sind und eine viel breitere Fläche einnehmen als sonst. Es hat den Anschein, wie wenn die im Norden des Granitaufbruches zwischen Triasdolomit und Jurahornsteinkalk fehlenden Zwischenglieder hieher verschoben und zusammengepresst worden wären. In der Mitte dieser Partie musste sich diese Bewegung jedenfalls am stärksten äußern, hier wurde sogar jenes gegensinnige Verflächen nach Süden bewirkt, dessen wir im vorhergehenden gedacht haben (vgl. Taf. II, Fig. 1). Man kann sich in der tiefen Einsattelung des Hauptkammes zwischen den beiden Krivánspitzen sehr leicht überzeugen, dass hier die stark verschmälerte Triasdolomitzone A_2 steil südlich geneigt ist; der bunte Keuper fällt, obwohl er im einzelnen infolge der secundären Zusammenpressung ein wechselndes Fallen und Streichen aufweist, im ganzen gegen den Triasdolomit ein und noch deutlicher verflächen unter dem bunten Keuper die Kössener Schichten, unter diese die Grestener Schichten. Das letztere Lagerungsverhältnis ist namentlich am Wege aus dem genannten tiefen Sattel in das Mala Branica-Thal sehr gut aufgeschlossen.

Aus dem Gebiete der stärksten Reduction der Triasdolomitzone A_2 zwischen den beiden Krivánspitzen streicht der Dolomit in nordwestlicher Richtung durch das Thal Belska dolina bis nahe an den Nordrand des Gebirges und die Streesnólinie, und begrenzt so den Ausbreitungsraum der liasischen Ablagerungen nach Westen. Über dem Triasdolomite liegen hier in regelmäßiger Anordnung bunter Keuper, Kössener Schichten, Grestener Schichten und Liasfleckenmergel. Der Höhenrücken, der die Belska dolina im Osten begrenzt, läuft dem Streichen des Dolomites fast genau parallel, die Höhe wird theils durch Kössener, theils durch Grestener Schichten eingenommen, und man kann hier den Übergang von der gegensinnigen zur normalen Lagerung ganz gut verfolgen. An einer Stelle dieses Höhenrückens zwischen dem Berge Kikula und dem Punkte 1040 *m* der Specialkarte dringen die bunten Keuperthone,

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology. Original uploaded from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

begleitet von Kössener Schichten, nach Westen tief in das Gebiet der Liasfleckenmergel ein; sie verqueren das Thal Mala Branica und reichen fast bis zur Höhe des Dluhi vrch und bedingen so eine secundäre Aufwölbung im Bereiche der Syncline S_2 (vgl. Taf. I, Fig. 4).

In der Thalsohle der Belska dolina kommt bei dem Punkte 656 *m* der westliche Granitaufbruch der Anticline A_2 zum Vorschein (Taf. I, Fig. 3, Textfig. 1). Aus der Betrachtung der geologischen Karte geht hervor, dass auch dieser Granitaufbruch eine ziemlich flache Aufwölbung bildet. In geringer Höhe über der Thalsohle stehen über dem Granite permischer Sandstein und über diesem Triasdolomit an; nur in südwestlicher Richtung zeigt der Granit keine Überlagerung, sondern verläuft ununterbrochen zur Wasserscheide zwischen dem Kur- und dem Beler Thale. Hier ist der Granitaufbruch A_1 auf die geringe Breite von ungefähr 100 *m* eingeengt, nimmt aber jenseits der Wasserscheide rasch an Breite zu, und überschiebt hier nach Süden den Dolomitzug des Suchyberges (Taf. I, Fig. 2). Jenseits des Kurthales setzt er den Berg Kopa zusammen und geht hier um das Westende des am Abhange des Suchyberges im Hoskorathale auskeilenden Triasdolomites herum in der Centralaxe A_1 auf.

Hiemit sind wir in jene Region am Westende des Fatrakriván-Gebirges gelangt, wo A_2 mit der Centralaxe verschmilzt, was wohl nur die Folge einer stärkeren Emporwölbung des Granites sein kann. Wenn nun gerade dieses Gebiet der stärksten Granitaufwölbung die geringsten Höhen aufweist, so ist das wohl hauptsächlich dem Umstande zuzuschreiben, dass gerade hier der Einschnitt des Waagthales gelegen ist, der eine tiefe Denudationsbasis geschaffen hat.

Bestände der Nordabfall der vereinigten Granitaufwölbung aus der regelmäßigen und vollständigen Schichtfolge vom Permquarzit aufwärts, müsste das Gebirge hier weit nach Norden vorspringen. Dass dies in Wirklichkeit nicht zutrifft, ist der schon besprochenen Aufschiebung der randlichen Neocomzone auf Permquarzit und selbst auf den Granit längs der Strecsnólinie zuzuschreiben. Durch die Unterdrückung der Zwischenglieder der Schichtfolge zwischen Permquarzit und Neocom wurde ein Ausgleich bewirkt, und so verläuft der Nordrand des Gebirges auch hier parallel zum Gesammtstreichen, obwohl hier die Breite der Granitaufwölbung der Centralaxe noch einmal so groß ist, wie im Mitteltheile des Gebirges.

Indem wir nun zum östlichen Abschnitte des Gebirges übergehen, müssen wir an die schon wiederholt erwähnte »Überbrückung« anknüpfen. Eine fast meridionale, schmale Zone jurassischer und wohl auch neocomer Fleckenmergel verbindet östlich vom flachen Granitaufbruche des Alten Thales und über diesen hinweg die Muldenmitte S_2 mit S_1. Unter den jüngeren Bildungen kommen nach Westen, Süden und Osten regelmäßig die liasischen, rhätischen und Keuperschichten zum Vorscheine. Nur der Triasdolomit zeigt nicht dieselbe Regelmäßigkeit; im Westen, Südwesten und Osten der Überbrückung bildet er zwar in regelmäßiger Weise die Unterlage des Keupers und der jüngeren Schichtgruppen, im Süden und Südosten dagegen verschwindet er auf eine längere Strecke vollständig, so dass hier ein Querschnitt, etwa über den Uplaz nach Norden zum Hleb gelegt, über dem Granite der Hauptaxe A_1 den Permquarzit, über diesem mit Unterdrückung des Triasdolomites unmittelbar der bunten Keuper, dann eine circa 5 *m* mächtige, im Sattel zwischen Hleb und Uplaz vortrefflich aufgeschlossene Folge von rhätischen Kalken mit Pentacrinus, dann die Grestener Schichten und endlich die mächtige Folge der liasischen und jurassischen Fleckenmergel aufzeigt (vgl. Taf. III, Fig. 1). Es erfolgte also hier eine Aufschiebung über den Triasdolomit hinweg auf den Permquarzit; der Triasdolomit verschwindet am östlichen Abhange des Hromowe [1] von der Oberfläche, um 1·8 *km* nordöstlich davon im Thalschlusse des Suttóthales mit gesteigerter Mächtigkeit wieder zum Vorscheine zu kommen.

Der Aufstau des Triasdolomites im Suttóthale, im Osten der Überbrückung, lenkt die jüngeren Bildungen nach Nordosten ab. Ungefähr 1000 *m* östlich von der Westgrenze dieses Triasdolomites des Suttókessels senken sich am Zebrakrücken neuerdings jüngere Bildungen in den Triasdolomit ein, so dass in dem Raume zwischen der Granitaxe und den jurassisch-neocomen Ablagerungen der Syncline S_2 östlich der Überbrückung dieselben Elemente des geologischen Baues, und zwar die beiden Anticlinen

[1] In der Specialkarte irrthümlich als Hleb bezeichnet.

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology, Cambridge, MA. Original download from The Biodiversity Heritage Library: http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biodiversitylibrary.org

A_1 und A_2 mit der zwischengelagerten Syncline S_1 nachweisbar sind, wie im westlichen Abschnitte. Während aber am Ende des westlichen Abschnittes eine stärkere Aufwölbung des Granites die Verschmelzung der Anticlinen A_1 und A_2 bewirkt, beherrscht den geologischen Bau des östlichen Abschnittes, zwar nicht verstärkte, wohl aber vermehrte Aufwölbung, die sich in secundären Faltungen des Triasdolomites unter gleichzeitigem Zurückweichen der granitischen Axe äußert.

Dieses Zurückweichen der granitischen Axe des Fatrakriván-Gebirges nahe dem Ostende erfolgt an der Ostflanke des Bistritzkythales so unvermittelt, dass die granitische Axe, ähnlich wie die Hauptaxe der Tatra an ihrem Westende, an einer fast meridionalen Linie verschwinden würde, wenn nicht die mittlere Partie des Granites mit einem äußerst schmalen, wellig gekrümmten Zipfel bis nahe an den Ostrand des Gebirges, beziehungsweise bis unmittelbar an die östliche Randverschiebung vordränge. Das Arvathal unterhalb Parnica schließt diesen zipfelförmigen Ausläufer der Granitaxe auf, zerreißt aber auch mit seinen Anschwemmungen oberflächlich den Zusammenhang dieses Granitfadens, der unter dem Thalboden wohl unzweifelhaft besteht. In der Region des Zurücktretens der Granitaxe überwältigt der Triasdolomit den Permquarzit auf weite Strecken; nur an zwei Stellen, und zwar in der Gegend Suhajova und Brezini, behauptet der Permquarzit hier sein ursprüngliches Lager, an der Nordostecke der Granitaxe im Bistritzkythale und an allen anderen Punkten östlich davon gelangt man aus dem Granite mit Überspringung des Permquarzits unmittelbar in den Triasdolomit.

Das unvermittelte Zurückweichen der Granitaxe A_1 im östlichen Abschnitte eröffnet für die Faltungen des Triasdolomites einen weiten, nach dem Ostende zunehmenden Spielraum; es kommt infolge dessen zu secundären Einmuldungen und Aufwölbungen. Eine secundäre Einmuldung im Bereiche der Anticline A_1, in vieler Beziehung der secundären Syncline der Holica in der Tatra[1] vergleichbar, erscheint in der Gegend Lazy bei Parnica unmittelbar am Ostrande des Gebirges (vgl. Taf. III, Fig. 4).

Die Lagerungsverhältnisse sind hier infolge mangelhafter Aufschlüsse leider nicht ganz klar, aber es steht fest, dass auf dem Dolomite und von diesem durch eine schmale Zone von buntem Keuper und rhätischen Kalken getrennt, Grestener Kalke und bis in das Neocom reichende Fleckenmergel aufruhen. Trotz der anscheinend flachen Lagerung dürften beträchtliche Horizonte fehlen, da die Gesammtmächtigkeit der die secundäre Syncline bildenden Schichten unverhältnismäßig gering ist. Speciell am südöstlichen Rande dieser jüngeren Auflagerung stoßen unmittelbar an bunten Keuper Neocommergel mit *Aptychus Didayi* an, während weiter westlich Kössener und Grestener Schichten und wahrscheinlich auch Liasfleckenmergel gut entwickelt sind. Ziemlich unklar ist auch der Abschluss dieser secundären Mulde an ihrem nördlichen Rande; es scheint hier nicht mehr Muschelkalkdolomit hervorzukommen, wohl aber bunter Keuper, der bis an das östliche Gehänge des Zazriwathales fortstreicht und hier die Unterlage der jüngeren Ablagerungen der Syncline S_1 bildet.

Die erste Andeutung der Syncline S_1 zeigt östlich der Überbrückung das Profil des Žebrakrückens (vgl. Taf. III, Fig. 2). Über dem Permquarzite und dem darauffolgenden Triasdolomite ist hier eine schmale Keuperzone gelagert, die etwas weiter östlich von einem wenig mächtigen, nur zur Noth erkennbaren Bande von Kössener Schichten und Fleckenmergeln begleitet ist. Nach Osten hin nimmt aber die Mächtigkeit dieser Zone wesentlich zu, denn sie beträgt in dem 1·8 *km* entfernten Bistritzkythale ungefähr 450 *m*. Das am östlichen Gehänge dieses Thales sich vollziehende Zurückweichen der granitischen Centralaxe und des darüber liegenden Permquarzites und Triasdolomites nach Süden gewährt weiter nach Osten hin noch mehr Raum zur Ausbreitung der Syncline S_1, die in breitem Zuge und ununterbrochen über die Magura und Magurka in das Zazriwathal streicht und am Djel den Ostrand des Gebirges erreicht. Im östlichen Abschnitte der Syncline S_1 sind nicht nur liasische Fleckenmergel und Kalke, sondern auch oberjurassische Hornsteinkalke und Knollenkalke eingeschlossen, die namentlich am Djel, nördlich von Parnica nachweisbar sind.

[1] l. c. pag. 59.

Entlang der Strecke zwischen dem Žebrakrücken und dem Djel ist die Syncline S_1 an ihrem Nordrande durch den Triasdolomit der Anticline A_2 überschoben (Taf. III, Fig. 3 und 4), nur am Djel stellt sich zwischen den oberjurassischen Hornsteinkalken der Syncline S_1 und dem Triasdolomite von A_2 ein Band von Kössener Schichten und Keuper ein, das als Rest des weiter westlich gänzlich unterdrückten Mittelschenkels aufzufassen sein dürfte.

Die Erhaltung eines Theiles des Mittelschenkels zwischen S_1 und A_2 am Ostende des Gebirges deutet auf eine Verminderung der Zusammenschiebung in dieser Gegend hin, die offenbar mit der schon erwähnten Aufwölbung von secundären Anticlinalen am Ostende des Gebirges in Verbindung steht. Eine solche secundäre Anticlinale erhebt sich östlich vom Zazriwathale am Berge Sokolisko und reicht durch das Istebnethal bis an den Ostrand des Gebirges. Weiter östlich entsteht an der Westseite des Istebnethales eine zweite derartige Aufwölbung von Triasdolomit, die nach dem Ostrande des Gebirges hin auffallend rasch an Breite zunimmt. Zwischen diesen Anticlinen sind schmale Zonen von buntem Keuper eingemuldet. Zur näheren Erläuterung dieser merkwürdigen Verhältnisse, die wegen Zeitmangel leider nur in den Hauptumrissen festgestellt werden konnten, verweisen wir auf den Durchschnitt (Taf. III, Fig. 4) und die beigegebene geologische Karte. Auf dem Triasdolomite der Anticline A_2 und der beiden secundären Anticlinen liegt ein durchlaufendes, nordöstlich streichendes Band von buntem Keuper und Rhät, über dem Grestener Schichten und liasische und jurassische Fleckenmergel in regelmäßiger Folge auflagern. Letztere bilden, wie schon erwähnt, die Unterlage der Neocomfleckenmergel und der Chocsdolomite, die als Muldenmitte S_2 in ziemlich flacher Lagerung, aber unter secundären Wellungen den Nordrand des Gebirges einnehmen (s. Textfigur 3 und Taf. III, Fig. 3). Dass an der äußersten Nordostecke des Fatrakriván-Gebirges infolge der secundären Aufwölbungen im Bereiche der Anticline A_2 die jüngeren Ablagerungen aus dem Körper des Gebirges herausgedrängt werden, und daher der Reihe nach die älteren Ablagerungen bis zum Lias am Nordrande ausstreichen, ist schon im Vorhergehenden erwähnt.

Die Randgebiete des Fatrakriván-Gebirges.

Der Nordrand des Fatrakriván-Gebirges ist orographisch scharf markiert; aus flacher alttertiärer Niederung erheben sich die größtentheils untercretacischen Randgesteine der älteren Falten ziemlich unvermittelt zu beträchtlicher Höhe. Nummulitenconglomerat liegt an der Grenze, es fällt als schmales Band vom Gebirge nach Norden ab und unterteuft die jüngeren alttertiären Schiefer und Sandsteine. Es besteht größtentheils aus gerundeten Bruchstücken von Chocsdolomit und Neocomkalk und entspricht gänzlich dem Sulower Conglomerate Stur's. Da, wo der Chocsdolomit am Nordrande die mächtigste Ausbildung erlangt, in der Gegend von Tierhowa, ist auch dieses Conglomerat am mächtigsten abgelagert; in einzelnen Partien ist die Mächtigkeit stark reduciert und es scheinen Sandsteine von derselben Beschaffenheit wie die jüngeren Sandsteine des Alttertiär das Conglomerat vertreten zu können. Dass dieses Sulower Conglomerat trotz der im allgemeinen gleichsinnigen Lagerung auf den älteren Bildungen discordant aufruht, kann hier aus dem Grunde weniger drastisch erwiesen werden als z. B. im Tatragebirge, weil hier der Nordsaum größtentheils aus Chocsdolomit und Neocomkalk besteht, und daher das Conglomerat mit dem geologischen Alter nach weniger differirenden Schichtgruppen in Berührung tritt als in der Tatra, wo das Nummulitenconglomerat auf sehr verschiedenalterige Bildungen, selbst auf den Granit der Centralaxe übergreift. Auch für die Frage, ob die untercretacischen Randgesteine unter das Eocän flach und bruchlos hinabtauchen oder aber von Randbrüchen abgeschnitten sind, bietet das untersuchte Gebiet wenig unmittelbare Anhaltspunkte. Die alttertiären Sandsteine und Schiefer am Fuße des Gebirges reichen im Norden in gleichmäßiger Lagerung bis an die Klippenzone. Während der Abstand zwischen der Klippenzone und der compacten Zone gefalteter mesozoischen Gesteine im Tatragebiete ungefähr 15 *km* beträgt und die alttertiären Schiefer und Sandsteine zwischen Tatra und Klippenzone in Form einer überaus flachen Mulde ausgebreitet sind, ist dieser Abstand im Fatrakriván-Gebirge auf 1—2 *km* reduciert. Bei

Digitized by Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge MA). Original uploaded from the Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

diesem Umstande ist die Entwicklung muldenförmiger Lagerung des Alttertiärs zwischen der Klippenzone und dem Fatrakriván-Gebirge nicht möglich, sondern die alttertiären Schiefer und Sandsteine fallen ungefähr mit derselben Neigung, mit der sie vom Fatrakriván-Gebirge abfallen, oder mit etwas stärkerer Neigung gegen die Klippenzone ein, ein Lagerungsverhältnis, das schon von D. Stur erkannt und dargestellt wurde [1].

Am Ostrande des Gebirges brechen die im Vorhergehenden besprochenen Falten des Nordabhanges an einer Linie, die ungefähr nordsüdlich mit einer kleinen Ablenkung nach Westen verläuft, scharf und unvermittelt ab. Hier ist also ein Bruch zu verzeichnen, und an diesen Bruch schmiegen sich im Norden die Bildungen der Klippenzone, weiter südlich alttertiäre Schiefer und Sandsteine an. Es ist das ein ungewöhnlicher Befund, denn am Ausgehenden von Faltengebirgen erwartet man ein Verfließen und ein Sichschließen der Falten; hier findet aber das Gegentheil statt, die Falten erweitern und öffnen sich am Ostrande unseres Gebirges und sind gerade in ihrer breitesten Entwicklung abgeschnitten. Daraus muss man wohl schließen, dass der Abschluss der Faltungen durch den Bruch verhindert und dass ihre Fortsetzung zur Tiefe gedrückt und vielleicht auch seitlich verschoben wurde. Dass diese Annahme thatsächlich zutrifft, scheint die Verfolgung der Bruchlinie nach Süden zu beweisen.

Man trifft hier die ersten Spuren der verschobenen Zone an dem schmalen Gebirgssporne an der Mündung des Zazriwabaches in die Arva bei Parnica an. Neocome und wahrscheinlich auch oberjurassische Fleckenmergel stoßen hier, östlich einfallend, unmittelbar an Triasdolomit und den äußersten Ausläufer der granitischen Centralaxe an. Diese Neocomablagerung ist nur durch den Arvafluss von dem malerischen Dolomitgebirge des Šip (1169 *m*) bei Kralován getrennt, das sich mit breiter Masse nach Westen einschiebt und den Raum südlich des zipfelförmigen Ausläufers der Centralaxe einnimmt. Dieser Ausläufer bildet mit dem Ostrande des südlichen Theiles der granitischen Axe einen Winkel, und diesen Winkel füllt das Šipgebirge aus. Der Contact mit dem Granite des Ausläufers der Centralaxe ist hier leider durch die Alluvionen des Arvathales verdeckt, es kann aber wohl keinem Zweifel unterliegen, dass hier zwischen Granit und Neocom keinerlei Zwischenbildung besteht. Erst weiter südlich kommen an der Westseite des Šip wieder liasische und triadische Ablagerungen zwischen Granit und Neocom zum Vorscheine. D. Stur hat diesem bemerkenswerten Gebirgstheile schon im Jahre 1859 einen besonderen Abschnitt seiner grundlegenden Arbeit über das Waag- und Neutragebiet [2] gewidmet und die geologischen Verhältnisse im allgemeinen richtig erfasst.

Die Begehung dieser interessanten Partie ist sehr bequem; man findet deutliche Aufschlüsse sowohl dem Streichen nach an der Bahnlinie zwischen Stankován und Kralován, wie auch quer zum Streichen am Anstiege von Kralovan zum Šip, und diese Aufschlüsse zeigen mit voller Klarheit, dass hier zwischen Granit und Triasdolomit kein Permquarzit vorhanden ist, sondern Triasdolomit unmittelbar an das alte Gebirge angrenzt. Selbst der Triasdolomit erscheint auf ein ungemein schmales Band reduciert. Da, wo es westlich von Stankovan aus dem Waagalluvium auftaucht, herrscht übrigens die kalkige Entwicklung, ähnlich dem echten alpinen Muschelkalke, im Streichen wird aber der Kalk bald durch Dolomit verdrängt, der hier meist eine durch und durch brecciöse, lockere, selbst pulverige Beschaffenheit zeigt. Über dem Triasdolomite folgen in regelmäßiger Weise die rothen Thone und weißen Sandsteine des bunten Keupers, die Kössener Schichten und Fleckenkalke, die in einiger Höhe über dem rhätischen Niveau die Form der belemnitenreichen Fleckenmergel annehmen. Über diesen baut sich ohne deutliche und leicht erkennbare Gliederung eine mächtige Folge von Fleckenmergeln auf, deren tiefere Partie rothe Kalke als Vertreter des

---

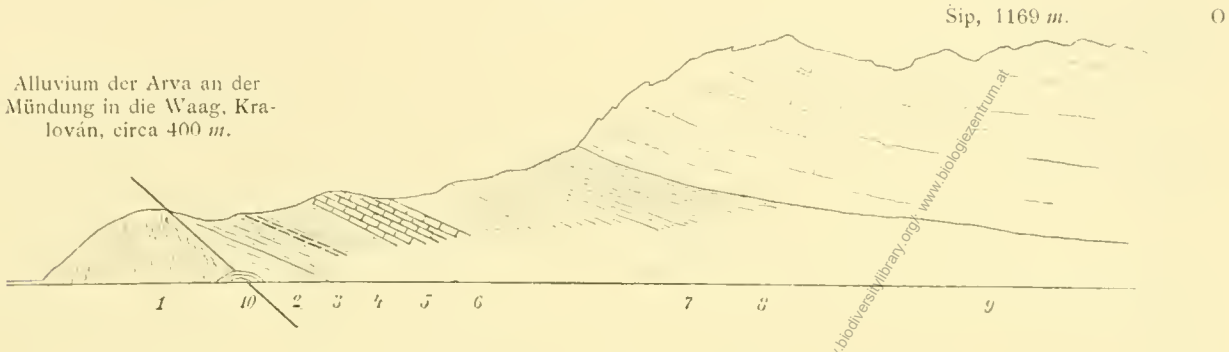
[1] Jahrb. XI, S. 98.

[2] l. c. p. 103. Einige Jahre später hat R. Meier dieses Gebiet näher untersucht, einige Einzelheiten hinzugefügt, aber in der Hauptsache eine schlechtere Darstellung geliefert als Stur, da er zwischen Granit und Triasdolomit ein Band von Permquarzit einschaltete, das in Wirklichkeit nicht existiert. Der Contactlinie zwischen Dolomit und Granit war hiedurch der Charakter einer Dislocationslinie benommen. Jahrb. geol. Reichsanst. XVIII, S. 428.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Oberjura erkennen lässt, während die zu gelblichem Lehm verwitternden Schiefer unter dem Chocsdolomit jedenfalls dem Oberneocom mit *Desmoc. liptaviense* angehören und die Unterlage für die flach liegende Chocsdolomitdecke des eigentlichen Šipberges abgeben (vgl. Textfig. 6).

Fig. 6.



Durchschnitt von Kralován zum Šip.

1. Granit, geklüftet, an der Dislocationslinie mit undeutlicher Parallelstructur.
2. Triasdolomit, zerbröckelt.
3. Bunter Keuper.
4. Kössener Schichten.
5. Schiefer und sandige Gesteine, schlecht aufgeschlossen, wahrscheinlich Grestener Schichten.
6. Feste kalkige Fleckenmergel mit Belemniten. Lias.
7. Helle Fleckenmergel, Jura und Neocom, in der unteren Partie mit rothen Knollenkalken.
8. Mergelschiefer und plattige Sandsteine des Oberneocom (mit *D. liptaviense*).
9. Chocsdolomit. 10. Kalktuff der Stankowaner Quellengruppe.

Diese Gesteinszonen verlaufen nicht parallel zur Grenze der Granitaxe, sondern werden im spitzen Winkel von der Granitgrenze geschnitten. Im Sattel zwischen dem Šip und der kleinen Granitkuppe (611 *m*) bei Kralovan, die durch die Arva von der Hauptgranitmasse getrennt wird, erfolgt die Ausspitzung des Triasdolomitbandes am Granite, von hier aus kann man leicht verfolgen, wie der Reihe nach der bunte Keuper, die Kössener Schichten und die Liasfleckenkalke an den Granit herantreten und hier verschwinden. Von da ab bis Parnica, bis an die östlichste Granitspitze, kommen nur jüngere, wahrscheinlich nur neocome Fleckenmergel mit dem Süd- und Ostrande des Granites in Berührung, wobei freilich, wie schon erwähnt, der eigentliche Contact größtentheils nicht unmittelbar erkannt werden kann, da die Anschwemmungen der hier durchbrechenden Arva die Beobachtung behindern.

Die Lagerung der mesozoischen Gesteine an der Ost- und Südostgrenze der Granitaxe bietet demnach die Erscheinungen der Schleppung: die Linie, an der die mesozoischen Bildungen an den Granit anstoßen, ist keine ursprüngliche Anlagerungs-, sondern Dislocationslinie und die Lagerungsverhältnisse an dieser Dislocationslinie, die man kurz als Šiplinie bezeichnen könnte, scheinen dafür zu sprechen, dass sich hier nicht eine einfache Senkung, sondern mit der Senkung zugleich eine Bewegung um das Ostende der Granitaxe herum nach Westen und Süden vollzogen hat. Die brecciöse Beschaffenheit des Triasdolomits an dieser Dislocation ist wohl auf den mächtigen Einfluss dieser Bewegung zurückzuführen, wie auch die Mineralquellen von Stankován dieser Linie zugeschrieben werden könnten.

Die Triasablagerungen dieser Randzone verschwinden bei Stankován unter dem Waagalluvium. Die Liasfleckenkalke und die rothen Jurakalke erstrecken sich etwas weiter südlich, doch dürften auch sie unweit Stankován unter die Denundationsfläche sinken. Nur die untercretacischen Fleckenmergel und der Chocsdolomit des Šip ziehen in gleichbleibender Breite ungestört nach Südosten und verschmelzen hier im Waagthale zwischen Stankován, Fenyöháza und Rozsahegy mit der cretacischen Randzone des Lubochniagebirges, dessen flachgewölbter granitischer Kern unweit südwestlich davon im Lubochniathale zum Vorscheine kommt. In dieser Region der Verschmelzung verlieren sich die Spuren der Šiplinie [1]. An den Šip schließt sich zunächst der Dolomitrücken des Havran an, an diesen die Chocs-

[1] Künftige Untersuchungen könnten möglicherweise eine Fortsetzung der Šiplinie in südsüdöstlicher Richtung ergeben.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

dolomitberge Ostre, Krdoš [1], Kečka, Radičina, Čebrad. Zusammengenommen, bilden diese Berge ein nach Südosten sich hinziehendes Gebirgsband, das zwar von der Waag durchschnitten ist, aber doch orographisch mit dem Abfalle des Lubochniagebirges zusammenhängt. Erst vor Rosenberg weicht der Außenrand des Lubochniagebirges nach Südosten ab, und zugleich löst sich die nach Ostnordosten streichende Zone des Chocsgebirges von der gemeinsamen Gebirgsmasse ab, um in ihrer weiteren Fortsetzung als Prosecsnogebirge in die Tatra überzugehen.

Dieses mit dem Außenrande des Lubochniagebirges verschmolzene Verbindungsstück zwischen Šip und Chocs besteht fast ausschließlich aus Neocomfleckenmergel und Chocsdolomit. Nur zwischen Sósó und Hrboltó treten im Einschnitte des Waagthales und des Komjatnabaches ältere Bildungen, oberjurassische und liasische Kalke, und an einer Stelle am Ausgange des Bistrothales auch Kössener Schichten auf. D. Stur [2] entdeckte dieses Vorkommen von Kössener Schichten schon im Jahre 1859 und zeichnete ein Profil von Krdoš (Hrdosin) über dieses Vorkommen zur Kuppe Hirowa südwestlich von Rosenberg (bei Stur: Sidor). Die am südlichen Ufergehänge der Waag steinbruchmäßig aufgeschlossenen Rhätschichten neigen sich flach nach Nordosten unter die am nördlichen Ufer der Waag längs der Bahnlinie vorzüglich entblößten Belemnitenkalke des Lias. Vielleicht befindet sich zwischen diesen Bildungen eine schmale, von der Waag verdeckte, unaufgeschlossene Zone von Grestener Schichten. Die Liaskalke fallen ebenfalls flach nördlich ein und erstrecken sich nördlich in das Thal von Komjatna und westlich nach Sósó. Höher oben folgen über den Liaskalken, wie schon D. Stur festgestellt hat, die rothen Hornsteinkalke des Jura.

Die Lagerungsverhältnisse der Schichten, die an der Nordseite des Aufbruches die Kössener Schichten überlagern, scheinen daher im allgemeinen ziemlich regelmäßig zu sein. Im Süden und Westen des Aufbruches ist das dagegen nicht der Fall. Zwar folgen auch hier oberjurassische Kalke und noch weiter südlich neocome Fleckenmergel, aber es fehlt das mächtige Band des Liaskalkes und es ist auch keine Spur eines nach Süden und Westen geneigten Gegenflügels von Kössener Schichten zu erkennen, das bei regelmäßig sattelförmiger Lagerung existieren müsste. Wir müssen daher annehmen, dass die Kössener Schichten nach Westen und Süden durch einen untergeordneten Bruch begrenzt sind und mit einer Dislocationsfläche an den Oberjura [3] anstoßen, der seinerseits nach D. Stur von Neocomfleckenmergel überlagert ist.

Leider konnte ich für die Untersuchung dieser Partie des Gebirges nicht so viel Zeit verwenden, wie es die Schwierigkeit der Lagerungsverhältnisse erfordert hätte, und so bin ich nicht imstande, diese Verhältnisse genügend aufzuklären. So viel aber scheint sicher zu sein, dass man es hier mit einem Aufbruche zu thun hat, der an Stelle seiner größten Intensität die Kössener Schichten nur auf die kurze Strecke von ungefähr 400 *m* zum Vorscheine bringt, dessen eigentliche Längsaxe aber in nordnordöstlicher Richtung durch das Komjatnathal zieht. Wir müssen sonach mit der Thatsache rechnen, dass in dem Gebirgsstücke zwischen Šip und Chocs eine nach Nordnordosten gerichtete Leitlinie quer zum scheinbaren Gesammtstreichen dieses Verbindungsstückes besteht.

Wäre dies nicht der Fall, so läge die Vermuthung nahe, das Auftreten der Kössener Schichten zwischen Sósó und Hrboltó dem Auftauchen der triadischen Schichten an der Šiplinie bei Stankován an die Seite zu stellen. Man gewänne hierin einen gewissen Anhalt zur Sonderung einer randlichen Gebirgszone, die als Fortsetzung des Šipgebirges mit einem der Schleppung an der Šiplinie entsprechenden Gesammtstreichen und geschart mit dem Abfalle des Lubochniagebirges nach Südosten zöge und sich bei Rosenberg vom Lubochniagebirge in nordöstlicher Richtung wieder ablöste. In diesem Falle hätte man den leider nicht deutlich festgestellten kleinen Bruch am Südrande der Kössener Schichten von Sósó-

---

[1] Die auf der Specialkarte im Maßstabe von 1:75.000 als Krdos bezeichnete Kuppe dürfte mit Stur's Hrdosin identisch sein.

[2] Jahrb. geol. Reichsanst. XI, S. 110, XVIII, S. 404.

[3] Dieses Band von Oberjura ist im Waagthale östlich vom Ausgange des Bistrybaches und bei Gombas gegenüber dem Ausgange des Komjatnathales sehr gut aufgeschlossen. Das Gestein ist leider äußerst arm an Versteinerungen.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Hrboltó gleichsam als Fortsetzung der Šiplinie anzusehen und die Waag würde ungefähr die Grenze zwischen dem eigentlichen Lubochniagebirge und dem Verbindungsstücke zwischen Šip und Chocs bilden.

Mit einer derartigen Annahme steht aber die nach Nordnordosten gerichtete Structur und Aufbruchlinie des Komjatnathales in Widerspruch, desgleichen auch die Streichungsrichtung der Chocsdolomitzüge. Als Ganzes betrachtet, bildet das Verbindungsstück zwischen Šip und Chocs allerdings ein nach Südosten streichendes Band, die einzelnen Dolomitzüge hingegen zeigen deutlich einen von Südsüdwesten oder Süden nach Nordosten gerichteten Verlauf. Am deutlichsten tritt dieses Streichen am Bergzuge Havran bei Fenyöháza zum Vorscheine, aber auch die Radicina und Klsla hora lassen als Fortsetzung des langgezogenen schmalen Kammes der Tlsta hora dasselbe Streichen erkennen, wie auch der Čebrad als in derselben Richtung gelegene Fortsetzung der Hirowa aufgefasst werden könnte.

Die Frage nach der wahren Structur dieses Gebirgsstückes zwischen Šip und Chocs ist für den Anschluss des Chocs- und Prosecsnogebirges und damit auch der Tatra an die westlicher gelegenen Centralkerne von größter Wichtigkeit. Ist die Structur dieses Gebirgsstückes wirklich durch von Süden nach Nordosten streichende Leitlinien beherrscht, wie es den Anschein hat, so ergäben sich merkwürdige Beziehungen des Chocsgebirges und der Tatra zum Lubochniagebirge. Diese festzustellen, wird die Aufgabe besonderer Untersuchungen sein, hier konnte diese Frage nur gestreift werden.

An den Außenrand des Šip- und Krdošgebirges grenzen alttertiäre Gesteine an, und zwar zwischen Parnica und Komjatna Sandsteine und Schieferthone, bei Komjatna und weiter nordöstlich Sulower Conglomerate. Beim Dorfe Komjatna, wo das ältere Gebirge infolge des Auftretens der nordöstlichen Streichungsrichtung des Chocsgebirges einen Winkel bildet, gewinnen die Sulower Conglomerate eine besonders große Mächtigkeit, wie wenn die Dolomitgerölle in diesen Winkel zusammengetragen worden wären. Jede größere Dolomitmasse trägt hier einen Mantel oder eine Anlagerung von Sulower Conglomerat, das durch die Art und Weise seines Auftretens auf ein voreocänes Gebirge hinweist, das in seinen Grundzügen der heutigen Gestaltung entsprach. Nebst dem Sulower Conglomerate dringen aber auch Schieferthone und dünnschichtige mürbe Sandsteine zwischen die Dolomitzüge ein und besonders die schmale Niederung zwischen Radičina und Čebrad scheint derartige alttertiäre Bildungen zu enthalten. Vielleicht bilden diese Schieferthone zum Theile nur eine Facies der Sulower Conglomerate, wahrscheinlicher aber stellen sie Ablagerungen aus der Phase der positiven Strandverschiebung des Alttertiärmeeres vor, für die es auch in anderen Gegenden der Karpathen an Anzeichen nicht fehlt [1].

An den Granit der Hauptaxe des Fatrakriván-Gebirges stoßen am Südrande theils alttertiäre Sandsteine und Schiefer, theils cretacische Dolomite und Fleckenmergel unmittelbar an. Der Contact selbst ist freilich nur an wenig Punkten deutlich zu sehen, weil er zumeist von den gewaltigen Schuttkegeln und Geschiebemassen verdeckt wird, die aus den Thälern der Südseite hervortreten und das Gelände weithin bedecken. Da sich aber die Granitmasse mit ungemein steilem Ansteigen unvermittelt erhebt, so lässt sich ihr Südrand nichtsdestoweniger ziemlich scharf festlegen.

Im Waagdurchbruche bei Alsó-Rutka neigen sich Dolomitbänke unter einem Winkel von 8—10° gegen den Granit; in der Gegend Dolinky und Dolni haj nördlich von Szucsán grenzen neocome Fleckenmergel sandige Neocomkalke, sowie auch rothe, wahrscheinlich oberjurassische Hornsteinkalke an den Granit an. Obgleich die Lagerungsverhältnisse hier nicht sehr klar sind, gewinnt man doch den Eindruck, dass die Schichten nicht steil gestellt sein können [2]. Diese Stellen sind jedoch ihres geringen Umfanges wegen weit weniger lehrreich als das Gebiet der Kleinen Fatra in Kralován am Ostende des Fatrakriván-Gebirges, wo Chocsdolomit und Neocomfleckenmergel in breiter Bergmasse an den Südrand des Fatrakriván-Gebirges angrenzen. Hier kann kein Zweifel darüber bestehen, dass keinerlei ältere Bildungen,

[1] Geologie des Tatragebirges, Denkschr. d. k. Akad., 68. Bd., S. 105.

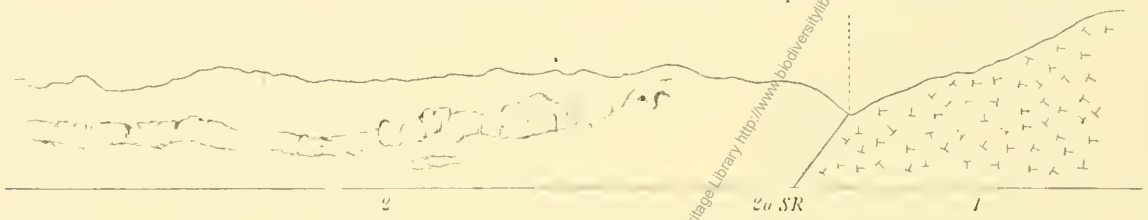
[2] Auch an der Klasna Skala am Ausgange des Studenecthales könnte zufolge der orographischen Configuration eine kleine Partie von Chocsdolomit an den Granit anstoßen; es war mir leider nicht möglich, diesen Punkt zu besichtigen.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

selbst nicht in minimaler Mächtigkeit zwischen den Granit und das Neocom eingeschaltet sind, denn man sieht hier den unmittelbaren Contact dieser Felsarten. In großen Schlingen durchbricht die Waag im Hradiska- oder Fatra-Passe dieses Kalkgebirge und macht es der Beobachtung ausgezeichnet zugänglich. Die älteste aufgeschlossene Felsart besteht hier aus Neocomfleckenmergel, der bei Rojkov und Kralovan gleichsam als Sockel der aufgesetzten Chocsdolomitkuppen und Decken zum Vorscheine kommt. Die Gehänge der Mala Fatra und der Gebirgsabhang westlich vom Bahnhofe Kralovan lassen deutlich erkennen, dass die Lagerung der Unterkreide eine verhältnismäßig flache ist und dass unter schwachen Undulationen bald ein ganz leichter Abfall der Kreidekalke vom Granite, bald eine leichte Neigung der Kalke gegen den Granit vorliegt. An der Mala Fatra (vgl. Textfig. 7) fallen undeutlich geschichtete Kalke und Dolomite sehr

Fig. 7.

Alte Straße über den kleinen Fatrapass von Kralován über Ratko nach Turán.



Waagdurchbruch der kleinen Fatra (Hradiskapass), westlich von Kralován. Anlagerung des Chocsdolomites an den Südrand der Granitaxe des Fatrakriván-Gebirges.

SR südlicher Randbruch. 1. Granit. 2 *a*. Bröckeliger und pulverisierter Chocsdolomit an der Bruchlinie. 2. Dolomitischer Kalk, in einer mächtigen Bank die Lagerung anzeigend. Die übrigen Partien undeutlich aufgeschlossen.

flach vom Granit ab, wobei der Dolomit am Contacte durch und durch brüchig, ja fast gänzlich pulverisiert ist; in Kralován, westlich vom Bahnhofe, scheint dagegen eher eine widersinnige Neigung des Neocomfleckenmergels gegen den Granit vorhanden zu sein. Dass aber keinesfalls ein Einschießen der Kreidekalke unter den Granit stattfindet, bekunden alle Entblößungen am Granitgehänge und besonders die aus dem Granite hervortretenden Seitenthäler, die an ihrem Grunde bis zum Außenrande lediglich Granit aufschließen.

Aus diesen Beobachtungen geht mit Sicherheit hervor, dass die Contactfläche zwischen dem Granite der Hauptaxe und dem südlich anlagernden Chocsdolomite und Neocomfleckenmergel einer Dislocation entspricht. Die Dislocationsfläche hat eine steile Lage, und an einzelnen Stellen dürfte der Granit die cretacischen Sedimente selbst ein wenig überschieben.

Es liegt in der Gesetzmäßigkeit des Falten- und Schuppenbaues der karpathischen Kerngebirge, dass die am stärksten gehobene Zone oder der Kern einer jeden Anticline am Südrande an die geologisch jüngste Bildung der Muldenmitte der südlich vorliegenden Schuppe angrenzt. In diesem Sinne müssen die Chocsdolomite und Fleckenmergel der Kleinen Fatra bei Kralován, der Dolinky bei Szucsan u. s. w. als Muldenmitte oder Austönungszone des südlich vom Fatrakriván-Gebirge folgenden Kerngebirges, d. i. des Lubochniagebirges aufgefasst werden. Ein Blick auf die geologische Karte bestätigt im vorliegenden Falle das Zutreffen dieser Anschauung: verfolgt man die breite, an den Granit des Fatrakriván-Gebirges südlich anstoßende Decke von Chocsdolomit und Neocomfleckenmergel von Kralován nach Süden, so findet man sie als Randzone aufruhend auf den älteren Ablagerungen des Lubochniagebirges.

Gleich einer breiten, flachen Riesenkuppel taucht dieses Gebirge südlich vom Fatrakriván auf. Im Kerne erscheint Granit und von diesem abfallend laufen um den Granitkern breite, ziemlich flach einschießende Zonen von Permquarzit, Muschelkalkdolomit, Lunzersandstein, obertriadischem Dolomit, buntem Keuper, Rhät, liasischen und jurassischen Fleckenmergeln, und diese endlich tauchen bei Fenyőháza unter die Neocomkalke und Dolomite der Kleinen Fatra, die sonach den äußersten Nordsaum oder die Austönungszone der kuppelförmigen, weiten Anticline des Lubochniagebirges bilden und an die granitische Axe des Fatrakrivángebirges anstoßen. Diese Randzone von Kreidekalken und Dolomiten ist aber

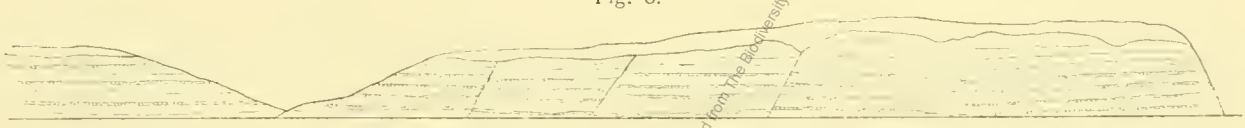
Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

nur am Ostende des Fatrakriván-Gebirges in voller Breite vorhanden, weiter nach Westen hin verschwindet sie unter Alttertertiär bis auf die geringfügigen Reste, die sich nördlich von Szucsán und bei Alsó-Ruttka gleichsam an den Granit angeklebt erhalten haben.

Die Region der Randzone am Südfuße des Fatrakriván-Gebirges war zufolge ihrer Entstehung schon in voreocäner Zeit ein Tiefengebiet, von dem die Ingression des Eocänmeeres Besitz ergreifen konnte. Wir finden daher den weiten Kessel am Fuße des Fatrakriván- und Mincsolgebirges mit Alttertiärablagerungen erfüllt, die aber größtentheils schlecht aufgeschlossen sind. Sie beginnen an der Randzone des Lubochniagebirges mit zum Theile ungemein mächtigen Conglomeraten, die nach oben in Sandsteine und Schieferthone übergehen. An vielen Stellen reicht das Alttertiär von Süden her zweifellos bis an den Granit des Fatrakriván, der Contact selbst konnte freilich infolge der leidigen Schuttdecke an keiner Stelle beobachtet werden.

Die geringfügigen Anzeichen dieser Schichten bei Suttó, Ratkó und nördlich von Turán und Szucsán lassen keinen sicheren Schluss auf die Lagerungsverhältnisse zu, dagegen gewährte die Waag in den Gehängeanschnitten bei der Eisenbahnbrücke zwischen Turán und Szucsán und bei Klicsén wichtige Aufschlüsse An der letzteren Stelle neigen sich die Schichten unter geringem Winkel leicht gebirgswärts und sind von unbedeutenden Brüchen durchsetzt; an der ersteren ist die Neigung der Schichten so unbedeutend, dass man geradezu von horizontaler Lagerung sprechen kann (vgl. Textfigur 8). Da der

Fig. 8.



Flache Lagerung des Alttertiär am Waagufer bei der Dampfsäge und Eisenbahnbrücke von Turán (Thuróczer Kessel). Zur Versinnlichung der Lagerung sind einige Sandsteinbänkchen ausgezeichnet. Der Aufschluss ist fast 1 *km* lang, die Zeichnung ist ungefähr 8fach überhöht.

Aufschluss hier fast einen Kilometer lang ist, kann man diese horizontale Lagerung nicht etwa als eine locale Erscheinung auffassen, sondern muss in vollem Einklange mit den Erscheinungen in anderen innerkarpathischen Becken annehmen, dass die ursprüngliche Lagerung der alttertiären Beckenfüllungen nach ihrem Absatze nur wenig alteriert wurde; das Alttertiär wurde wohl da und dort von Brüchen besonders von Senkungen betroffen, aber nicht gefaltet.

Obwohl sich, wie schon erwähnt, der Contact des Alttertiär mit dem Granite des Fatrakriván wegen der Schuttdecke am Südfuße der unmittelbaren Beobachtung entzieht, kann doch kein Zweifel darüber bestehen, dass längs einer und derselben, orographisch scharf markierten Dislocationslinie theils untercretacische theils alttertiäre Gesteine an den Granit anstoßen. Dies kann wohl nur durch die Annahme erklärt werden, dass sich in nacheocäner Zeit am Südrande des Fatrakriván-Gebirges ungleichmäßige Senkungen vollzogen haben, die das Verschwinden der untercretacischen Kalke von der Oberfläche zur Folge hatten, und die sich mehr oder minder an der schon vorhandenen Dislocationsfläche zwischen dem Granite des Fatrakriván und der Randzone des Lubochniagebirges abspielten. Von diesen nacheocänen Senkungen wurden namentlich die vom Granitkerne des Lubochniagebirges entfernter liegenden Theile der Randzone betroffen, während diejenige Partie, die an der kleinen Fatra im Hradiskapasse bei Kralován dem granitischen Kerne des Lubochniagebirges am nächsten liegt und zwischen den Granitkernen des Fatrakriván- und des Lubochniagebirges gleichsam eingezwängt ist, von dem Niederbruche verschont blieb.

Der Vollständigkeit halber muss noch erwähnt werden, dass der als Austönungszone des Lubochniagebirges angelegte und durch nacheocäne Senkungen vollends ausgebildete Thuróczer Kessel am Süd- und Ostfuße des Fatrakriván- und Mincsolgebirges zum Theile auch mit jungtertiären Süßwasserbildungen, Schottern, Sanden, Thonen mit Ligniten und Süßwasserkalken ausgefüllt ist. Besonders der südwestliche

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Theil der Thurócz enthält diese altbekannten, ziemlich fossilarmen Bildungen. In tectonischer Beziehung scheinen diese geologisch jungen Ablagerungen von geringer Bedeutung zu sein, da ihre Entstehung in die Zeit nach Abschluss der eigentlichen gebirgsbildenden Bewegungen fällt. Wohl zeigen die mächtigen Conglomerat- und Schottermassen in Szlovan bei Znió-Váralja nahe dem Gebirgsrande eine zwar schwache, aber doch nicht zu vernachlässigende, gegen das Gebirge westwärts gerichtete Neigung; auch die Schotter bei der Station Znió-Váralja in der Mitte des Beckens haben ein leichtes Verflächen nach Südwesten, aber diese Erscheinungen könnten wenigstens zum Theile mit der torrentiellen Deltastructur dieser größtentheils aus Kalkgeschieben bestehenden Ablagerung zusammenhängen. Zwar wird es sich empfehlen, der Lagerung dieser geologisch jungen Kesselfüllung auch vom Gesichtspunkte tectonischer Bewegungen Aufmerksamkeit zu schenken, allein zur Annahme nennenswerter Störungen liegt kein genügender Anlass vor. Die jungtertiären Süßwasserablagerungen treten übrigens hauptsächlich im südlichen und westlichen Theile des Thuróczer Kessels auf. Nach Norden kann diese Bildung bis Alsó-Ruttka verfolgt werden, wo Süßwasserkalke mit Conchylien an den Kreidedolomit und Kalk angrenzen. Wie weit aber das Süßwassertertiär nach Osten reichte, ist wegen der diluvialen Schuttkegeldecke schwer zu ermitteln; in den östlichsten Theil des Beckens scheint es sich nicht zu erstrecken[1].

Die Klippenzone.

Zwischen Zazriwa und Istebne in der westlichen Arva vollzieht die Klippenzone eine bemerkenswerte Schwenkung: sie lenkt östlich von Zazriwa aus der bis dahin eingehaltenen nordöstlichen, beziehungsweise ostwestlichen Streichungsrichtung im rechten Winkel nach Süden ein und hält ungefähr 7 *km* die südliche Richtung fest, um bei Istebne neuerdings das alte Streichen nach Nordosten aufzunehmen. Über diese merkwürdige Partie der Klippenzone enthält die bisherige Literatur nur dürftige Andeutungen. Ob die Klippenzone an der Beugungsstelle an den Ostrand des Fatrakriván-Gebirges unmittelbar anlagert oder durch eine Alttertiärzone davon geschieden ist, ob sie ununterbrochen oder zerrissen oder von Alttertiär überdeckt ist, lässt sich aus der Literatur nicht entnehmen und doch haben diese Fragen, namentlich in tectonischer Beziehung, große Bedeutung. Um hierauf womöglich eine Antwort zu finden, mussten daher im Bereiche der Schwenkungsregion der Klippenzone Untersuchungen ausgeführt werden, die dank den Bemühungen des Herrn Dr. J. R. Schubert eine Erweiterung in westlicher Richtung bis an die Kissuca erfahren haben. Es konnte sich hiebei selbstverständlich nicht um eine detaillierte geologische Aufnahme, sondern nur um die Feststellung einiger tectonisch wichtiger Grundzüge handeln, und daher kann die geologische Karte der Klippenzone, die hier zur Vervollständigung des Kartenbildes in das kartographisch dargestellte Gebiet aufgenommen wurde, durchaus keinen Anspruch auf Genauigkeit erheben, sondern soll nur zur besseren Orientierung im Sinne einer Übersichtskarte dienen.

Dr. Schubert konnte feststellen, dass die Klippenzone zwischen dem Kissucathale und der Ortschaft Zazriwa keineswegs so arm an Klippen ist wie die Hauer'sche Übersichtskarte angibt. An die große, fast 15 *km* lange Hornsteinkalkklippe südlich von Kissuca-Ujhely, an der Hohenegger bei Radola Doggerfossilien aufgefunden hat[2], schließt sich eine fast ununterbrochene Kette kleiner Klippen der Hornsteinkalkfacies an, die im allgemeinen ostwestlich streicht und die große Klippe des Kissucathales mit der von Zazriwa verbindet. Ein Aufsatz von Dr. J. R. Schubert, auf den hier verwiesen sei[3], enthält nähere Details über die Vertheilung und Aufeinanderfolge dieser Klippen. Einige Kilometer südlich von dieser Kette verläuft eine Parallelreihe von Klippen, die ebenfalls aus Hornsteinkalken und den damit so nahe verwandten Posidonomyenschiefern besteht, jedoch weit größere Unterbrechungen aufweist als die nördliche Reihe. Sie beginnt mit der langgezogenen großen Klippe südlich von Felső-Vadicsó und einigen

[1] In den Waldgräben nördlich von Szucsán soll Lignit vorkommen; ob dieser Lignit, den ich nicht anstehend sehen konnte, dem Alt- oder Jungtertiär angehört, ist bisher unbekannt.

[2] Jahrb. geol. Reichsanst. VI, S. 312.

[3] Verhandl. geol. Reichsanst. 1900, S. 395—397.

Digitized by Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum Comparative Zoology, Cambridge. Original uploaded from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biodiversitylibrary.com.

kleineren Klippen nördlich und westlich von dieser, dann folgt die kleine Klippengruppe von Rapanowja nördlich von Tierhowa, ferner die Klippen auf der Pupowhöhe zwischen Tierhowa und Zazriwa (bei Stur: Pass Punow) und die vielgestaltige Klippenreihe Pavouskova skala und Plesiva südlich von Zazriwa. Die letztere Reihe ist an der Pavouskova durch ein Vorkommen von weißem Dogger-Crinoidenkalk ausgezeichnet. Endlich ist noch ein drittes, viel südlicheres Vorkommen bei Várna zu nennen, das aus Posidonomyenschiefer im Thale von Gbellan besteht. Dadurch, dass dieses letztere Vorkommen nach Osten hin keine Fortsetzung findet, und die südliche Reihe mit der nördlichen ein wenig convergiert, erfährt die Breite der Klippenzone nach Osten hin eine bedeutende Einbuße. Zwischen Kissuca-Ujhely und Várna noch ungefähr 10 *km* breit, ist die Klippenzone bei Zazriwa auf die Breite von 3·5 *km* reduciert.

Den Raum zwischen den Klippenreihen nehmen jüngere obercretacische und alttertiäre Hüllschichten ein. Ihre Zusammensetzung wurde bereits im stratigraphischen Theile beschrieben, es genügt auf diese Beschreibung zu verweisen und nochmals zu betonen, dass in der beigegebenen geologischen Karte der alttertiäre und obercretacische Antheil der Hüllschichten zusammengezogen ist. Wo die Hüllschichten eine vorwiegend schieferige Zusammensetzung haben, zeigen sie so mannigfaltige secundäre Faltungen, dass irgend eine Gesetzmäßigkeit der Lagerung kaum festzustellen ist. Bei etwas mehr massiger Zusammensetzung scheint nördliches Verflächen der Schichten, namentlich im westlichen Theile des dargestellten Gebietes, vorzuherrschen. In allen Fällen aber sind die Hüllschichten von den jurassischen und unter cretacischen Klippen auf das strengste geschieden.

Von großer Wichtigkeit ist die Thatsache, dass die Klippenzone im Süden von einem fortlaufenden Bande von alttertiären Schiefern und Sandsteinen begrenzt wird, das zwischen die Klippenzone und den Nordrand des Fatrakriván-Gebirges eingeschaltet ist und hier die Randzone der eocänen Sulower Conglomerate zur Unterlage hat. Sowie diese Conglomerate vom Fatrakriván-Gebirge nach Norden abfallen, so verflächen auch die alttertiären Schiefer und Sandsteine, wenn man von einzelnen untergeordneten Wellungen, zum Beispiel zwischen Zazriwa und der Pupowhöhe absieht, durchgehends nach Norden und schießen so gegen die Klippenzone ein. Diese Erscheinung ist bereits von D. Stur[1] erkannt und betont worden. Diese nördliche Fallrichtung ist aber auch allen größeren Klippen eigen, so vor allen der großen Klippe des Kissucathales, der großen Klippe südlich von Felső-Vadicsó, den Klippen der Pupowhöhe und vielen kleineren Klippen. Nur bei der großen Klippe nördlich von Zazriwa bestehen verwickeltere Verhältnisse. Im westlichen Theile dieser circa 4·3 *km* langen und 1·8 *km* breiten Klippe hat C. Paul Liasfleckenkalke nachgewiesen, im mittleren, vom Havranski potok durchschnittenen Theile oberjurassische, rothe und grünliche Hornsteinkalke. Im östlichen Theile herrschen Fleckenkalke, aber auch Gesteine, die petrographisch den Posidonomyenschiefern entsprechen. Die rothen und grünen Hornsteinkalke sind am Südrande der Klippe im Havranski potok steil aufgerichtet; im Inneren der Klippe treten helle Hornsteinkalke mit deutlich nördlichem Verflächen auf, die rothen Kalke hingegen scheinen höher oben die hellen Hornsteinkalke der Kernmasse der Klippe zu umziehen, als läge hier eine kuppelförmige Anticline vor. Leider ist es mir bei den Schwierigkeiten, die sich aus der unklaren Gliederung der Hornsteinkalke ergeben, nicht möglich gewesen, die Tectonik dieser Klippe in der kurzen Zeit, die mir zu Gebote stand, genügend aufzuklären, aber soviel konnte doch erkannt werden, dass die Lagerungsverhältnisse dieser Klippe mit der im allgemeinen erkennbaren Gesetzmäßigkeit des Baues der übrigen Klippen nicht unvereinbar sind. In die so schön ausgesprochene und regelmäßige lineare Anordnung unserer Klippenzüge fügt sich die große Klippe von Zazriwa auf das beste ein.

Ungefähr 4 *km* östlich von Zazriwa treten wir in die Region der Schwenkung der Klippenzone nach Süden ein. Leider bleiben uns gerade in diesem so interessanten Theile der Klippenzone die ungünstigen Aufschlussverhältnisse des waldigen Geländes manches schuldig; es lässt sich aber doch feststellen, dass die Klippenzone, wenn wir darunter die Klippen sammt den sie umhüllenden obercretacischen Gesteinen

[1] Wassergebiet der Waag und Neutra, Jahrb. geol. Reichsanst. XI, S. 98.

verstehen, hier nicht zerrissen ist, sondern um die nordöstliche Ecke des Fatrakriván-Gebirges herum ununterbrochen nach Süden streicht. Begibt man sich aus dem Gebiete der Zazriwa'er Plešivaklippen nach Südosten und Süden, so trifft man hier in den Fluren Rohole und Uhliska eine Anzahl kleiner Hornsteinkalkklippen an, welche die Continuität der Klippenzone an der Umbeugungsstelle verbürgen. Die Klippenhülle ist hier sehr schlecht aufgeschlossen, aber Spuren von rothen Schiefern deuten da und dort auf die Entwicklung der Puchower Mergel. Sobald die am schlechtesten aufgeschlossene Partie in Rohole passiert ist, gelangt man von Uhliska nach Süden in das Gebiet der nach Süden sich öffnenden gut aufgeschlossenen Zadna dolina, in der man sich ununterbrochen im Bereiche gut entblößter Hüllschiefer, aus denen da und dort Klippen aufragen, bewegt. An kleineren und größeren Hornsteinkalkklippen, zwischen denen im oberen Theile der Zadna dolina auch eine große Crinoidenkalkklippe ansteht, wird man, immer den Klippen nach Süden nachgehend, bald in das Gebiet von Istebne und Revisnye geführt, wo eine große Anzahl kleiner Klippen das Gelände bedeckt und die Klippenzone neuerdings ein nach Nordosten gerichtetes Streichen annimmt. Während die Breite der Klippenzone in der Umbeugungsregion auf 1·2 *km* reduciert ist, kommt bei Revisnye am Übergange aus dem südlichen in das nordöstliche Streichen abermals die normale Breite der Klippenzone zur Geltung.

Über die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Klippen im Bereiche dieser sigmoiden Verschiebung konnte leider nichts zusammenhängendes ermittelt werden, die betreffenden Klippen sind meistens zu klein und zu schlecht entblößt, um Lagerungsverhältnisse erkennen zu lassen. Nur eine knapp am Innenrande der Klippenzone gelegene Klippe der Gegend Uhliska zeigt eine auffallende Streckung in nordsüdlicher Richtung, die wohl mit der Umbeugung nach Süden im Zusammenhange stehen dürfte. Auch die Vertheilung der Klippen bietet keine bestimmte Gesetzmäßigkeit dar; selbst zwischen Istebne, Revisnye und Benyő-Lehota am Beginne der Umkehrung zum normalen nordöstlichen Streichen ist eine bestimmte Regelmäßigkeit im Auftreten der Klippen zunächst noch nicht zu erkennen, erst von Benyő-Lehota nach Osten ordnen sich die Klippen zu regelmäßigen, nach Nordosten streichenden Parallelreihen an.

Das Alttertiärband im Süden der Klippenzone ist bis an die äußerste Nordostecke der Kalkzone des Fatrakriván-Gebirges regelmäßig zu verfolgen. Hier aber erscheint es abgeschnitten, indem sich die nach Süden umbeugende Klippenzone eine Strecke weit unmittelbar an den Ostrand des Fatrakriván-Gebirges anschmiegt. Glücklicherweise sind gerade an dieser wichtigen Stelle im oberen Theile der Zadna dolina die Aufschlüsse befriedigend; man kann hier in dem Hohlwege, der durch die Zadna dolina nach Zazriwa führt, die rothen Puchower Mergel vorzüglich verfolgen und deren unmittelbares Anlehnen an die mesozoischen Kalke der Nordostecke der Fatrakriván-Kalkzone längs einer Strecke von circa 700 *m* feststellen. Jenseits dieser Strecke verlässt die Klippenzone den Ostrand des Fatrakriván-Gebirges, so dass sich hier neuerdings die alttertiäre Zwischenzone einschalten kann, deren Schichten auch hier wiederum vom Fatrakriván-Gebirge gegen die Klippenzone abfallen, und zwar, entsprechend der Beugung des Streichens der Klippenzone, zunächst in östlicher Richtung. Die sigmoide Verschiebung der Klippenzone nach Süden und der Abbruch der Fatrakriván-Kalkzone und deren Verschiebung nach Süden bilden analoge, zusammengehörige Erscheinungen. Dass bei der gewaltigen Massenverschiebung, die hier stattgefunden hat, der Abstand zwischen dem Wellenzuge der Klippenzone und den Faltungen der Fatrakrivánkette nicht gleichmäßig blieb, ist gewiss leicht verständlich; ebenso, dass die sigmoide Schleppung mit jener Zerrung und Verschmälerung der Klippenzone an der Umbeugungsstelle verbunden gewesen sein musste, die aus den Beobachtungsthatsachen abgeleitet werden kann.

Über denjenigen Theil der Klippenzone, der östlich von Benyő-Lehota die normale Streichungsrichtung annimmt, ist hier nicht viel mitzutheilen, da nur ein kleiner Abschnitt dieses Theiles der Klippenzone zwischen Benyő-Lehota und Zaszkal bei Alsó-Kubin von mir begangen wurde. Der Zusammensetzung dieser Klippen wurde schon im stratigraphischen Theile gedacht.

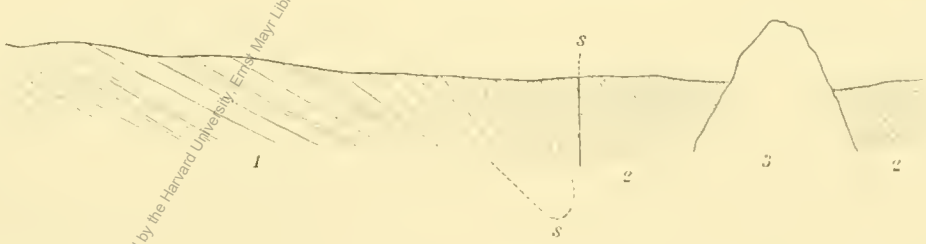
Die Lagerungsverhältnisse sind leider nicht immer klar; das gilt besonders von den kleineren Klippen der Fleckenkalkfacies und für die massige Crinoidenkalkklippe südlich von Revisnye (s. Textfig. 9). Bei ein-

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology, Cambridge, MA. Original Downloaded from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; http://www.biologiezentrum.at

zelnen Vorkommnissen wurde östliches und südliches Verflächen beobachtet, aber im allgemeinen herrscht besonders bei allen größeren Klippen auch hier nördliches Verflächen, conform den Verhältnissen zwischen dem Kissucathale und Zazriwa. Die Längserstreckung dieser Klippen fällt hierbei mit dem generellen Streichen zusammen. Die Gesteine der Klippenhülle, die sich hier immer mehr der Ausbildungsart der pieninischen Klippenzone nähern, zeigen hier ähnlich wie im pieninischen Antheile der Klippenzone eine wechselvolle Lagerung; von den Klippen scharf geschieden, zeigen sie doch öfters mit diesen gleichsinnige Fallrichtungen. Eine weitere Analogie mit den Pieninen besteht in der Ausbildung einer nördlichen Randzone, die ausnahmslos aus krummschaligen, glimmer- und hieroglyphenreichen, von vielen breiten Spatadern durchzogenen Kalksandsteinen in Wechsellagerung mit blaugrauen Schiefern besteht. Diese Randzone schaltet sich im Norden der eigentlichen Klippenzone zwischen diese und den hohen Zug der eigentlichen Magurasandsteine ein und ist durch fortwährenden, zahllos wiederholten Wechsel des Fallens und Streichens gekennzeichnet. In meiner Arbeit über die pieninische Klippenzone ist diese Randbildung eingehend beschrieben und ich kann mich daher hier darauf beschränken, auf die vollständige Übereinstimmung hinzuweisen. Das Thal von Benyö-Lehota schließt diese Zone in der Gegend Chrastelovo sehr gut auf und man kann durch eine Begehung dieser Gegend feststellen, dass diese Zone die Schwenkung der Klippenzone mitmacht; sie ist östlich der wiederholt erwähnten Gegend Uhliska und Rohole am Abhange des Mincsolzuges mächtig entfaltet und konnte auch noch bei Zazriwa beobachtet werden. Weiter westlich scheint sie dagegen zum Theile mit den Magurasandsteinen zu verschmelzen. Versteinerungen wurden hier in dieser Zone ebensowenig gefunden wie in den Pieninen, die überwiegende Wahrscheinlichkeit spricht für die Zugehörigkeit zum Alttertiär, das sich in der Arva und in den Pieninen nördlich der Klippenzone in eine untere Partie von Kalksandsteinen und Thonen und eine obere Partie von kalkarmen Sandsteinen (Magurasandstein) gesondert hat, während sich südlich der Klippenzone eine einheitliche Folge von bankigen Sandsteinen und grauen thonigen und mergeligen Schiefern absetzte.

Die Alttertiärgesteine im Süden der Klippenzone, die am Nordfuße des Fatrakriván-Gebirges auf eine äußerst schmale Zone beschränkt waren, nehmen jenseits der Sigmoide einen viel breiteren Raum ein. Von den Abhängen des Chocsgebirges neigen sich mächtige Massen von Sulower Conglomerat nach Norden. Auf ihnen ruhen jene bankigen Sandsteine und grauen Schiefer, die in ermüdender Einförmigkeit den Raum zwischen dem Chocsgebirge und der Arva'er Klippenzone einnehmen und ihrerseits wieder gegen die Klippenzone einfallen. Mehrere Punkte zwischen Zaszkal und Istebne lassen dieses Lagerungsverhältnis erkennen, besonders deutlich der Eingang in das Revisnyethal bei Nagyfalu, wie der beistehende Durchschnitt (Textfigur 9) zeigt. Am Contacte mit den obercretacischen Hüllschiefern der Klippen-

Fig. 9.



Lagerung des Alttertiär am Contacte mit dem Südrande der Klippenzone am Ausgange des Revisnyethales bei Nagyfalu.

1. Alttertiäre Sandsteine und Schieferthone.
2. Rothe Schiefer und Sandsteine der Klippenhülle (Puchower Schichten), obercretacisch.
3. Weißer Crinoidenkalk (Dogger).
ss Südgrenze der Klippenzone.

zone sind die alttertiären Schichten viel steiler gestellt als weiter südlich, und es scheint dieses Verhältnis nicht nur hier, sondern auch an anderen Punkten zu herrschen. Nur in der Nähe des Contactes sieht man im Bereiche des Alttertiär steile Schichtstellungen, die breite Alttertiärzone zwischen den Abhängen des

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology, Cambridge, USA). Original uploaded from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Chocsgebirges und der Klippenzone zeigt dagegen meist flache Lagerung mit vorwiegender Neigung nach Norden.

Die Contactlinie im Süden der Klippenzone kann leicht und bestimmt festgestellt werden. Viel schwieriger ist dagegen die Abgrenzung im Norden, ein Verhältnis, das in gleicher Weise auch im Gebiete der Pieninen bemerkt wurde.

III. Zusammenfassung.

In **stratigraphischer Beziehung** ist vor allem die Thatsache hervorzuheben, dass die permisch-mesozoischen Ablagerungen des Fatrakriván-Gebirges ausschließlich in subtatrischer Facies ausgebildet sind, und dass demnach eine Differenzierung in ein hoch- und in ein subtatrisches Faciesgebiet, wie in der Tatra, hier nicht besteht.

Die subtatrischen Ablagerungen des Fatrakriván-Gebirges unterscheiden sich hauptsächlich in folgenden Punkten von den subtatrischen Ablagerungen der Tatra:

1. Durch das Auftreten eines Horizontes von weißem, porösem Sandsteine (»Lunzer Sandstein«) im oberen Theile des Triasdolomites, der hierdurch in eine untere mächtigere Abtheilung (Muschelkalkdolomit und Muschelkalk) und ein wenig mächtige, obere Abtheilung (obertriadischer Dolomit) zerfällt.

2. Die Kössener Schichten enthalten Kalklagen mit Stielgliedern von *Pentacrinus*, sind aber im übrigen viel weniger versteinerungsreich als in der Tatra.

3. Die Grestener Schichten sind durch grauen, sandigen Crinoidenkalk mit Belemniten ausgezeichnet, der in petrographischer Hinsicht eine Mittelstellung zwischen dem Pisanasandsteine der Tatra und dem Crinoidenkalke der Grestener Schichten der Westkarpathen (der kleinen Karpathen, des Trentschiner Gebirges, des Zjargebirges u. s. w.) einnimmt, dabei aber dem letzteren Typus viel näher steht.

4. Im Bereiche des Lias herrschen graue Fleckenkalke, die in äußerst regelmäßigen Bänken abgelagert sind, schwarze Hornsteinlinsen und zahlreiche Belemniten führen.

5. Wie in der Tatra enthält die jurassische Schichtfolge auch im Fatrakriván-Gebirge eine Zone von rothen und grünlichen Hornsteinkalken und Knollenkalken und Hornsteinschiefern: während sich aber diese Facies in der Tatra im Oberlias einstellt, tritt sie hier im Oberjura auf. Die rothen oberjurassischen Knollenkalke enthalten imbricate Aptychen und ermöglichen eine ziemlich scharfe Begrenzung des Jura gegen die Unterkreide.

6. Im Bereiche der neocomen Fleckenmergel lässt sich eine obere, vorwiegend schieferige, auch Sandsteinlagen führende Partie abtrennen, die in der Gegend von Parnica *Desmoc. liptaviense* Zeusch. enthält und den Wernsdorfer Schichten entsprechen dürfte.

7. Der Chocsdolomit kann hier und da eine kalkige Ausbildung annehmen; eine besondere Kalkfacies, entsprechend dem Murankalke der Osttatra, kann hier nicht unterschieden werden.

Die **Klippenzone** des untersuchten Gebietes enthält Lias-, Jura- und Neocomablagerungen, die vorherrschend in der Facies der Fleckenmergel- und Hornsteinkalke ausgebildet sind; nur an wenig Punkten kommen weiße Dogger-Crinoidenkalke der versteinerungsreichen Facies vor. Sehr weite Verbreitung genießen Schiefer mit *Posidonomya alpina*; der Unterschied zwischen Hornsteinkalk und versteinerungsreicher Facies scheint hier besser vermittelt zu sein als in den Pieninen, da der oberjurassische Antheil der Hornsteinkalke öfter rothe Knollenkalke, ähnlich den Czorsztyner Kalken, enthält.

Die Klippenhülle besteht aus obercretacischen und alttertiären Gesteinen, die hier kartographisch voneinander nicht getrennt wurden. Die obercretacischen Exogyrensandsteine verlieren nach Osten hin an Mächtigkeit. Mit den Puchower Inoceramenmergeln können auch graue und schwärzliche Schiefer, dünnschichtige Hieroglyphensandsteine, grobbankige, wie auch massig mürbe Sandsteinlagen in Verbindung stehen. Ferner kommen im Bereiche der Klippenhülle Schichten nach Art der galizischen »Ropiankaschichten« vor. Östlich der Sigmoide von Zazriwa erfolgt eine Annäherung an die Zusammensetzung der Klippenhülle der Pieninen.

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library, Museum of Comparative Zoology, Cambridge, MA. Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/ www.biologiezentrum.at

Zusammenfassung der tectonischen Ergebnisse.

Das Fatrakriván-Gebirge bildet ein nach demselben Bauplane angelegtes Kerngebirge wie die Tatra, lässt aber im Rahmen desselben tectonischen Gesetzes gewisse eigenthümliche Abänderungen des geologischen Baues erkennen. Auch im Fatrakriván-Gebirge hat man es mit schiefen, nach Norden verflächenden Falten zu thun, die bei unterdrücktem Mittelschenkel vom Hangendschenkel nach Süden überschoben sind; während aber in der Tatra vier Hauptanticlinen und ebensoviele Synclinen unterschieden werden, bestehen hier nur zwei Hauptanticlinen (A_1 und A_2) und zwei Hauptsynclinen (S_1 und S_2). Die Syncline S_1 erstreckt sich nicht, wie in der Tatra, ununterbrochen durch das ganze Gebirge, sondern zerfällt in vier gesonderte Partien. Wie im Tatragebirge, ist auch hier die Anticline A_1 am höchsten emporgefaltet, und die Intensität der Faltung nimmt nach dem Nordrande hin ab. Die Syncline S_1 ist enger zusammengepresst als die flach nach Norden abfallende und am Nordrande die jüngsten Ablagerungen der Schichtfolge umfassende Syncline S_2. Die sogenannte granitische Centralaxe ist nichts anderes als der Kern der Anticline A_1, sie bildet den Südabhang des Gebirges, während der Hauptkamm von den darüber folgenden permischen und mesozoischen Felsarten eingenommen wird. Der Kern der Anticline A_2 besteht an zwei Stellen aus Granit, im übrigen aus Triasdolomit.

Ungefähr in der Mitte des Gebirges vereinigt sich am Berge Hleb die Syncline S_2 über die trennende Anticline A_2 hinweg mit der Syncline S_1 und oberjurassische Hornsteinkalke, und wohl auch neocome Fleckenmergel streichen hier aus dem Bereiche der Mulde S_2 quer zum allgemeinen Gebirgsstreichen in das der Mulde S_1. Es kommt also hier gleichsam eine Überbrückung der Anticline A_2 zustande, durch welche die Faltenzone des Fatrakriván-Gebirges in einen etwas kleineren östlichen und einen etwas größeren westlichen Theil zerfällt. In den an die »Überbrückung« angrenzenden Partien bestehen beide Theile zunächst aus zwei Anti- und zwei Synclinen. Dann folgen einerseits nach Westen, anderseits nach Osten Partien stärkerer Aufwölbung; im östlichen Abschnitte äußert sich diese Verstärkung der Aufwölbung in einer von Osten her erfolgenden, keilförmigen Einschiebung von zwei secundären Anticlinen von Triasdolomit, im westlichen Abschnitte durch das Auskeilen der Syncline S_1 und die Verschmelzung der granitischen Kerne der Anticlinen A_1 und A_2 zu einer einheitlichen breiten Granithauptaxe.

In der Gegend der Überbrückung nimmt die cretacische Muldenmitte der Syncline S_2 einen beträchtlichen Theil der Gesammtbreite der Kalkzone ein; die Aufwölbungen im östlichen und westlichen Abschnitte bewirken aber eine allmähliche Verschmälerung der Breite der Muldenmitte nach beiden Seiten hin. In westlicher Richtung ist das den Nordsaum des Gebirges bildende Band von Chocsdolomit und Neocomfleckenmergel ungemein reducirt und ruht westlich vom Branicathale nicht mehr auf oberjurassischem Hornsteinkalke, sondern erscheint an immer ältere Glieder der inneren Falten und schließlich an Permquarzit und im Strecsnópasse sogar unmittelbar an den Granit der Hauptaxe aufgeschoben. Die Dislocationslinie (Strecsnólinie oder nördliche Randaufschiebungslinie), an der sich diese Aufschiebung vollzieht, verläuft ungefähr parallel zum Nordrande; sie entspricht der größten longitudinalen Dislocation des Fatrakriván-Gebirges und setzt sich auch in das Mincsolgebirge fort (vgl. Textfiguren 4 und 5 und Taf. I, Fig. 1).

Im westlichen Abschnitte ist die Syncline S_1 in zwei Partien entwickelt. Die westliche ist nach Süden überschoben, mit steil nördlichem Verflächen der Überschiebungsfläche, die östliche zeigt in der Mitte ihrer Entwicklung eine locale Umkehrung nach Süden (vgl. Taf. II, Fig. 1), die sich auch auf die Schichten der hier weit nach Süden vordringenden Anticline A_2 erstreckt.

Der Granitaufbruch der Anticline A_2 im westlichen Abschnitte bildet eine Art Kuppel, die sich nach Süden und Westen ziemlich flach unter die Syncline S_1 senkt und dadurch die Überbrückung der Anticlinalzone und die Vereinigung von S_1 und S_2 ermöglicht. Infolge dieser flachen Lagerung ist die Überbrückungssyncline nicht überschoben, sondern in Form einer regelmäßigen Mulde mit gegensinnig geneigten Schenkeln entwickelt. Dagegen dürfte mit der Überbrückung ein starkes Andrängen gegen

Digitized by Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (cambridge, MA). Original uploaded from the Biodiversity Heritage Library (http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biodiversitylibrary.org)

Süden verbunden gewesen sein, da hier der Triasdolomit aus der Schichtfolge nach Nordosten abgedrängt erscheint (vgl. Taf. II, Fig. 4 und Taf. III, Fig. 1).

Den geologischen Bau des östlichen Abschnittes beherrscht vermehrte Aufwölbung, die in zwei secundären Anticlinen von Triasdolomit unter gleichzeitigem Zurückweichen der granitischen Axe nach Süden zum Ausdrucke kommt. Nur in einer schmalen, wellig gekrümmten Zone setzt sich die granitische Axe bis nahe an den Ostrand des Gebirges, beziehungsweise bis unmittelbar an die östliche Randverschiebung fort. Im östlichen Abschnitte herrscht im allgemeinen Überschiebung nach Süden; die Erhaltung eines Theiles des Mittelschenkels am Ostrande bei Parnica deutet im Zusammenhange mit der Erweiterung des Faltungsraumes auf eine Abschwächung der Überschiebung hin. Eine secundäre Einmuldung, der secundären Syncline der Holica in der Osttatra vergleichbar, tritt im Bereiche der Anticline A_1 am Ostrande des Gebirges bei Parnica auf. Die Hauptfalten, wie auch die secundären Anticlinen erweitern sich nach Osten immer mehr und sind am Ostrande gerade in ihrer breitesten Entwicklung durch einen Randbruch abgeschnitten, der zuerst nordsüdlich, dann nordsüdlich mit einer kleinen Ablenkung nach Westen verläuft.

An diesem Randbruche ist die östliche Fortsetzung der Falten zur Tiefe gesunken, erst bei Parnica, 6·7 *km* südlich von der Nordostecke des Gebirges, tauchen an der Ostseite des Randbruches die mesozoischen Bildungen mit neocomen und oberjurassischen Fleckenmergeln wieder auf, und der Randbruch geht hier in die Šiplinie über. An der Šiplinie sind die Schichten nach Süden geschleppt, zugleich aber treten in dem Vordringen der mesozoischen Bildungen nach Westen südlich vom zipfelförmigen Ausläufer der granitischen Centralaxe deutliche Anzeichen einer nach Westen, d. i. gegen die Centralaxe gerichteten Bewegung hervor. Die Randbruchlinie, der man das Wesen einer queren Blattlinie zusprechen muss, ist demnach in ihrem nördlichen Theile zugleich eine Senkungsbruchlinie, während sie nach Südwesten als Šiplinie zugleich den Charakter einer Aufschiebungslinie annimmt, und es zeigt sich auf diese Weise, einen wie verschiedenartigen tectonischen Charakter eine und dieselbe Dislocationsfläche annehmen kann. Die Länge der Ostrand-Bruchlinie beträgt sammt der Šiplinie, soweit diese letztere bisher sicher ermittelt ist, im ganzen 14·5 *km*.

Die nach Süden und hauptsächlich nach Westen, d. i. gegen die granitische Centralaxe gerichtete Bewegung an der Šiplinie hat eine unverkennbare Analogie mit der ebenfalls gegen die Centralaxe gerichteten Bewegung, die am Westrande der Tatra erkannt werden konnte. Noch auffallender tritt die Übereinstimmung des geologischen Baues am Südrande hervor. Auch dieser Rand ist ein Bruchrand, theils alttertiäre Schiefer und Sandsteine, theils cretacische Dolomite und Fleckenmergel stoßen hier unmittelbar an den Granit der Hauptaxe an. Während aber am Südrande des Tatragebirges nur kleine mesozoische Schollen erhalten sind, deren im allgemeinen flache Lagerung weniger direct beobachtet als mittelbar erschlossen werden konnte, treten im Fatrakriván-Gebirge jungmesozoische Kalke und Dolomite bei Kralován in breiter Zone an den Granit heran und ihre flache Lagerung ist weiten Aufschlüssen unmittelbar zu entnehmen. Nur mit einigem Zögern konnten die kleinen mesozoischen Schollen im Süden der Tatra als Reste einer Austönungszone der Niederen Tatra mit verhältnismäßig flacher Lagerung angesprochen werden, hier dagegen zeigt ein Blick auf die geologische Karte, dass die breite, an den Südrand des Granitkernes des Fatrakriván-Gebirges angrenzende cretacische Scholle des Hradiskapasses zugleich die Randzone des südlich davon sich erhebenden Lubochniagebirges bildet.

Die Randzone am Südfuße des Fatrakriván-Gebirges war zufolge ihrer Rolle als Austönungszone schon in voreocäner Zeit ein Tiefengebiet, in das die Ingression des Eocänmeeres eintreten konnte. Die abgelagerten Alttertiärschichten bewahrten in der Mitte des Thuróczer Kessels eine fast horizontale Lagerung; sie wurden wohl da und dort von Brüchen betroffen, aber nicht gefaltet. Derartige Brüche vollzogen sich in nacheocäner Zeit besonders in der Nähe der in voreocäner Zeit gebildeten Dislocation zwischen dem Granite des Fatrakriván-Gebirges und dem cretacischen Saume des Lubochniagebirges. Ungleiche Sprunghöhe der nachmaligen Senkungen an dieser Dislocation musste an einzelnen

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Stellen die Erhaltung mesozoischer Schollen, an anderen das Anstoßen von Alttertiär an Granit zur Folge haben, und so konnte sich's ergeben, dass an derselben einheitlichen Linie theils alttertiäre, theils untercretacische Gesteine an den Granit stoßen. Von diesen nacheocänen Senkungen wurden namentlich die vom Granitkerne des Lubochniagebirges entfernter liegenden Theile der Randzone betroffen, während diejenige Partie, die im Hradiskapasse bei Kralován zwischen den Granitkernen des Fatrakriván- und des Lubochniagebirges gleichsam eingezwängt ist, von dem Niederbruche verschont blieb.

In der Hebungs- oder Faltungszone der Klippen nördlich vom Fatrakriván-Gebirge herrscht eine ungemein regelmäßige lineare Verheilung der Klippen. Die Arvá'er Klippenzone rückt viel näher an das Fatrakriván-Gebirge heran als die pieninischen Klippen an die Tatra. Die einzelnen Klippen zeigen vorwiegend nördliches Verflächen der Schichten, und so stimmt der hierin zum Ausdrucke kommende Bauplan mit der Tectonik des Fatrakriván-Gebirges überein. Diese Übereinstimmung geht noch deutlicher aus der zwischen Zazriwa und Parnica sich vollziehenden sigmoidalen Verschiebung der Klippenzone (Arva'er Sigmoide) nach Süden hervor, die mit der Bewegung am Ostrandbruche und der Šiplinie ausgezeichnet correspondiert. An der Arvá'er Sigmoide erscheint die Klippenzone gezerrt und grenzt eine Strecke weit unmittelbar an den Ostrandbruch an. Da die Falten des Fatrakriván-Gebirges hier gebrochen und gesunken sind, so müssen die Klippenkalke der Sigmoide die gesunkenen Falten überschieben und sonach scheinen sich auch hier Anzeichen einer Bewegung nicht nur in südlicher, sondern auch in westlicher Richtung zu ergeben.

Die Gleichartigkeit dieser Bewegungen in der Klippenzone und im Fatrakriván-Gebirge spricht für ihre gleichzeitige Entstehung, die anderseits auch durch die Lagerungsverhältnisse des eocänen Sulower Conglomerates am Rande des Fatrakriván-, Šip- und Chocsgebirges und durch die eocänen und obercretacischen Conglomerate und deren Lagerungsverhältnisse in der Klippenzone erhärtet und zugleich als voreocän erwiesen ist.

In der Klippenzone haben diese Bewegungen, wie wir der Natur des obercretacischen Antheiles der Klippenhülle entnehmen können, schon vor Ablagerung der Oberkreide begonnen. Dasselbe lässt sich für die Tatra auf Grund der obercretacischen Ablagerungen dieses Gebirges beweisen. Im Fatrakriván-Gebirge sind dagegen obercretacische Ablagerungen nicht bekannt, wir können also hier nur auf Grund der Übereinstimmung aller wesentlichen in Betracht kommenden Umstände vermuthen, dass die Gebirgsbildung auch in diesem Gebirge schon nach Absatz des Chocsdolomites einsetzte, dass aber das obercretacische Meer dieses Gebiet, ungleich der Hohen Tatra, vermuthlich nicht erreicht haben dürfte.

Die nacheocäne Faltung, welche die Tectonik des Karpathensandsteines hervorrief, scheint in der pieninischen Klippenzone wesentliche Spuren hinterlassen zu haben. Wenn so viele, namentlich alle kleineren Klippen und die Klippenhülle vorwiegend südliches Verflächen aufweisen, während die großen Massen nach Norden geneigt sind, so liegt es nahe, diese Adjustierung an die Tectonik der Sandsteinzone dem Einflusse der nacheocänen Faltung zuzuschreiben. In der Arva'er Klippenzone, soweit sie hier in Betracht kommt, scheint dieser Einfluss der nacheocänen Faltung geringer gewesen zu sein, wohl wegen der größeren Nähe der mächtigen und starren Gebirgsmasse des Fatrakriván. Ganz ohne Nachwirkungen dürfte aber diese spätere Äußerung der gebirgsbildenden Kräfte auch hier nicht verlaufen sein, und es möchte mir scheinen, als ob nebst größeren und kleineren Bewegungen im Bereiche der Klippenzone selbst namentlich die Anpressung an die so schmale Alttertiärzone am Südrande der Klippenzone diesem Einflusse zugeschrieben werden könnte. Allerdings könnte es auffallend erscheinen, dass ein Seitendruck, der in der Sandsteinzone südliches Verflächen der Schichten bewirkte, hier das nördliche Verflächen an der Südgrenze der Klippenzone verstärkte. Eine derartige Wirkung wäre trotzdem nicht unmöglich, da ja ein und derselbe Druck je nach den gegebenen Verhältnissen wohl auch verschiedene Lagerungen hervorrufen kann.

Die nacheocäne Phase der Gebirgsbildung äußerte sich in Form von Faltungen nur in dem Raume nördlich der Klippenzone; südlich davon blieben die Eocänschichten ungefaltet, und ihre Lagerung ist in der Mitte des Thuróczer Kessels geradezu als horizontal zu bezeichnen. Dagegen sind hier auf diese

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (cambridge, MA). Original Download from The Biodiversity Heritage Library: http://www.biodiversitylibrary.org/; http://www.biodiversitylibrary.org/

Phase Bewegungen zurückzuführen, deren Ergebnis in einer noch schärferen Ausprägung der durch die voreocäne Faltung bewirkten Differenzierung bestand. Die schon ursprünglich tiefer gelegenen, flachen Austönungs- oder Randzonen der Kerngebirge wurden an kleineren Brüchen noch tiefer versenkt und die Gebirgskerne relativ gehoben, wie sich aus der geneigten Lagerung der eocänen Conglomerate am Nordrande der Tatra und des Fatrakrivánzuges ergibt. Konnte in der Arbeit über das Tatragebirge »am Südrande der jeweiligen Faltungszonen (Klippenbogen, Hohe Tatra) scharfer Abbruch, am Nordrande allmähliche Senkung« constatiert werden [1], so steht dies mit den Erscheinungen des Fatrakriván-Gebirges in vollster Übereinstimmung.

Im Bereiche der Hohen Tatra wurden folgende Dislocationstypen unterschieden:

1. Überschiebungen oder Wechsel.

2. Aufschiebungslinien, an denen Schichtgruppen durch Faltung, Aufschiebung oder Überschiebung aus der regelmäßigen Schichtfolge beseitigt oder jüngere auf ältere Schichtgruppen geschoben sind.

3. Querverschiebungen oder Blätter.

4. Nacheocäne Senkungsbrüche.

Dieselben Dislocationstypen sind auch im Fatrakriván-Gebirge zu erkennen, zeigen aber hier zum Theile gewisse Modificationen. Da im Fatrakrivánzuge nur zwei Hauptanticlinen bestehen, ist das Auftreten von Wechseln oder Überschiebungsflächen auf den Contact von S_1 und A_2 beschränkt. Überdies sind hier diese Dislocationsflächen kürzer als in der Tatra, da die Syncline S_1 nicht durch das ganze Gebirge streicht, sondern in gesonderte Partien zerfällt. Aus diesen Gründen spielen Wechselflächen im Fatrakriván-Gebirge eine geringere Rolle als in der Tatra.

Die Blattverschiebungen der Tatra sind verhältnismäßig unbedeutende Erscheinungen; im Fatrakrivánzuge scheinen die entsprechenden Dislocationen noch schwächer entwickelt zu sein oder selbst gänzlich zu fehlen. Dagegen kann hier auf eine Querdislocation verwiesen werden, die zu den größten Dislocationen dieser Art in den Karpathen überhaupt gehört. Es ist das der östliche Randbruch sammt der Šiplinie. Man kann diesen 14·5 *km* langen Bruch insofern als Blatt ansprechen, als mit dieser Dislocation eine gewisse Verschiebung des östlichen Flügels in südlicher Richtung verbunden war. Der tectonische Charakter dieser großartigen Dislocation war aber kein einheitlicher: im nördlichen Theile war mit dem Querbruche eine Senkung, im südlichen Theile eine Aufschiebung des östlichen Flügels verbunden. Die Bewegung des aufgeschobenen Theiles erfolgte wahrscheinlich nach Süden und hauptsächlich nach Westen.

Als nacheocänen Senkungsbruch nennen wir vor allem den südlichen Randbruch. Auch dieser hat vermuthlich keinen einheitlichen Charakter. In voreocäner Zeit angelegt, dürfte er ursprünglich zum Theile den Charakter einer leichten Überschiebung gehabt haben. In nacheocäner Zeit sind an diesen Bruch an den Stellen, wo Alttertiär an Granit stößt, Senkungen erfolgt; wo dagegen an dieser Linie cretacische Gesteine im Contacte mit Granit erhalten sind, fehlen Anhaltspunkte für die Annahme nacheocäner Bewegungen, so dass die Möglichkeit nahe gerückt ist, dass nur einzelne Theile des südlichen Randbruches zugleich einen nacheocänen Senkungsbruch bilden, während andere den ursprünglichen Charakter bewahrten.

Aufschiebungen geologisch jüngerer Schichtglieder auf ältere bilden im Fatrakrivánzuge eine wichtige Erscheinung. Ihnen gehört die bedeutendste Longitudinaldislocation des ganzen Gebirges, die Strecsnólinie oder nördliche Randaufschiebungslinie an. Außerdem sind mehrere kleinere derartige Aufschiebungen zu verzeichnen. Bei diesen tectonischen Erscheinungen kann als Regel gelten, dass die längs einer bestimmten Aufschiebungslinie verdrängte Schichtserie im benachbarten Gebiete bei ihrem Wiederauftauchen mit bedeutend verstärkter Mächtigkeit zum Vorscheine kommt. Es handelt sich da hauptsächlich um seitliche Verschiebungen, die in einzelnen Fällen zu vollständiger, in anderen nur zu theilweiser Verdrängung und Reduction einer Schichtreihe führen.

[1] Geologie des Tatragebirges III, S. 111.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

An der oft besprochenen Überbrückung ist eine derartige Anpressung nach Süden zu erkennen. Diese Erscheinung, sowie die Verschiebung am östlichen Randbruche, die Anpressung an der Strecsnólinie und viele andere tectonische Einzelnheiten lassen auf eine Bewegung der permisch-mesozoischen Schichtfolge gegen die centrale Granitmasse schließen, die also an der Nordseite des Fatrakrivánzuges gegen Süden, an der Ostseite gegen Westen gerichtet war. Wie vom Tatragebirge behauptet werden konnte, dass die Erscheinungen seines geologischen Baues erklärlich wären, wenn angenommen werden könnte, dass gleichzeitig mit dem tangentiellen Drucke eine das Urgebirge vertical hebende Kraft eingewirkt habe[1], so spricht auch die Tectonik des Fatrakriván-Gebirges für eine derartige Annahme.

Alle Folgerungen und Schlüsse, die aus dem tectonischen Baue der Hohen Tatra abgeleitet werden konnten, finden im Fatrakriván-Gebirge Bestätigung. Ich kann daher am Schlusse dieser Zusammenfassung auf die Folgerungen meiner Arbeit über das Tatragebirge verweisen und behalte es mir vor, auf einzelne Fragen bei späterer Gelegenheit einzugehen.

[1] Geologie des Tatragebirges III, S. 113.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/ www.biologiezentrum.at

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Geologische Karte des Klein-Krivan-Gebirges

(Kriván-Fátra).

V. Uhlig: Geologie des Klein-Krivan-Gebirges (Kriván-Fátra).

1 Granit

2 Krystallinische Schiefer

3 Permquarzit und Schiefer der Unteren Trias

4 Muschelkalk und Muschelkalk-Dolomit Lunzer Sandstein und obertriadischer Dolomit

5 Bunter Keuper

6 Rhätische Schichten

7 Crinoidenkalk, Sandstein und dunkler Schiefer der Grestener Schichten. Unterlias

8 Fleckenmergel des Lias und Dogger

9 Rothe und grünliche Knollenkalke und Hornsteinkalke mit Aptychen, Oberjura und Tithon

10 Graue Knollenkalke und mergelige Kalke des Lias im Bereiche der Klippenzone

11 Posidonomyen-Schiefer im Bereiche der Klippenzone. Dogger

12 Weißer Crinoidenkalk (Dogger) im Bereiche der Klippenzone

13 Rother und grauer Hornsteinkalk und Aptychenkalk. Oberjura und Neocom im Bereiche der Klippenzone

14 Neocome Fleckenmergel und Hornsteinkalke, graue Mergelschiefer

15 Chocsdolomit

16 Klippenhülle. Oberkreide. Puchower Mergel, Sandsteine und Schiefer mit Inoceramen, eocäne Sandsteine

17 Eocäne Nummulitenkalke und Kalk- und Dolomit-Conglomerate (Sulower-Conglomerate)

18 Obereocäne und oligocäne Sandsteine und Schiefer. Magurasandsteine im Norden der Klippenzone

19 Blaugraue Schiefer- und Kalksandsteine im Norden der Klippenzone

20 Jungtertiäre Süßwasserablagerungen

21 Pleistocäne Schuttkegel. Geröllablagerungen und Terrassen

22 Kalktuff (nur bei Stankowan)

Streichen und Fallen

Aufschiebungslinien (Strecsnólinie etc.); Linien, an denen Schichtgruppen aus der regelmäßigen Schichtfolge beseitigt sind, Überschiebungslinien und Randbrüche

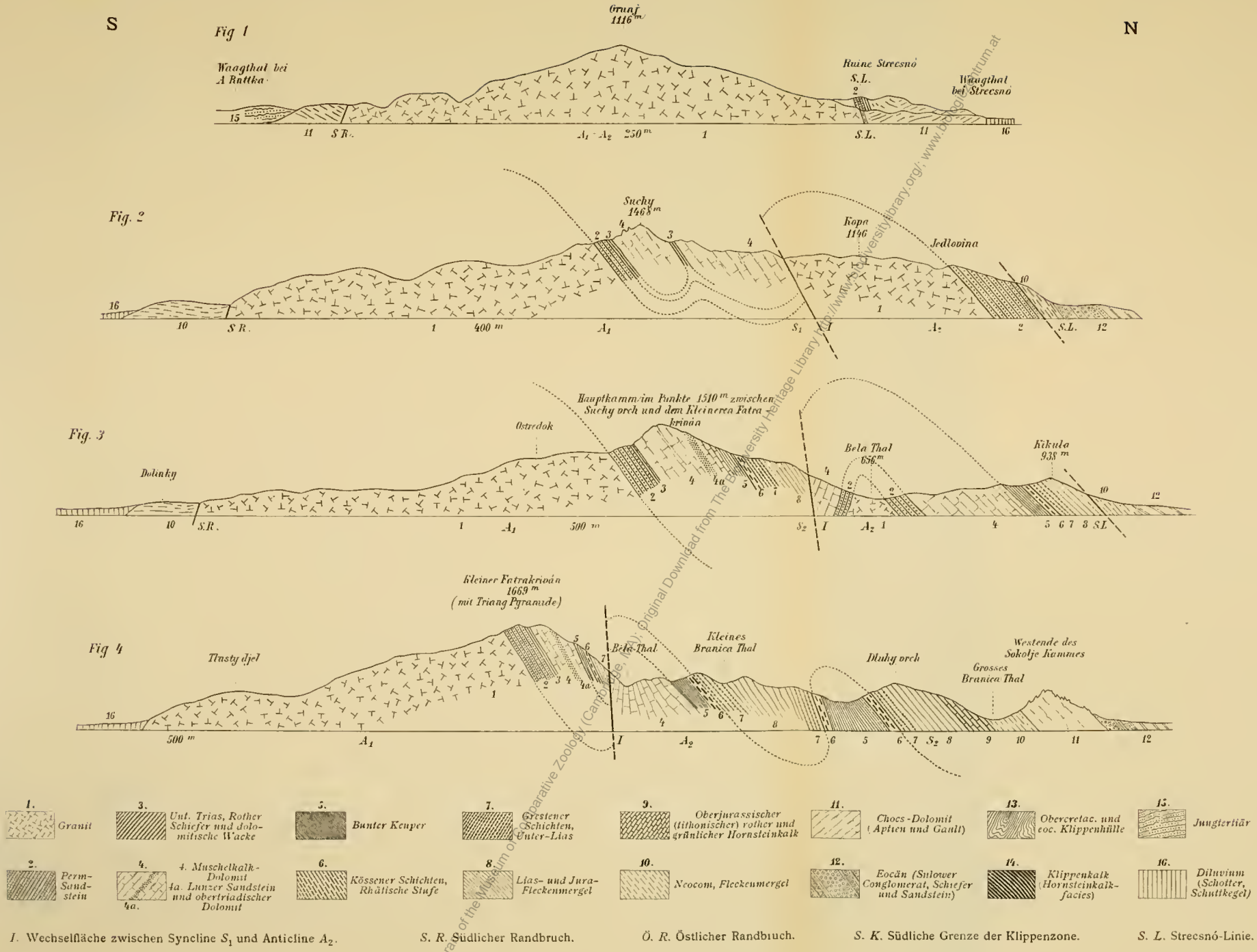
Maßstab 1:75.000

Denkschriften d. kais. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Classe, Bd LXXII

Ausgeführt im k. und k. militär-geographischen Institute

www.biologiezentrum.at
Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

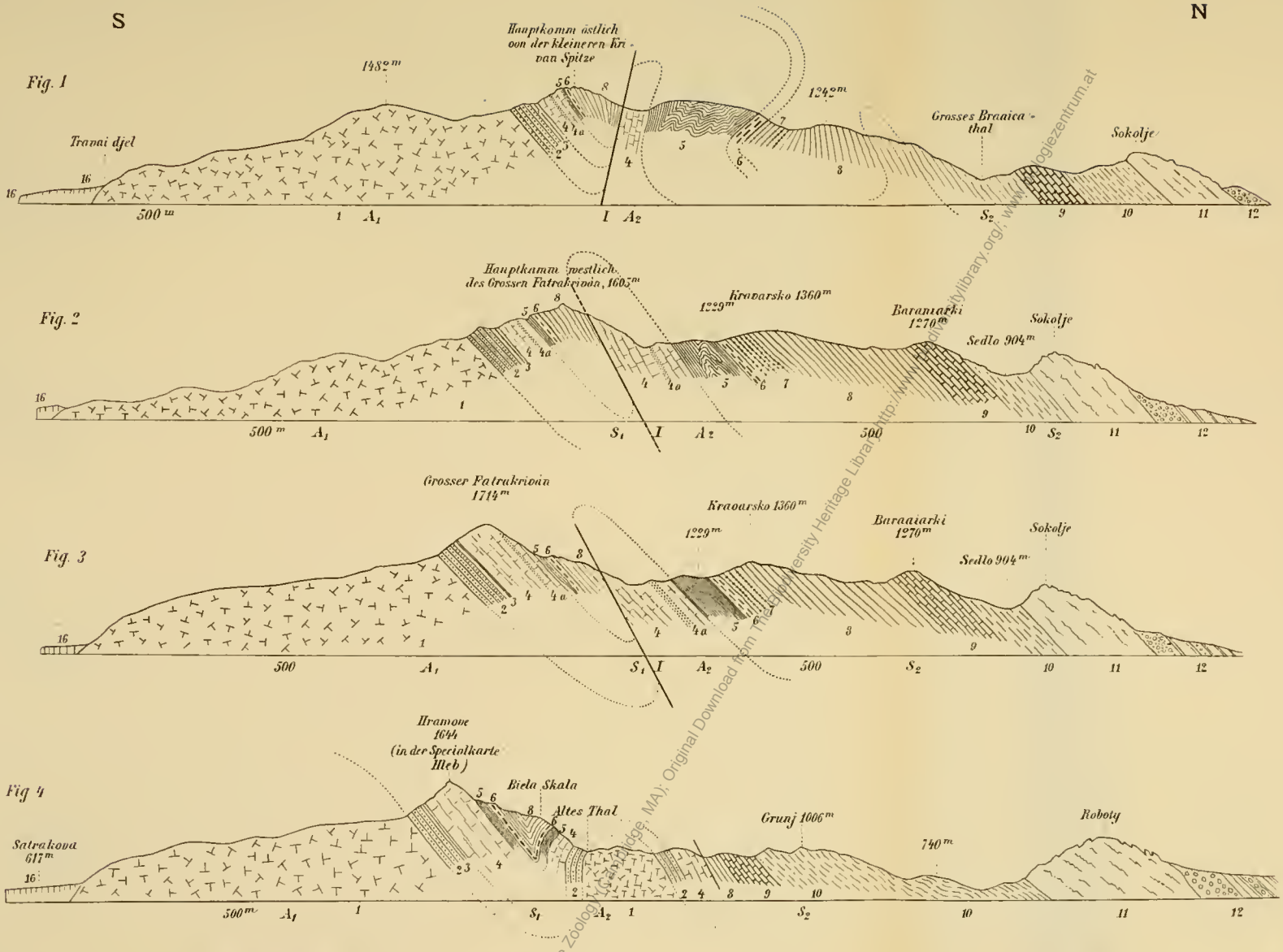
Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at



K. k. Hof u. Staatsdruckerei.

University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at



1. Granit
2. Perm-Sandstein
3. Unt. Trias, Rother Schiefer und dolomitische Wacke
4. 4. Muschelkalk-Dolomit
4a. Lunzer Sandstein und obertriadischer Dolomit
5. Bunter Keuper
6. Kössener Schichten, Rhätische Stufe
7. Grestener Schichten, Unter-Lias
8. Lias- und Jura-Fleckenmergel
9. Oberjurassischer (tithonischer) rother und grünlicher Hornsteinkalk
10. Neocom, Fleckenmergel
11. Chocs-Dolomit (Aptien und Gault)
12. Eocän (Sulower Conglomerat, Schiefer und Sandstein)
13. Obercretac. und eoc. Klippenkülle
14. Klippenkalk (Hornsteinkalk-facies)
15. Jungtertiär
16. Diluvium (Schotter, Schuttkegel)

I. Wechselfläche zwischen Syncline S_1 und Anticline A_2.

S. R. Südlicher Randbruch.

Ö. R. Östlicher Randbruch.

S. K. Südliche Grenze der Klippenzone.

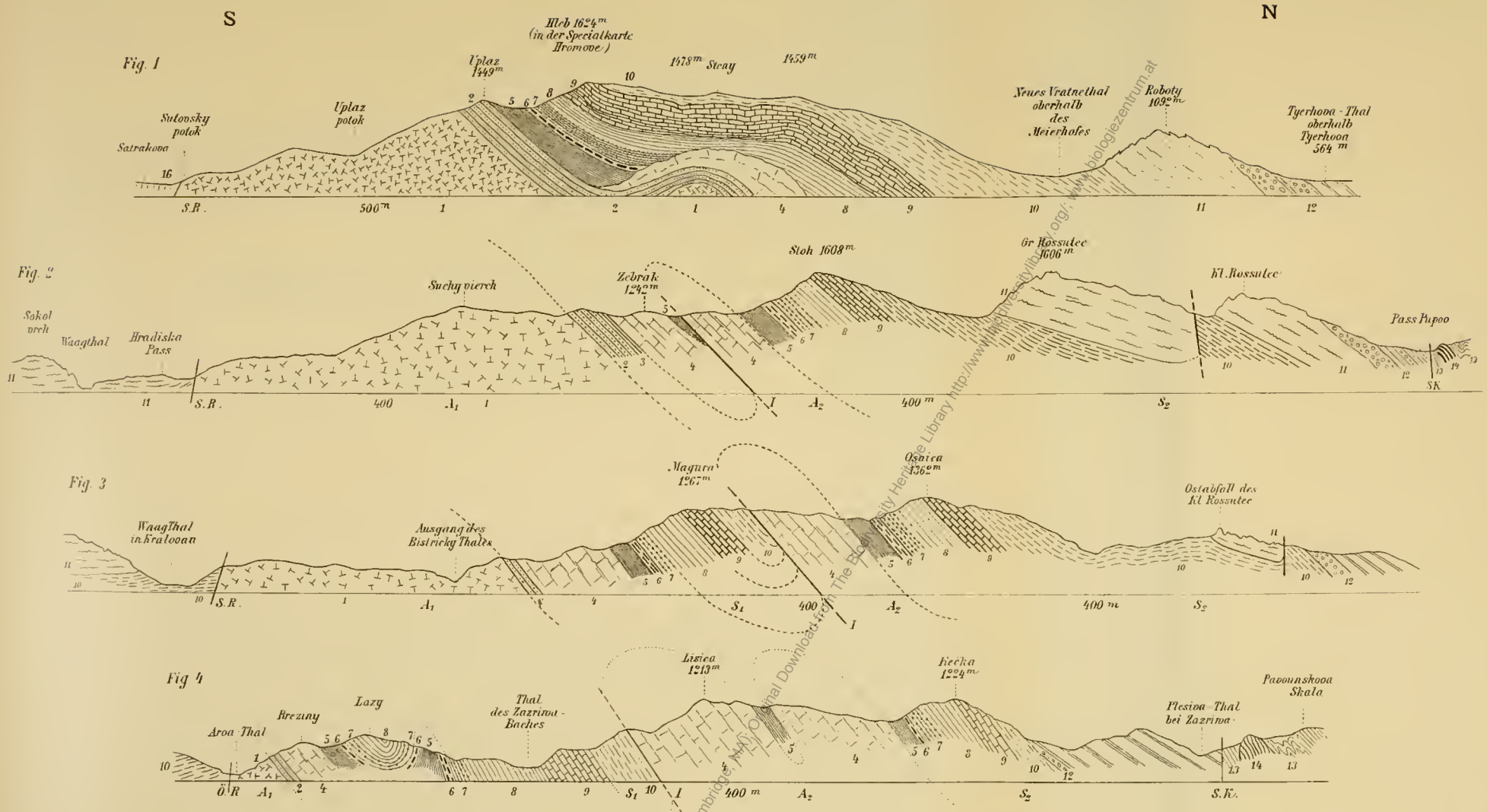
S. L. Strecsnó-Linie.

Maßstab 1 : 50.000.

K. k. Hof- u. Staatsdruckerei

Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original Download from the University Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zoologiezentrum.at

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA). Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at



1. Granit
2. Perm-Sandstein
3. Unt. Trias, Rother Schiefer und dolomitische Wacke
4. 4. Muschelkalk-Dolomit 4a. Lunzer Sandstein und obertriadischer Dolomit
5. Bunter Keuper
6. Kössener Schichten, Rhätische Stufe
7. Grestener Schichten, Unter-Lias
8. Lias- und Jura-Fleckenmergel
9. Oberjurassischer (tithonischer) rother und grünlicher Hornsteinkalk
10. Neocom, Fleckenmergel
11. Chocs-Dolomit (Aptien und Gault)
12. Eocän (Sulower Conglomerat, Schiefer und Sandstein)
13. Obercretac. und eoc. Klippenhülle
14. Klippenkalk (Hornsteinkalkfacies)
15. Jungtertiär
16. Diluvium (Schotter, Schuttkegel)

I. Wechselfläche zwischen Syncline S_1 und Anticline A_2. *S. R.* Südlicher Randbruch. *Ö. R.* Östlicher Randbruch. *S. K.* Südliche Grenze der Klippenzone. *S. L.* Strecsnó-Linie.

Maßstab 1 : 50.000.

K. k. Hof- u. Staatsdruckerei.

University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Denkschriften der Akademie der Wissenschaften.Math.Natw.Kl. Frueher: Denkschr.der Kaiserlichen Akad. der Wissenschaften. Fortgesetzt: Denkschr.oest.Akad.Wiss.Mathem.Naturw.Klasse.

Jahr/Year: 1902

Band/Volume: 72

Autor(en)/Author(s): Uhlig Viktor

Artikel/Article: Beitäge zur Geologie des Fatraktiván- Gebirges. (Mit 3 Profiltafeln, 9 Textfiguren und 1 geologischen Karte). 519-561