

DIE  
GEOLOGIE DES TATRAGEBIRGES  
II.  
TEKTONIK DES TATRAGEBIRGES

VON

PROF. DR. V. UHLIG,  
C. M. K. AKAD.

(Mit 1 geolog. Karte, 4 Profiltafeln [in 7 Blättern], 1 tekton. Tafel, 2 phototyp. Tafeln mit Skizzen und 26 Textfiguren.)

VORGELEGT IN DER SITZUNG VOM 17. MÄRZ 1898.

**Vorbemerkungen.**

Ein hervorragender Meister in der Erfassung alpinen Gebirgsbaues, G. Stache, kennzeichnete die Schwierigkeit der tektonischen Verhältnisse des Tatragebirges im Jahre 1868 mit folgenden Worten: »Die Verworrenheit in der Tektonik, welche diejenige im Gebiete der karpathischen Klippen in mancher Hinsicht noch übertrifft, sowie die Seltenheit von paläontologisch gut charakterisirten Horizonten, machen in Verbindung mit den Hindernissen, welche dieses wilde Terrain an sich bietet, eine klare kartographische Darstellung der geologischen Verhältnisse dieses Gebietes zu einem der schwierigsten Probleme. Jedenfalls gehört ein bei weitem grösseres Maass von Zeit als bei dem noch restingenden Theil der Aufnahmsarbeiten verwendet werden konnte, dazu, um das Bild vollständig genau auszuarbeiten und die zahlreichen tektonischen und stratigraphischen Räthsel zu lösen, die sich hier fast mit jedem Schritte bieten. Man müsste hier eben in der That überall gewesen sein, in jedem Thal und auf jedem Rücken, um Alles annähernd richtig wiederzugeben. Die Natur scheint hier jeder geologischen Combination Hohn sprechen zu wollen. Man kann von keinem Thal auf das nächste Parallelthal, ja oft nicht einmal von einer Thalseite auf die andere schliessen und darnach Grenzlinien combiniren.«<sup>1</sup>

Jeder Forscher, der dieses Gebirge nicht im Detail untersucht, sondern nur an einer oder mehreren Stellen durchquert hat, wird diesen Ausspruch Stache's bestätigen. Wenn man aber einen kleineren Abschnitt mit der oben geforderten Genauigkeit begeht, so stellt sich als Frucht dieser Bemühung sehr bald die Erkenntniss des geologischen Baues dieses Theilstückes ein. Wer nun damit ausgerüstet, die übrigen Theile des Gebirges betritt, wird mit Staunen inne, dass an Stelle der scheinbaren Unregelmässigkeit in Wirklichkeit eine grossartige Einheitlichkeit des Bauplanes herrscht, die aus allen Modificationen unschwer herauserkant werden kann.

<sup>1</sup> G. Stache, Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1868, S. 322.

Eine erste Gesetzmässigkeit ist rasch erfasst: Das gleichmässige Abfallen der Schichten vom archaischen Kern nach Norden. Diese Thatsache erhellt schon aus den Darstellungen der älteren Autoren, besonders deutlich auch aus dem von G. Stache entworfenen Profile. Schiefe Falten mit parallel zusammengelegten Flügeln und nach Süden überschobene Falten liegen, wie wir sehen werden, dieser Erscheinung zu Grunde.

Eine andere wichtige Thatsache kennt man ebenfalls schon seit geraumer Zeit: Die mesozoische Kalkzone der Tatra verschwindet an dem, orographisch äusserst scharf markirten Nördrande des Gebirges unter einem schmalen Bande von nördlich fallendem Nummulitenkalk und taucht mit diesem unter das flach liegende jüngere Alttertiär. Dies erfolgt an einer fast geraden, dem Streichen des Gebirges fast parallelen Ostwest-Linie.

Die dritte Thatsache erfordert zu ihrer Feststellung eingehendere tektonische und stratigraphische Studien: Es ist ein grosser Hauptlängsbruch vorhanden, der die Kalkzone fast ihrer ganzen Länge nach in ostwestlicher Richtung durchzieht und sie, obwohl ihre Breite selbst an der breitesten Stelle nur 6·9 km beträgt, in zwei schmale, parallele Bänder scheidet, die zugleich Gebiete verschiedener Ausbildung der mesozoischen Formationen vorstellen: die hoch- und subtatrische Zone. Die Ausdehnung und Begrenzung dieser Zonen, sowie den Verlauf des Hauptlängsbruches topographisch zu schildern, scheint ziemlich überflüssig; deutlicher als durch die Beschreibung werden diese Verhältnisse durch einen Blick auf die beigegebene geologische Karte und die tektonische Kartenskizze erläutert (vergl. auch die Kartenskizze im I. Theil, S. 43).

Zum besseren Verständnisse der folgenden Darstellung müssen noch einige andere Ergebnisse, betreffend die tektonische Gliederung der »Kalkzone« schon an dieser Stelle vorweggenommen werden. In der hochtatrischen Zone ist ein Urgebirgsaufbruch festzustellen, der die sedimentären Gesteine dieser Zone in eine südliche und eine nördliche Synclinala sondert. In der subtatrischen Zone unterscheidet man zwei anticlinale Aufbrüche, die aber nur den Muschelkalkdolomit, höchstens noch die untere Trias und den Permsandstein an die Oberfläche bringen. Diese Aufbrüche umfassen eine Mulde, und ausserdem liegen Rudimente einer zweiten subtatrischen Mulde am Aussenrande. Sonach kann man in der Sedimentärzone der Tatra nebst untergeordneten Einmüldungen und Aufbrüchen 3 Haupt-Anticlinalen und 4 Haupt-Synclinalen unterscheiden, die in der tektonischen Kartenskizze besonders kenntlich gemacht und mit Buchstaben bezeichnet sind.  $A_2$  bedeutet die hochtatrische,  $A_3$  und  $A_4$  die subtatrischen Aufbrüche,  $S_1$  und  $S_2$  die beiden hochtatrischen,  $S_3$  und  $S_4$  die beiden subtatrischen Synclinalen.

Wie sich aus der folgenden Darstellung ergeben wird, sind die tatrischen Mulden grösstentheils unter Unterdrückung des Mittelschenkels durch die Hangendflügel der folgenden Aufbrüche überschoben. Man könnte sonach die tatrische Kalkzone auch in 4 Schuppen gliedern, wovon 2 auf die sub-, 2 auf die hochtatrische Zone entfielen. Allein diese Gliederung lässt sich nicht streng durchführen, weil der hochtatrische Aufbruch  $A_2$  nicht durch die ganze Zone hindurchsetzt, weil ferner die Überschöbung nicht allgemein herrscht, sondern überschobene in voll ausgebildete Mulden übergehen, und weil endlich secundäre Überschöbungen eine weitere Complication bewirken. Daher wurde für die tektonische Darstellung die Gliederung nach den Hauptaufbruchszonen vorgezogen. Um die Beziehung auf die tektonische Karte und damit das Verständniss zu erleichtern, ist im Folgenden die Buchstabenbezeichnung angewendet, und es sei ein für alle Male bemerkt, dass sich die eingeklammerten Buchstaben ( $S_1$ ,  $A_2$  etc.) auf die tektonische Karte beziehen.

Die scharfe Trennung der hoch- und subtatrischen Zone durch den Hauptlängsbruch, der sich seinem tektonischen Charakter nach als eine ausgezeichnete Überschöbungs- oder Wechselfläche darstellt, gestattet mit Vortheil die gesonderte Betrachtung der beiden Zonen. Wir beginnen mit der regelmässiger gebauten subtatrischen Zone.

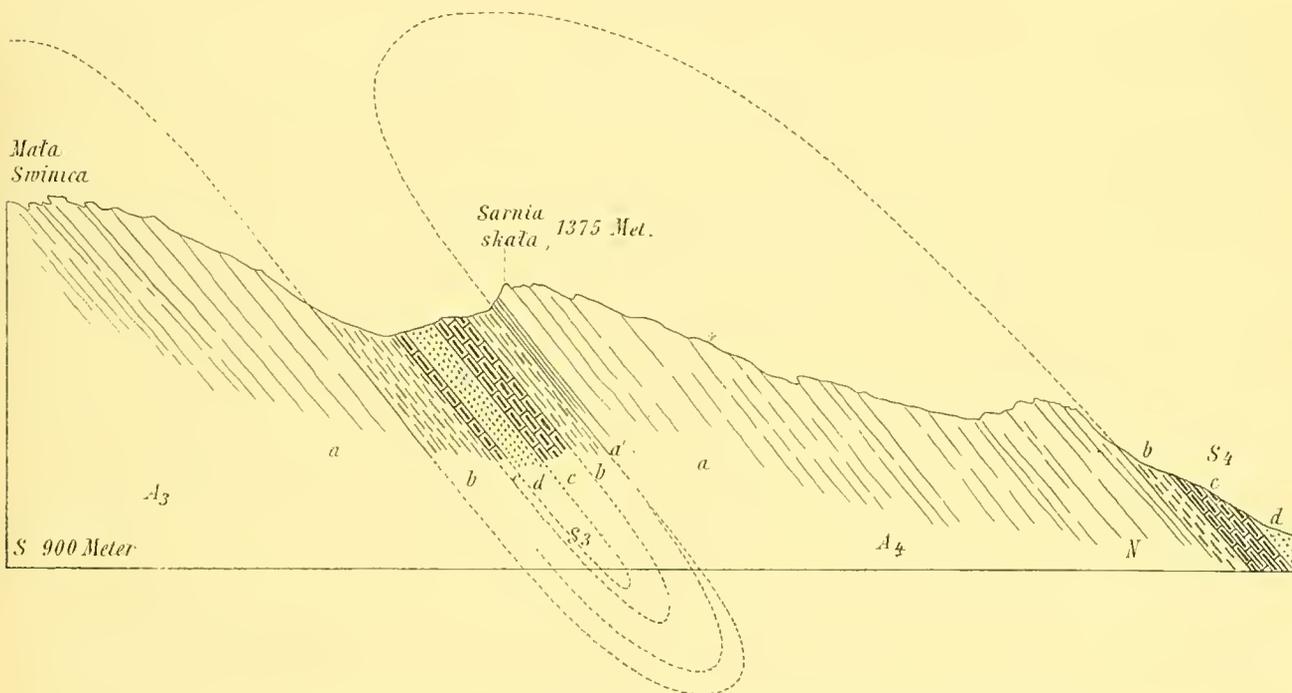
## Der geologische Bau der subtatrischen Zone.

### Die subtatrische Zone bei Zakopane und westlich von Zakopane.

Es ist die Gegend von Zakopane, wo im Bereiche der subtatrischen Zone die einfachsten Verhältnisse herrschen. So scharf ist hier der geologische Bau ausgeprägt und so vollständig jeder Zweideutigkeit entrückt, dass hierdurch das Verständniss der verwickelter gebauten Partien am besten erschlossen wird.

Wenn man den zwischen den Thälern Białka und Strażiska gelegenen Bergrücken von der Hauptbruchlinie aus nach Norden begeht, so steigt man zunächst an der Mała Swinica über die in groteske Felsbildungen aufgelösten Schichtköpfe eines mächtigen Zuges von Muschelkalkdolomit ( $A_3$  der tektonischen Karte), dessen Schichten steil und isoclinal nach Norden oder Nordnordwesten einfallen. Nach Überschreitung dieses Dolomitzuges gelangt man in eine Einsattelung, in der nachstehende Schichtfolge mit grosser Klarheit erschlossen ist (Fig. 18):

Fig. 18.



Durchschnitt der subtatrischen Zone zwischen dem Strażiska- und dem Białka-Thal.

Maassstab 1 : 12,500.

- a) Muschelkalkdolomit.
- b) Keuper, rother Schiefer.
- c) Rhätische Kalkbänke mit *Terebratula gregaria*, 1—2m mächtig.
- d) Lias, Grestener Schichten. Dünnschichtige graue, harte, feinkörnige Sandsteine mit schwärzlichen, gelblichgrau verwitternden Schiefen, dazwischen einige mehr massige, graue Sandsteinbänke. Im Ganzen 16—18m mächtig.

c) Rhätischer grauer Lithodendronkalk und mergelige Kalkbänke mit *Terebratula gregaria*. Einzelne Lagen etwas thoniger, so dass die Terebrateln zu Hunderten frei herauswittern, ungefähr 15m mächtig.

b) Keuper, rother Schiefer, mit einer schmutziggelblichen, schieferigen Dolomitlage.

a) Triasdolomit. Die untere Partie (a') besteht aus gelblichen, dünn-schichtigen, selbst schieferigen Bänken, die obere, wie gewöhnlich gestaltet, bildet die festungsartige Kuppe der Sarnia Skała. Auch die 1100 m breite Zone der Sarnia Skała ist aus Muschelkalkdolomit zusammengesetzt und zeigt streng

isoclinal nach Nord einfallende Schichten ( $A_4$  der tektonischen Karte). Erst am Nordrande der Kalkzone folgt darüber ein schmales Band von Keuper, Rhät und Lias ( $S_4$ ), welches noch weiter unten zu besprechen sein wird.

Hier also bietet die subtatische Zone das Bild einer voll ausgestalteten schiefen Falte, deren einzige Unregelmässigkeit, wenn man so sagen darf, in der geringeren Mächtigkeit des nördlichen Keuperbandes besteht.

Verfolgt man nun die Muldenmitte, welche sich ihrer leichteren Verwitterbarkeit wegen auf den Berg Rücken durch kleine Secundärsättel kenntlich macht, nach Osten in das Białkathal, so beobachtet man auf dem Wege und im Białkathale dieselben Verhältnisse.

Auch auf dem Wege von der Polana Białka zum nächstöstlichen Sattel, in der Wrótka genannten Gegend, ist zunächst noch keine Änderung wahrzunehmen. Im Sattel selbst, am Berge Krókiew, ist dagegen die hangende Keuperzone nicht mehr entwickelt, und es ist hier folgender Durchschnitt von Süd nach Nord zu verzeichnen:

1. Muschelkalkdolomit.
2. Keuper, weisser Sandstein und rother Schiefer.
3. Rhät, aus einer einzigen, 1—2 *dm* breiten, kalkigen, aus zerbrochenen Schalen von Austern und *Terebratula gregaria* bestehenden Lage gebildet.
4. Lias, Grestener Schichten, sandiger, schwärzlicher Schiefer, aussen gelblichgrau verwitternd, mit Sandsteinbänken.
5. Muschelkalk-Dolomit.

Hier fehlt also bereits ein Theil des nördlichen Flügels der Mulde, nämlich das Rhät und der Keuper, und dasselbe ist in der weiteren Erstreckung der Zone bis nach Eisenwerk Zakopane im Bystrathale der Fall, nur tritt daselbst eine Ablenkung des Streichens nach Nordost ein, die Mulde erweitert sich und die sie erfüllenden Grestener Schichten, namentlich die weissen grobbankigen Sandsteine, nehmen eine grössere Mächtigkeit an.

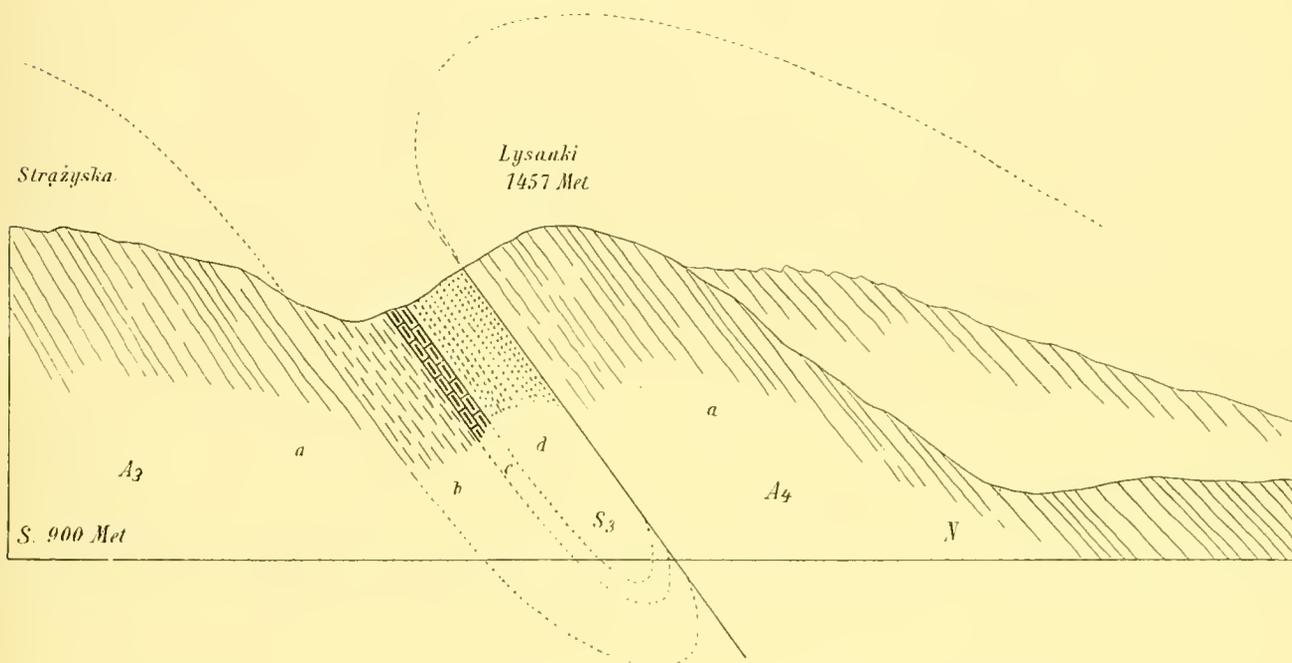
Genau dieselbe Erscheinung vollzieht sich in der Gegend westlich vom Ausgangspunkte der Untersuchung. Auch hier stellt sich die schiefe Mulde anfangs als vollgliedrig dar, bis im Sattel unter dem Lysanki-Berge, der aus der Strażiska in die Małąka führt, der nördliche Muldenflügel abermals unterdrückt erscheint. Die Schichtenentwicklung im Sattel (Fig. 19) ist folgende:

- a) Muschelkalkdolomit.
- b) Keuper. Rother und grünlicher Schiefer mit zahlreichen quarzigen Sandsteinbänken.
- c) Rhät, undeutlich aufgeschlossen, dagegen am Wege zum Sattel und in der Strażiska gut zu verfolgen.
- d) Grauer Quarzsandstein und gelblicher Schiefer. Grestener Schichten.
- a) Muschelkalkdolomit.

Werfen wir nun einen Blick auf das schmale Band liasischer und obertriadischer Gesteine ( $S_4$ ) am Aussenrande der nördlichen Dolomitzone. Dieses Band beginnt unweit westlich vom Ausgange des Strażiskathales und zieht, ungefähr ostwestlich streichend, mit zunehmender Breite bis gegen das Białkathal, ohne dieses selbst zu erreichen. Knapp vor dem Białkathale ist es an einer fast nordsüdlichen Linie abgeschnitten. An den nördlich fallenden Dolomit legt sich zunächst ein schmaler Gürtel von buntem Keuper, dann ein verhältnissmässig mächtiger (bis 35 *m*) von rhätischem Kalk mit *Terebratula gregaria* und Lithodendren an, dann folgen noch mit nördlicher Neigung Grestener Mergelschiefer und graue Sandsteine. Was aber von hier nach Norden bis an den Aussenrand entwickelt ist, und zwar schmale Bänder von Kössener Schichten, Keuper, Kössener Schichten, Grestener Schichten, Kössener Schichten, zeigt nicht mehr constant nördliches Fallen, sondern neigt sich grösstentheils südwärts. Auch sind die einzelnen Bänder nicht mehr längs der ganzen Erstreckung dieser Bildung zu verfolgen. So schneidet z. B. die

unmittelbar auf dem Muschelkalkdolomit aufliegende Keuperzone in jenem östlichen Seitenbache der Stražyska, der unterhalb der Kuppe der Sarnia Skała seine Entstehung nimmt, wahrscheinlich an einer kleinen Blattverschiebung scharf ab, ohne das Ostende dieses Zuges zu erreichen. Nahe diesem Ostende lenken diese Bildungen ein wenig gegen Nordost ein und schneiden endlich mit meridionalem Bruche am

Fig. 19.



Durchschnitt der subtatrischen Zone zwischen dem Stražyska- und dem Małatka-Thale.

Maassstab 1 : 12 500.

- a. Dolomit der mittleren Trias.
- b. Keuper.
- c. Rhät.
- d. Grestener Schichten, Unterlias.

Dolomit ab. Diese Schwenkung sowohl wie das Abbrechen dürften mit der Wendung nach NNO, die die Muldenmitte der subtatrischen Zone und mit ihr das nördliche Dolomitband vom Krókiew-Sattel an vollziehen, im Zusammenhange stehen. Ob die Wiederholung der Schichten in dieser obertriadisch-liassischen Randzone auf sekundäre Faltung oder nebstdem auch auf Bruchbildung zurückzuführen ist, lässt sich nach den etwas undeutlichen Aufschlüssen schwer entscheiden. Die Nähe des Nordrandes macht die Interferenz von untergeordneten Brüchen wahrscheinlich. Übrigens ist dies eine Frage von nebensächlicher Bedeutung.

Spuren dieser zweiten nördlichen Synclinalen der subtatrischen Zone ( $S_4$  des tektonischen Kärtchens) sind auch beim Eingange ins Małatka-Thal zu erkennen, und zwar eine kleine Partie rhätischer Kalke unmittelbar unter dem Nummulitenkalk und weiter südlich bunter Keuper, zwischen Dolomit eingezwängt. Auch diese kleinen Schollen dürften von Brüchen begrenzt sein.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass die subtatrische Zone bei Zakopane aus einer schiefen Mulde ( $S_3$ ) von obertriadischen, rhätischen und unterliassischen Schichten besteht, die in Muschelkalkdolomit eingebettet ist. Auf diese Weise entstehen zwei parallele Zonen von Muschelkalkdolomit, eine nördliche ( $A_4$ ) und eine südliche ( $A_3$ ). An die erstere legen sich nördlich an einzelnen Stellen noch schmale Streifen von Keuper, Rhät und Lias an, die die rudimentären Reste einer

zweiten nördlichen Parallelmulde bilden ( $S_1$ ), und zugleich erweisen, dass das nördliche Dolomitband als zusammengelegte schiefe Anticlinale ( $A_1$ ) anzusehen ist. Nur im mittleren Theile des beschriebenen Abschnittes der subtrischen Zone sind die beiden Flügel der Hauptmulde vollgliedrig entwickelt; im Fortstreichen nach Osten und Westen verschwindet der nördliche, hangende Flügel der schiefen Mulde, d. i. der Mittelschenkel der Falte, es bildete sich eine Wechselfläche aus, an der eine Überschiebung durch die Anticlinale  $A_1$  eintritt. Schon in der geringeren Mächtigkeit des nördlichen Keuperbandes selbst in der vollgliedrig entfalteten Mulde der Sarnia skała spricht sich deutlich die Tendenz zur Unterdrückung des Mittelschenkels aus, und so kann man hier den Übergang des Faltenbaues in Schuppenbau mit leichter Überschiebung an Wechselflächen sehr schön verfolgen.

In der bisherigen Beschreibung wurde der Einfachheit halber angenommen, dass die subtrische Zone am Hauptlängsbruche mit Muschelkalkdolomit beginne. Dies ist auch an einzelnen Punkten der Fall; an anderen kommen aber unter dem Dolomit, zwischen diesem und dem hochtrischen Kalk, noch Spuren von Schiefen und gelblichen Rauchwacken zum Vorschein, wie z. B. an der Mała Svinica, am Krókiew-Rücken, an der Westseite der Strażiska, zwischen dieser und dem Giewont-Absturz, die, so dürftig sie auch sind doch Beachtung verdienen. Sie gehören allem Anscheine nach der Untertrias an, die in der östlichen Streichungsfortsetzung, beim ehemaligen Eisenerzbau an der Kopa Królowa deutlicher hervortritt.

Durch eingehende Erörterung der geologischen Verhältnisse unseres Ausgangsgebietes bei Zakopane haben wir einige Grundvorstellungen über den Bau der subtrischen Zone gewonnen, die uns bei der Besprechung der übrigen Abschnitte dieser Zone kürzer vorzugehen erlauben werden. Die beiden Bänder von Muschelkalkdolomit bilden gleichsam das Grundgerüst der subtrischen Zone (s. tektonische Karte). Von Zakopane nach Osten sind sie ohne Schwierigkeit zu verfolgen, sie erstrecken sich mit nördlich geneigten Schichten fast ununterbrochen bis an das Ostende der Tatra, und es bedarf daher nur einer richtigen Deutung der jüngeren Schichten der Muldenmitte, um einer zutreffenden Auffassung der Grundzüge des geologischen Baues sicher zu sein. Ähnlich verhält es sich in dem Gebiete westlich von Zakopane. Nach beiden Richtungen, nach Osten wie nach Westen, treten die Dolomitbänder weiter auseinander, die Muldenmitte erfährt dadurch eine bedeutende Erweiterung, und nebst den Grestener Schichten erscheinen nun auch die jüngeren Liasbildungen, die Jura- und Kreideformationen in der subtrischen Synclinale  $S_3$ . Während sich aber die beiden Dolomitbänder ostwärts, wie oben erwähnt, fast ununterbrochen bis an das Ostende erstrecken, erfolgt die Auseinanderverschiebung der beiden Dolomitbänder im Westen derart, dass schon unweit des beschriebenen Ausgangsgebietes der nördliche Dolomitzug in den Bereich des alttertiären Senkungsfeldes fällt und daher, von Alttertiär bedeckt, der Beobachtung entzogen ist. Der südliche Muschelkalkzug ( $A_2$ ) dagegen erstreckt sich weithin nach Westen, bis über die Grenze des Árvaer Comitates, aber auch er erreicht nicht das Westende der Tatra, sondern verschwindet etwa 9 km vorher, überdeckt, bzw. überschoben von den jüngeren Bildungen der Muldenmitte. Auf dieser letzten Strecke im äussersten Westen der Tatra besteht die subtrische Zone nur aus den geologisch jungen, cretacischen Bildungen der Muldenmitte, die nun unmittelbar an den Hauptbruch herantreten und hier an den hochtrischen Kalk, an Permquarzit und am Ausgange des Studenecthales am Westende des Tatrages an Granit angrenzen.

In der Erörterung des westlichen Gebietes begriffen, wollen wir gleich auf einige Einzelheiten dieses Gebietes übergehen.

Westlich von dem zuletzt betrachteten Durchschnitt Strażiska-Lysanki (Fig. 19) kommen am Abhange gegen das Małałakathal unter dem nördlichen Dolomitzuge wieder Keuperschiefer zum Vorschein. Hier beginnt, aber vorerst unbeträchtlich, die Erweiterung der subtrischen Synclinale, die kaum 750 m weiter westlich auch die jüngeren Bildungen in sich fasst. Als Wahrzeichen dieser Änderung erhebt sich am Przysłop Miętusie, jenem niederen Sattel, der aus dem unteren Małałaka- in das Miętusia-Thal führt, eine steil aufragende, phantastisch geformte, rothe Felsmauer, der oberliasische Crinoidenkalk der Czerwona skała Kończysta, und parallel dazu streicht jene Zone von Crinoidenkalk und rothem, eisenreichen Horn-

steinkalk, in deren Eisenerzbauen L. Zeuschner einstens den *Ammonites bifrons* entdeckte. Nebst diesen oberliasischen Gesteinen stellen sich aber auch noch jüngere, bis zur Unterkreide reichende Fleckenmergel ein, die den schmalen Zwischenraum der beiden Oberliasbänder der Miętusia und die viel weitere Muldenmitte im Koscielisker Thal und von hier bis in das Lejowthal einnehmen.

Unmittelbar nördlich von Przyslop Miętusie verschwindet der nördliche Muschelkalkdolomitzug sammt den, ihn unterlagernden Keuper- und Rhätschichten unter der Eocändecke, dem Nummulitenkalk und Conglomerat des Hrubyberges (Hruby regiel). Dies ist aber nicht lediglich eine Folge der Erweiterung der sub-tatrischen Synclinalen und des nach Nordwesten gerichteten Streichens des nördlichen Flügels, sondern es tritt zugleich auch eine Senkung dieses Flügels ein; erreicht doch die aus Nummulitenkalk bestehende Spitze des Hrubyberges nur die Höhe von 1339 *m*, während sich die benachbarten Dolomitkuppen zu 1375—1457 *m* erheben. Auch die leichte Verschiebung des Nordrandes, des »regiel«, der Tatra zwischen dem Malałaka- und dem Koscieliskothale gegen Süden und die abnorme Breite des Eocänbandes zeigen diese Senkung an. Demnach besteht die subtatrische Zone in der Gegend der Miętusia und des Koscieliskothes von der Hauptbruchlinie nach Norden aus nachstehenden, gegen Norden geneigten Gliedern:

- a) Untertrias, eisenreiche Rauchwacken und gelbliche Schiefer.
- b) Muschelkalkdolomit.
- c) Keuper.
- d) Rhät.
- e) Grestener Schichten.
- f) Liasfleckenmergel, in Koscielisko mit *Arietites raricostatus*.
- g) Oberlias, Crinoidenkalk und rother Hornsteinkalk mit *Harpoc. bifrons*.
- h) Jurafleckenmergel.
- i) Neocom.
- h) Jurafleckenmergel.
- g) Oberlias.
- f) Liasfleckenmergel.

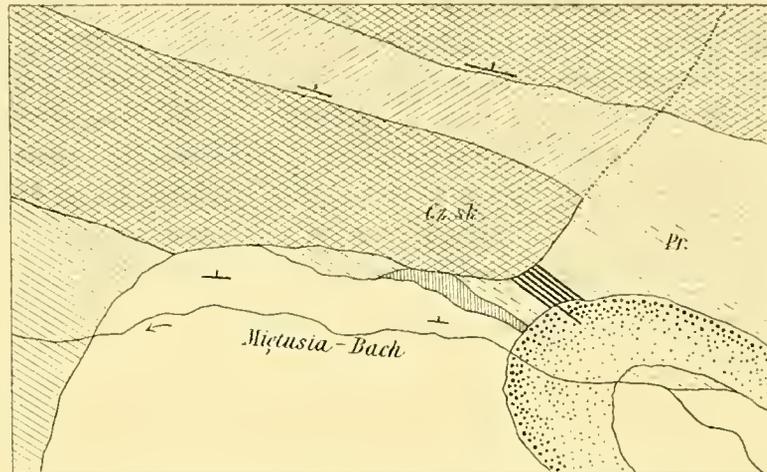
Da auch das Glied *f* des Nordflügels von der Miętusia nicht weit nach Westen verfolgt werden kann, so übernimmt der Oberlias (*g*) von hier ab die Begrenzung der subtatrischen Zone und wird unmittelbar vom Eocänconglomerat und Nummulitenkalk bedeckt. Diese nördliche Oberliaszone besteht theils aus massigem Crinoidenkalk, theils aus Hornsteinkalk und Schiefer: kleine Felsbildungen markiren ihren nach Nordwesten gerichteten Verlauf. Im Koscielisker Thal bilden die prall an den Fluss herantretenden steilen Wände des Crinoidenkalkes das »Brama Kantaka« genannte Felsthor und streichen von hier über die Kopka ins Lejowthal, um auch hier ein ähnliches Felsthor zu bilden und jenseits des Lejowbaches unter Eocän zu verschwinden. War die subtatrische Zone von der Miętusia bis in das Lejowthal eine schiefe Mulde mit isoclinal nördlich geneigten Flügeln (s. Taf. III, Fig. 4), die nur am Nordflügel durch die Senkung des Unterlias und der Trias unter das Eocän einen Defect aufwies, so besteht sie von hier ab nach Westen nur aus einer einfachen, oder einseitigen Schichtfolge vom Triasdolomit bis zum neocomen Fleckenmergel und zum Chocsdolomit, allerdings mit gewissen noch zu besprechenden secundären Aufwölbungen und Einfaltungen und anderen Störungen, an denen dieses Gebiet reich genug ist.

Schon das Auftauchen der jüngeren Bildungen an der Miętusia erfolgt unter eigenthümlichen Verhältnissen, die aber hauptsächlich in Folge Zeitmangels und ungünstiger Aufschlüsse leider nicht genügend aufgeklärt werden konnten. Die folgende Besprechung dieser interessanten und verwickelten Partie muss daher leider manches offen lassen und sich mit der Hervorhebung einzelner Thatsachen begnügen, zu deren Erläuterung die beiden Textfiguren 20 und 21 beitragen sollen.

Der Oberlias setzt in zwei getrennten Bändern ein; das nördliche, das zum Theil aus Hornsteinkalk mit Eisenerz besteht, reicht weiter nach Ost als das südliche, das an der Czerwona skała

Kończysta<sup>1</sup> bei der Alpe Przystop Miętusie scharf abgeschnitten erscheint. Es liegt hier möglicher Weise eine Blattverschiebung in der Richtung nach Südwest vor (in der Kartenskizze durch eine punktirte Linie angedeutet); es würde dann das Ostende des nördlichen Oberliaszuges als die Fortsetzung des an der Alpe Przystop Miętusie so schroff zu Ende gehenden südlichen Oberliaszuges zu betrachten sein, und in der Gegend nördlich des Sattels Przystop Miętusie wären zwei Bänder von Oberlias zu suchen.

Fig. 20.



Kartenskizze der geologischen Verhältnisse der Miętusia-Felsen.

Pr.: Alpe Przystop Miętusie.

Cz. sk.: Czerwona skała Kończysta.

Maassstab 1 : 8330.

Erklärung zur Kartenskizze der geologischen Verhältnisse der Miętusia-Felsen.

Weiss: Dolomit der mittleren Trias.

Vertikal: Bunter Keuper.

Mit starken Linien: Rhätisch.

Unterbrochen: Grestener Schichten, gelbgraue Mergelschiefer mit dünnen Sandsteinbänken.

Diagonal nach rechts unten: Lias-Fleckenmergel.

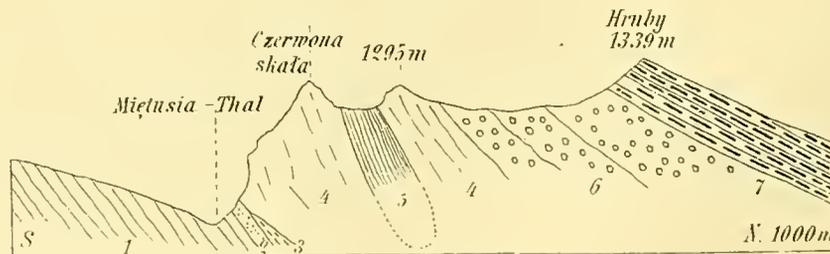
Raster: Oberlias, roth und grau gefleckter, felsbildender Crinoidenkalk.

Diagonal nach rechts oben: Jura und Neocom-Fleckenmergel.

Punktirt: Endmoräne des diluv. Miętusia-Gletschers.

Für diese Vermuthung spricht die Thatsache, dass das südliche Band von oberliasischem Crinoidenkalk an seinem Ostende, der Czerwona skała Kończysta, jedenfalls durch Bruch begrenzt ist, da die Grestener und die Kössener Schichten an den Crinoidenkalk herantreten (s: Fig. 20), und dass es ferner

Fig. 21.



Durchschnitt der Miętusia-Felsen.

Maassstab 1 : 12.500.

1. Dolomit der mittleren Trias.

2. Bunter Keuper.

3. Grestener Schichten.

4. Grau und roth gefleckter Crinoidenkalk, Oberlias.

5. Fleckenmergel, Jura und Neocom.

6. Eocaen-Conglomerat.

7. Nummulitenkalk.

<sup>1</sup> Diese Bezeichnung verwendet L. Zeusehner; die Specialkarte benennt diese Felsen einfach Miętusia.

zweifellos stark an den Triasdolomit herangepresst ist. Diese Anchiebung ist so beträchtlich, dass die Schichtgruppen zwischen dem oberliasischen Crinoidenkalk und dem Muschelkalkdolomit auf ein Minimum reducirt und am Fusse des rothen Miętusja-Felsens nur bei aufmerksamer Begehung überhaupt zu erkennen sind. An einer Stelle erscheint der rothe Crinoidenkalk sogar unmittelbar an den Muschelkalkdolomit unter völliger Verdrängung der Zwischenbildungen angeschoben. Etwas weiter östlich von dieser Stelle liegt Grestener Schiefer in schmalen Zügen zwischen Muschelkalkdolomit und Oberlias, noch weiter kommt eine Spur von buntem Keuper zum Vorschein. Nahe dem Ostende des Crinoidenkalkfelsens sind die Grestener Schichten stärker entwickelt, aus ihnen tritt ein c. 4—5 m breites, felsiges Band von Kössener Kalken, flach nordöstlich einfallend, hervor. Dieses Band verschwindet nach kurzem Verlaufe unter der Stirn- moräne des diluvialen Miętusja-Gletschers. Für die Annahme einer südwärts gerichteten Anpressung oder Anchiebung des Oberliaszuges an den Muschelkalkdolomit unter Unterdrückung der dazwischen liegenden Schichtgruppen liegen also sichere Beobachtungen vor.

Die Muldenmitte zwischen den beiden Oberliaszonen ist sehr schmal, trotzdem scheint die Entwicklung des zusammengepressten Fleckenmergels bis in das Neocom zu reichen, denn nahe dem Ostende des rothen Crinoidenkalkfelsens fanden sich im Fleckenmergel Ammoniten, die zwar sehr schlecht erhalten, aber doch mit ziemlicher Sicherheit als Neocom-Formen zu erkennen sind (*Hopliten* aus der Gruppe des *H. cryptoceras* und *Holcostephanus Astieri*).

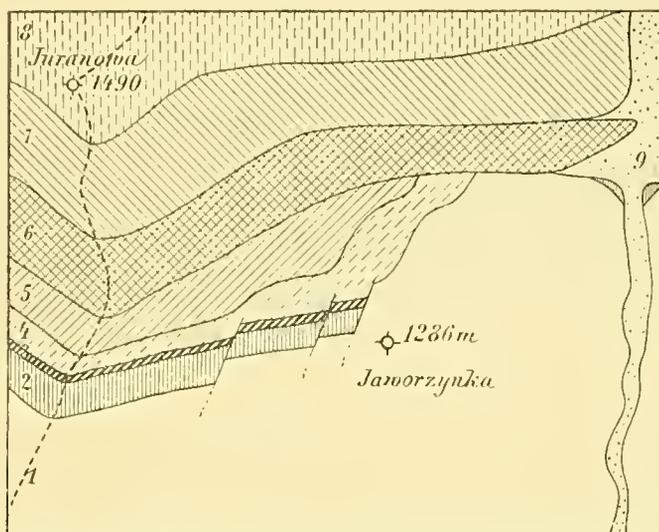
Südlich vom Crinoidenkalk der Miętusja weicht die Grenzlinie des Muschelkalkdolomits fast rechtwinkelig nach Süden zurück, der Dolomit verschwindet hier völlig und die liasischen, jurassischen und neocomen Bildungen der Muldenmitte reichen bis an die hochtatische Zone. Dadurch ist Raum gewonnen für eine breite Entfaltung der jüngeren Bildungen. Während das nördliche Oberliasband aus der Gegend Miętusja regelmässig mit nordwestlichem Streichen in das Koscieliskothal zieht, bricht das südliche Band der Czerwona skała an seinem Westende scharf ab, und man findet seine nach Süden gerückte Fortsetzung in Form von grünlichem und röthlichem Hornsteinkalk und Schiefer am Wege aus dem Koscieliskothale zur vorderen Uplaz-Alpe. So bestimmt diese Tendenz des Heranrückens der jüngeren Schichten der Muldenmitte nach Süden hervortritt, so wird hier noch näher festzustellen sein, in welchem Grade sie zur Ausbildung gelangt. Nebst dem Muschelkalkdolomit sind hier auch Keuper und Rhät, wie es scheint, gänzlich unterdrückt, dagegen scheinen die Grestener Schichten nahe der vorderen Uplaz-Alpe hervorzukommen. Auch muss noch genauer erhoben werden, ob die nach Süden gerückte Fortsetzung des Oberliaszuges der Miętusja scharf abgeschnitten, oder mit diesem noch im Zusammenhange ist, wie die geologische Karte annimmt.

An der Westseite des Koscielisker Thales kommen die verdrückten älteren Bildungen wieder zum Vorschein, und neuerdings mit unverkennbarer Tendenz zum Vorschieben nach Süden. Der Muschelkalkdolomit ( $A_3$ ) taucht unmittelbar am Westabhang des Koscielisker Thales hervor und erscheint fast um die ganze Breite dieses Zuges nach Süden gerückt. Etwas weiter westlich ist er an der Kominy-Alpe stark reducirt, schwillt aber allmählich zu normaler Breite an, um jenseits des Chochołower Thales abermals beträchtlich nach Süden vorzurücken, und zwar in solchem Maasse, dass der subtatische Muschelkalkdolomit fast über die ganze hochtatische Zone hinweg bis an den Permsandstein reicht (s. Fig. 5, Taf. III). Der Muschelkalkdolomit ( $A_3$ ) liegt hier, am Hrubywierch Bobroviec an der Grenze Galiziens gegen das Árva'er Comit, gleichsam in einem Ausschnitt der hochtatischen Zone eingebettet, und er nimmt zugleich eine aussergewöhnliche Breite an. Die letztere Erscheinung wird auf den Umstand zurückzuführen sein, dass das Muschelkalkdolomitband hier verdoppelt ist, weil im Quellgebiet der Bila voda westlich vom Bobroviec-Kamme mitten im Dolomit eine schmale, ziemlich verworren gelagerte Keuperzone zum Vorschein kommt. Diese secundäre und nicht weit verfolgbare Keuperzone wird von isoclinal nach Norden fallendem Muschelkalkdolomit überlagert, und so ist es wahrscheinlich, dass auch hier eine secundäre Überschiebung nach Süden anzunehmen ist.

Die Tendenz der subtatischen Zone zum Vorschieben nach Süden äussert sich in diesem Theile des Gebirges auch an den kleinen, staffelförmigen Blattverschiebungen am Wege vom Chochołower Thal zur

Alpe Jaworzynka. Im Chochołower Thal ist das Band der oberliasischen Hornsteine an den Dolomit an-gepresst, nur an einer Stelle kommt eine Spur von Keuper zum Vorschein. Weiter westlich treten zwischen dem Oberlias und dem Muschelkalk stufenweise die zwischenliegenden Schichtgruppen, Fleckenmergel, Grestener Schichten, Kössener-Schichten und Keuper, an mehreren Blattverschiebungen hervor, die in der beistehenden Skizze (Fig. 22) veranschaulicht sind. Die Verschiebung beträgt jeweils zwar nur wenige

Fig. 22.



1. Triasdolomit.
  2. Bunter Keuper.
  3. Rhätischer Kalk.
  4. Mergelschiefer der Grestener Schichten.
  5. Liasfleckenmergel.
  6. Oberlias. Grünlicher Hornsteinkalk und Schiefer.
  7. Jura- und Neocom-Fleckenmergel.
  8. Choedolomit.
  9. Thalboden des Chochołower Thales. Alluvium.
- Grenzkamm zwischen Galizien und dem Arvaer Comitatus.

Blattverschiebungen an der Jaworzynka-Alpe im Chochołower Thale.

Meter, aber durch oftmalige Wiederholung steigert sich der Effect der Erscheinung, die sich wohl sicher auch an manchen anderen, weniger deutlich aufgeschlossenen Stellen in ähnlicher Weise wiederholen dürfte.

In dem niederen Sattel, der aus dem Koscielisko- in das Lejowthale und zur Alpe Kominy führt, kommen mit und über dem Muschelkalkdolomit allmählich auch die jüngeren, im Koscielisker Thal und an der Miętuska unterdrückten Gesteinszonen des Keupers, der Kössener und Grestener Schichten wieder zum Vorschein, sie bilden aber nicht überall einfache Bänder, sondern treten in der Gegend des Lejowthales in mehrfacher Wiederholung auf. Eine ungefähr dreieckige Fläche besteht hier; wie die geologische Karte zeigt, aus einer localen Aufwölbung von Keuper, Kössener und Grestener Schichten, die hier eine gestaute, und zur Aufwölbung gedrängte Masse bilden. Offenbar steht diese Erscheinung mit den Verhältnissen der Nachbargebiete in Zusammenhang. Dadurch, dass die jüngeren jurassischen und cretacischen Bildungen im Koscielisker Thale und in der Gegend der Jaworzynka an der Árva'er Grenze abnorm weit nach Süden, in diesem Gebiete gegen den Muschelkalkdolomit, in jenem mit Überwältigung des Muschelkalkdolomites bis an den hochtatratischen Kalk, vorgeschoben wurden, mussten die plastischen Gesteinszonen des Keupers, der Kössener und Grestener Schichten zur Seite, also in das zwischenliegende Gebiet des Lejowthales gedrängt werden und es musste hier zu einem localen Aufstau dieser Schichten kommen. Das Dreieck zwischen dem Lejowfluss und den Übergängen in das Chochołower und das Kościelisker Thal nahm die verdrängten Kössener und Grestener Schichten auf, die hier in mehreren Bändern an die Oberfläche treten. Die Einzelheiten der Vertheilung innerhalb dieser Partie sind auf der geologischen Karte nicht ganz richtig dargestellt, es war mir aus Mangel an Zeit nicht möglich, dieses sehr interessante Gebiet im Detail aufzunehmen, es musste also schematisirt werden, das Wesentliche dürfte aber richtig erfasst sein. Der Dreieckform dieses secundären Aufbruches folgt denn auch der Verlauf des südlichen Oberliasbandes: es streicht aus dem Kościelisker Thal in nordwestlicher Richtung über die beiden Kopka-Berge (1336 m und 1308 m) in das Lejowthale, biegt jenseits desselben nach Süden um, und findet, wenn auch mehrfach zerrissen und verschoben und schliesslich nach Westen abgelenkt in dem Oberliaszuge von Polana Huty und Jaworzynka seine Fortsetzung.

Alles, was von diesem Oberliasbande nach Norden bis an den Aussenrand liegt, gehört, da das nördliche Liasband am Ausgange des Lejowthales verschwindet, der jurassisch-cretacischen Muldenmitte an.

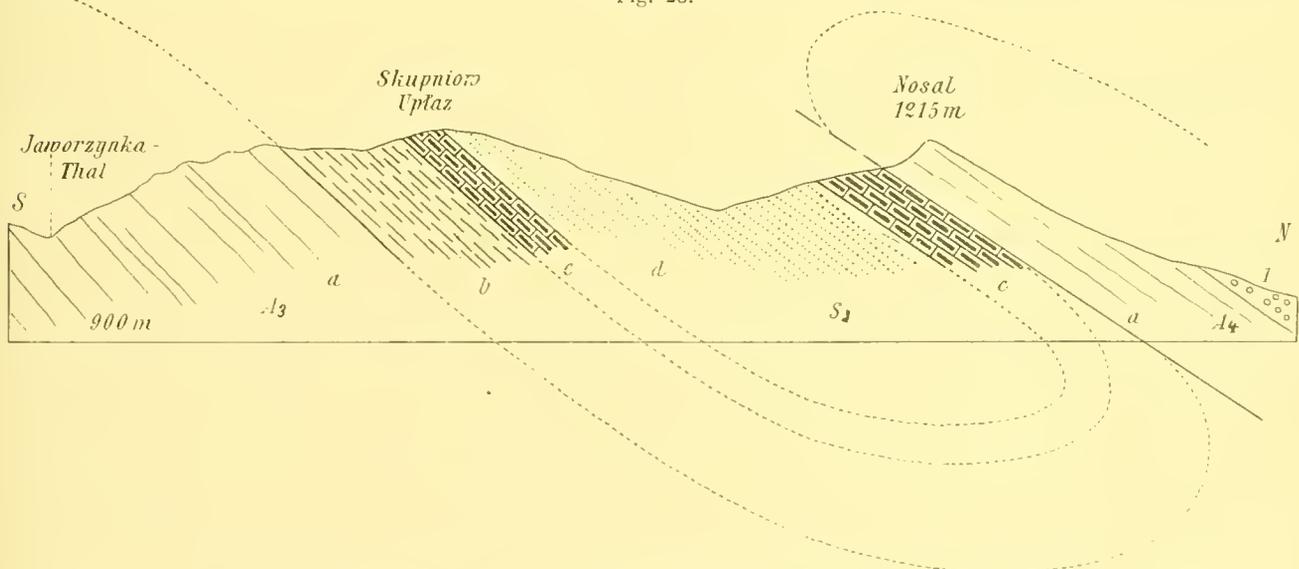
im einfachsten Falle wären über dem Oberlias jurassische und neocomer Fleckenmergel und darüber Chocsdolomit zu erwarten. Der Raum für diese Bildungen ist aber z. B. in der Gegend der Arva'er Grenze mehr als zwei Kilometer breit, und so treten auch hier kleine Auffaltungen, beziehungsweise Überschiebungen hervor, die auf der Nordseite der Juranowa im Ursprungsgebiet des Turekbaches sogar die rhätischen Schichten auf die Oberfläche bringen (s. Taf. III, Fig. 5), freilich unter wenig klaren Verhältnissen. Züge von Fleckenmergel und wohl auch von Sipkover-Mergel unterbrechen die eintönige Decke von Chocsdolomit.

Diese jüngsten Bildungen sind es nun, die von der Bila voda ab die subtatrische Zone ausschliesslich zusammensetzen und an den hochtatrischen Kalk, weiter an den Permquarzit und im äussersten Westen endlich an den Granit angrenzen. Am Hruby vrch Bobroviec ist die nördliche Muschelkalkdolomitzone auf Kosten des völlig zerschnittenen hochtatrischen Kalkbandes mächtig entfaltet, aber jenseits dieses Gebietes behauptet der hochtatrische Kalk von neuem das Feld, während der subtatrische Muschelkalkdolomit von der Oberfläche verschwindet; mit ihm Keuper, Rhät und Lias, die an der Bila voda quer abgeschnitten erscheinen. Nur an der Osabita tritt über den Grestener Sandsteinen der hochtatrischen Zone ein Dolomitband auf, das vielleicht mit einiger Wahrscheinlichkeit als Fortsetzung der subtatrischen Muschelkalkdolomitzone ( $A_2$ ) angesprochen werden könnte. Diese Deutung wurde in Karten und Profilen (Taf. III, Fig. 6) festgehalten, doch muss ich hervorheben, dass eine genauere Bestätigung derselben zu wünschen wäre<sup>1</sup>. Über dem Triasdolomit folgt im Osabita-Profil Chocsdolomit in grosser Mächtigkeit, mit Anklängen an die Facies des Murankalkes. Eocänconglomerat und Kalk liegen in unregelmässiger Vertheilung auf den älteren Felsarten.

### Die subtatrische Zone östlich von Zakopane.

Unmittelbar östlich von Zakopane weicht der geologische Bau der subtatrischen Zone vorerst nur wenig von dem unseres Ausgangsgebietes ab. Die Muldenmitte ist bei breiter Entfaltung der Grestener-Schichten etwas weiter, das nördliche Dolomitband verschmälert, das südliche verbreitert. Im Liegenden des letzteren kommen an der Kopa Magóry die eisenreichen Schichten der Untertrias und unter diesen Sandsteine zum Vorschein, die als permisch aufgefasst werden können. Ein Durchschnitt vom Nosal, unmittelbar östlich vom Bystrathale, dem Thale des Zakopaner Eisenwerkes (Kužnice), zum Skupniów

Fig. 23.



Durchschnitt aus dem Jaworzynkathal (südöstlich vom Eisenwerk Zakopane) zum Nosal.

Massstab 1 : 12.500.

a Muschelkalkdolomit etc. 1 Nummulitenconglomerat.

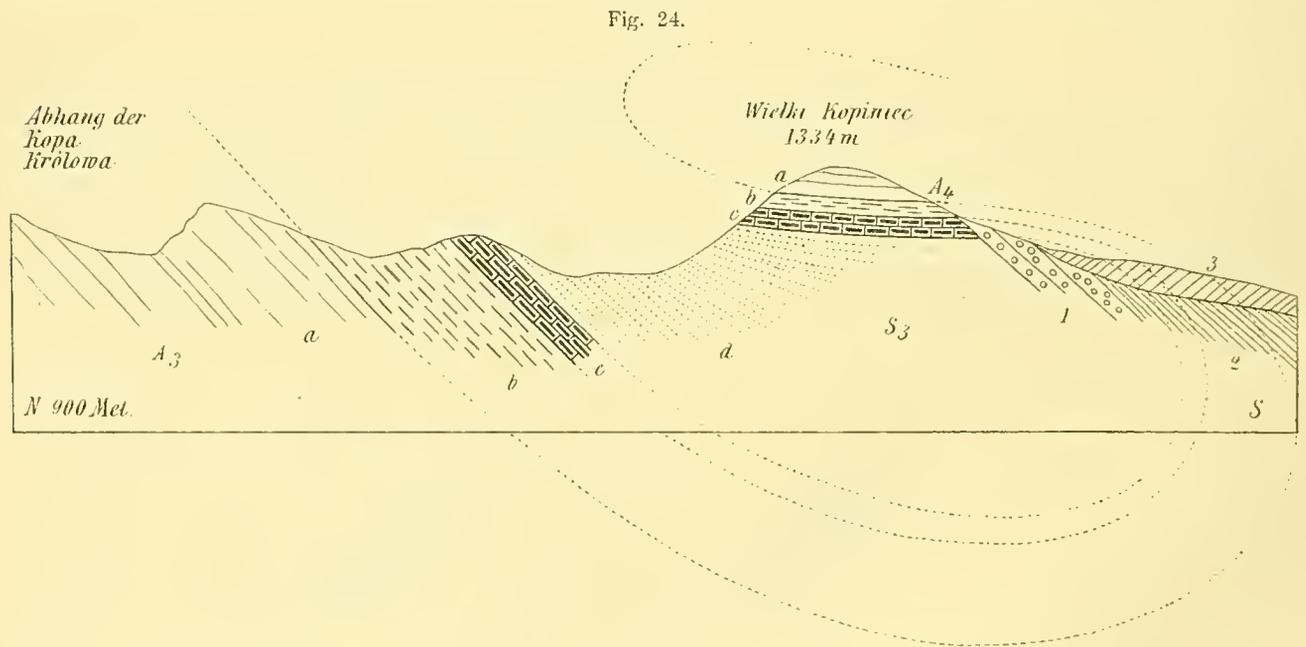
<sup>1</sup> Der westlichste Theil der Tatra im Arva'er Comitae wurde von mir im Jahre 1890 bei sehr schlechter Witterung aufgenommen. Seither hatte ich nicht Gelegenheit, dieses schwer zugängliche Gebiet zu untersuchen, daher wird die geologische Karte dieses Gebirgtheiles sehr verbesserungsbedürftig sein.

Uplaz und von da bis zur Hauptbruchlinie bietet aber ganz so wie das Ausgangsgebiet, das Bild einer schiefen, nach Norden geneigten Falte dar, und zwar mit nachstehender Schichtfolge von Süden nach Norden (s. Fig. 23 und Taf. I, Fig. 6):

- a* Untere Trias, eisenreiche Schiefer und mittlere Trias, Muschelkalkdolomit.
- b* Keuper.
- c* Kössener Schichten.
- d* Grestener Schichten.
- c* Kössener Schichten.
- a* Muschelkalkdolomit.

Das nördliche Band von Kössener Schichten enthält nebst Kalkbänken auch Sandsteinlagen und Spuren von rothem Schiefer, es ist verhältnissmässig mächtig entwickelt. Zur Vollständigkeit der Schichtfolge fehlt hier nur der Keuper unter dem nördlichen Dolomitbande; auch dieser stellt sich östlich vom Nosal ein, so dass ein Durchschnitt von der Kopa-Królowa zum Wielki oder Malý Kopiniec nunmehr die volle Schichtfolge enthält. Dagegen ändern sich die Verhältnisse östlich vom Nosal insofern, als hier die schiefe Falte am Nordflügel in eine liegende übergeht.

Mit untrüglicher Klarheit kann man zwischen dem grossen und kleinen Kopiniec die fast horizontale Auflagerung des Dolomites auf dem Keuper und dieses auf den Kössener- und Grestener Schichten beobachten (s. Fig. 24 und Taf. II, Fig. 1). Zugleich ist der nördliche Dolomitflügel stark gehoben, der grösste



Durchschnitt der subtatrischen Zone zwischen Kopa Królowa und Wielki Kopiniec.

Masstab 1 : 12.500.

Von der Dolomitzone *A*<sub>3</sub> ist nur der nördlichste Theil in das Profil aufgenommen. *a*. Dolomit der mittleren Trias (Muschelkalkdolomit) etc. 1 Nummulitenconglomerat und Kalk. 2 Altiertiärer Schiefer. 3 Moräne.

Theil seiner Mächtigkeit ist abgetragen, so dass die schwache Einsattelung zwischen dem grossen und kleinen Kopiniec genügt, um den Keuper dazwischen aufzuschliessen, während der Dolomit nur in Form kleiner Kappen die Spitzen der genannten Berge bildet. Der Keuper ist auch hier am Nordflügel weniger mächtig als am Südflügel.

Die ungewöhnliche Breite des südlichen Dolomitbandes wird wohl als Folge der Stauung an der nach Norden vorspringenden hochtatrischen Kalkzone aufzufassen sein, deren Effect durch die weiter östlich beginnende Verschiebung der tatrischen Kalkzone nach Süden gesteigert wurde. Derselben Ursache ist wohl auch die scharfe Knickung des Streichens der Muldenmitte südlich vom Nosal und im Olczysko-Thale zuzuschreiben.

Der Übergang der schiefen in die liegende Falte, die Hebung des nördlichen ( $A_4$ ) und die Stauung des südlichen Dolomitbandes ( $A_3$ ) bilden die Einleitung zu den viel grösseren Veränderungen im Baue der subtatrischen Zone, die an der östlich folgenden Poroniner Kopa und der Gęsia szyja hervortreten. Leider entgeht durch die 1·8—3·2 km breiten Moränen der Sucha woda und der Pańszczyca gerade das Übergangsgebiet dem Beobachter, und das ist um so mehr zu bedauern, als die geologischen Verhältnisse an der Poroniner Kopa ebenso interessant als schwierig zu erfassen sind. Nur die wichtigsten grundlegenden Thatsachen konnten sichergestellt werden; für gewisse Details ist es dagegen leider nicht gelungen, zu einer befriedigenden Deutung zu gelangen.<sup>1</sup>

Unmittelbar östlich von der Pańszczyca dolina taucht die Fortsetzung des südlichen Dolomitbandes ( $A_3$ ) aus dem Diluvialschutt der Sucha woda und Pańszczyca hervor, unterlagert von mächtig entwickelten rothen und grünlichen Schiefen der untersten Trias. Von der Pańszczyca erstreckt sich der Muschelkalkdolomit ununterbrochen bis zur Przysłop-Alpe; hier springt der Kalkstein der hochtatrischen Zone tief in die subtatrische Zone ein, er reicht bis an die Grestener Schichten und schneidet so den Muschelkalkdolomitzug Pańszczyca—Przysłop von seiner Fortsetzung ab, die zunächst in zwei kleinen Dolomitpartien zwischen der Waksmundska dolina und dem Bialka-Thal am Touristenwege vom Przysłop zum Rostoka-Schutzhause zu suchen ist, wie das ein Blick auf die geologische Karte erkennen lässt.

Am Przysłop folgt über diesem südlichen Dolomitzuge zuerst der bunte Keuper, den Untergrund der Przysłop-Alpe bildend, dann die Kössener Schichten, die an dem vielbetretenen Wege zum Przysłop gut aufgeschlossen sind, endlich die Grestener Schichten, namentlich der weisse Quarzsandstein in grosser Mächtigkeit, und die grauen Liasfleckenmergel mit ziemlich zahlreichen Belemniten; also die regelmässige Schichtfolge. Das Streichen ist, wie schon in der westlich benachbarten Partie zwischen der Kopa Królowa und den beiden Kopieniec-Bergen, nach Südosten gerichtet. Der nördliche Gegenflügel zu dieser Schichtfolge kommt am tatrischen Nordrande in der Gegend Filipka zum Vorschein. Der Muschelkalkdolomit bildet hier ein ziemlich schmales und ziemlich flach nordöstlich einfallendes Band, das unterhalb der Alpe Filipka im gleichnamigen Thälchen am besten aufgeschlossen ist. Am Fusse der Dolomitwändchen fällt bunter Keuper unter den Dolomit ein, zwar nur wenig mächtig, aber sicher nachweisbar. Unter dem Keuper liegen einige Bänke mit Kössener Versteinerungen, die sich bis zum Nordrande der Polana Rusinowa verfolgen lassen, dann Grestener Sandsteine und Schiefer, Fleckenmergel und endlich Oberlias (mit *Harpoceras radians*), Schiefer und grünliche, schmutzig gelbliche und röthliche Hornsteine und kieselige Schiefer. Diese herrschen in der Gegend der Hala Filipka und breiten sich mit im Allgemeinen ziemlich flacher Lagerung bis zum Liasfleckenmergel des südlichen Bandes aus.

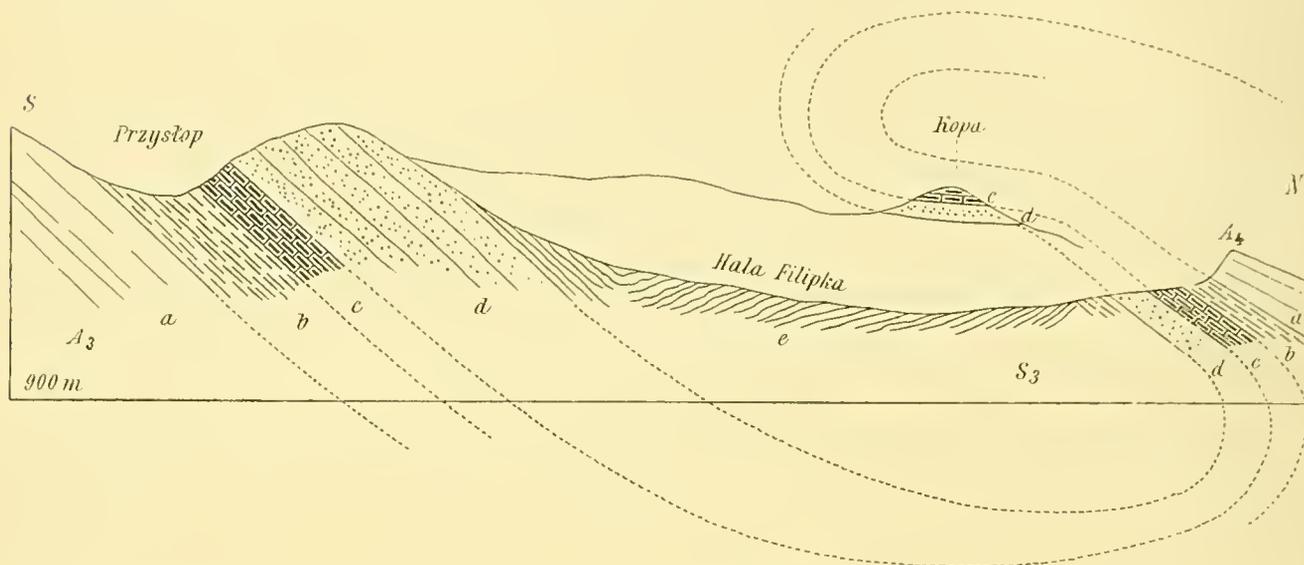
Dieser Durchschnitt (Fig. 25 und Taf. II, Fig. 2), den man erhält, wenn man aus dem Przysłop-Sattel über die aus weissem Liassandstein bestehende Anhöhe in das Filipka-Thal absteigt, zeigt also wieder eine ausgezeichnet entwickelte schiefe Falte, wie in der Zakopaner Gegend, nur tritt hier in der Muldenmitte auch noch Oberlias, und zwar in sehr mächtiger Entwicklung, auf. Auch die zweite, nördliche Synclinale ist hier am Aussenrande angedeutet, denn auf dem Muschelkalkdolomit liegt in der Gegend der Vereinigung des Filipka-Baches mit dem von der Polana Rusinowa herabkommenden Thälchen eine Zone von rothem Keuperschiefer mit einigen Dolomitbänken und darauf Kössener Schichten, die in mächtiger Entwicklung bis zum Goly wrch, nördlich von der Polana Rusinowa, zu verfolgen sind.

So fügt sich dieser Durchschnitt in das bisher gewonnene Bild gut ein, und auch die Verhältnisse an der Poroniner Kopa, westlich von dem beschriebenen Durchschnitte, stehen damit theilweise in Übereinstimmung. Die Poroniner Kopa liegt genau nördlich vom Przysłop. Am Wege dahin trifft man, wie schon beschrieben wurde, über den Kössener Schichten die Grestener Schichten und Liasfleckenmergel an, darüber die schmutzig-grünlichen Hornsteine und kieseligen Schiefer des Oberlias; dann folgen abermals graue

<sup>1</sup> Der Grund hievon liegt zum Theil in dem Umstande, dass das Gebiet der Poroniner Kopa bisher schwer zugänglich war. Dies wird jetzt durch den Bau der neuen Strasse von Zakopane zum Meerenge wesentlich besser werden.

Liasfleckenmergel und endlich an der Kopa rings im Umkreise dieser ziemlich regelmässig kegelförmigen Kuppe, flach lagernde Schiefer der Grestener Schichten mit wenig Sandstein und auf der Spitze der Kuppe endlich eine kleine, den Grestener Schichten aufgesetzte Kappe von Kössener Schichten (s. Fig. 25 und 26).

Fig. 25.



Durchschnitt vom Przystop nad Waksmundską über die Hala Filipka zum Ausgang des Filipka-Thales.

Massstab 1 : 12.500.

Der von den Liasfleckenmergeln eingenommene Raum ist etwas verkürzt. Die »Kopa« im Hintergrunde der Zeichnung liegt westlich vom Durchschnitte und entspricht der Kopa der Fig. 26.

- a* Muschelkalkdolomit.
- b* Bunter Keuper.
- c* Kössener Schichten.
- d* Grestener Schichten; das südliche Band besteht grösstentheils aus weissem Sandstein (Pisanaquarzit), das nördliche vorwiegend aus Mergelschiefer.
- e* Liasfleckenmergel, oberliasischer Fleckenmergel und Hornstein.

Also auch hier eine liegende Falte, wie am Kopieniec bei Zakopane, nur sind hier in der Höhe von 1336 *m* Keuper und Muschelkalk abgetragen, während am Grossen Kopieniec in 1334 *m* Höhe der Keuper und eine geringe Mächtigkeit von Muschelkalkdolomit erhalten blieben.

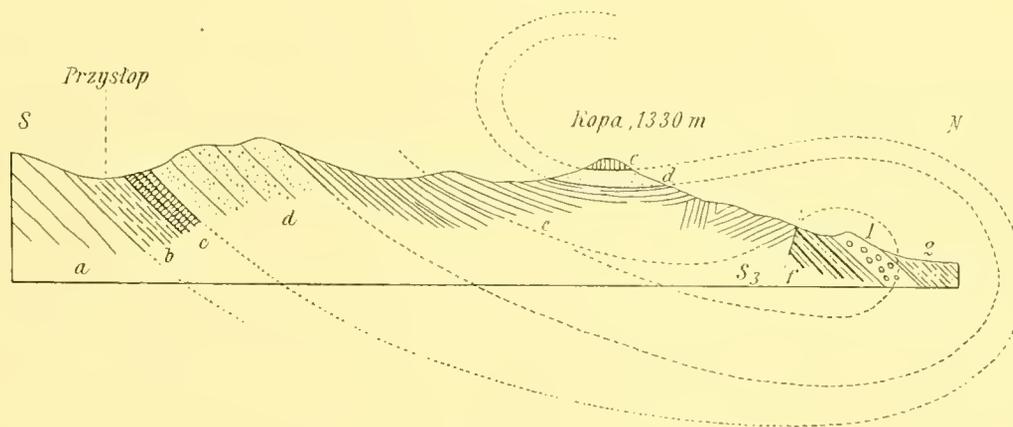
Zwei Partien bieten aber verwickeltere Verhältnisse: die Gegend am Nordabhänge der eben besprochenen Kopa und die Gęsia szyja. Die Gęsia szyja liegt östlich von dem zuerst beschriebenen Filipkadurchschnitt; hier erscheinen in der Muldenmitte über dem Oberlias auch die jüngeren Glieder der Schichtreihe, der neocene Fleckenmergel und daher wohl auch der Fleckenmergel des Jura, und der oberneocene Murankalk und Chocsdolomit. Speziell die Kuppe der Gęsia szyja besteht aus Chocsdolomit, darunter kommen Fleckenmergel und Murankalk zum Vorschein. Der letztere enthält hier Korallen und Bruchstücke von caprotinenähnlichen Rudisten, die in losen Blöcken auf der Polana Rusinowa gefunden wurden. Auch die neocomen Fleckenmergel sind hier versteinungsreich, und zwar namentlich im südwestlichen Winkel der Rusinowa-Alpe. Das Verhältniss des Fleckenmergels zum Murankalk und Chocsdolomit und die gegenseitige Begrenzung dieser Bildungen sind bei den ungünstigen Aufschlüssen an der Gęsia szyja nicht ganz klar; aber so viel scheint sicher, dass diese Partie hier die Muldenmitte mit den jüngsten Bildungen repräsentirt. Die Chocsdolomitmasse der Gęsia szyja ist mit ihrem westlichen Ende unmittelbar an den weissen Lias-sandstein des Przystop angepresst, und die Gesteinszonen, die dazwischen liegen sollten, Liasfleckenmergel,

Oberlias, Jura und Neocom spitzen sich keilförmig zwischen dem Liassandsteine und dem Chocsdolomit aus. Da sich diese Erscheinung gerade da einstellt, wo die Vorwölbung der hochtatratischen Zone nach Nordosten am stärksten hervortritt und der sigmoiden Verschiebung der subtatratischen Zone nach Südosten begegnet, so liegt es sehr nahe, das Angepresstsein des Chocsdolomits an den Liassandstein diesen gegen einander drängenden Bewegungen zuzuschreiben.

In derselben Weise wäre die Anpressung des Liassandsteins an den hochtatratischen Kalk aufzufassen, wodurch Rhät, Keuper und Muschelkalkdolomit zurückgestaut und zerrissen wurden. Die auffallend grosse Breite des Muschelkalkdolomits an der Kopa Królowa ist wohl schon dieser Stauung zuzuschreiben, ähnlich wie auch die Breite der Oberliasentwicklung in Hala Filipka.

Schwieriger sind die Verhältnisse am Nordabhange der Kopa. Von der Kuppe nach Norden absteigend, trifft man unter den Kössener Schichten der Spitze Grestener Schichten und darunter schwärzliche Schiefer mit Fleckenmergellagen in ziemlich flacher Lagerung oder mit leichtem südwestlichen Einfallen an; dann folgen schwärzliche Schiefer und Hornsteine, wohl dem Oberlias entsprechend, und endlich helle Fleckenmergel mit *Aptychus imbricatus*, neocome Fleckenmergel mit schlecht erhaltenen Ammoniten und Murankalk. Dieser ist übrigens nur in einer felsigen Partie nordöstlich der Kopa entwickelt; im Übrigen bilden hier die hellen Fleckenmergel den tatratischen Nordrand und werden von Nummulitenkalk überlagert (Fig. 26).

Fig. 26.



Schematischer Durchschnitt vom Przysłop nad Waksmundską zur Poroniner Kopa.

- |                                |                                     |
|--------------------------------|-------------------------------------|
| a Dolomit der mittleren Trias. | e Lias-Fleckenmergel.               |
| b Bunter Keuper.               | f Neocom.                           |
| c Kössener Schichten.          | 1 Nummulitenkalk.                   |
| d Grestener Schichten.         | 2 Schwarzer Schiefer und Sandstein. |

Diese jüngsten Bildungen am Nordrande fallen deutlich nordwärts ein, es scheint, dass sie vom Oberlias durch einen untergeordneten Bruch getrennt sind.

Consequenter Weise muss man auch diese Neocomzone als die jüngste Bildung der Mulde ( $S_3$ ) auffassen; dann sollte aber eine solche Neocomzone auch in der Muldenmitte zwischen der Kopa und dem Przysłop hindurchgehen, was nicht erkennbar oder mindestens nicht nachweisbar ist. Es müsste also angenommen werden, dass Jura und Neocom aus dem vorderen Theile der Mulde zwischen Przysłop und Kopa in die innerste Partie derselben gepresst wurden. Der geologische Bau der Kopa wäre dann nach der Darstellung der beistehenden Skizze (Fig. 26) aufzufassen. Das nördliche Band von Muschelkalkdolomit, das hier unter dem Alttertiär liegt, müsste in einem grossen Bogen diese Partie der Kopa umziehen, wie das in der tektonischen Kartenskizze angedeutet ist und was sich aus dem Auftreten des Muschelkalkdolomits an der Filipka und am kleinen und grossen Kopieniec bei Zakopane ebenfalls ergibt. Hoffentlich werden genauere Detailstudien den geologischen Bau dieses Gebirgtheiles vollkommen klarstellen.

Östlich vom Goly wrch und der Polana Rusinowa fehlen bis zur Białka Aufschlüsse; die subtrische Zone ist hier vom Moränenschutt des ehemaligen Białkagletschers bedeckt, mit Ausnahme der kleinen Felspartie Skałki bei Łyssa am linken Białka-Ufer, die aber den subtrischen Bildungen am rechten Ufer der Białka so nahe gelegen ist, dass sie zur Vervollständigung des Kartenbildes nur wenig beiträgt. Sie besteht aus Muschelkalkdolomit, darüber Keuper und Rhät. Diese letzteren bilden eine Fortsetzung des Goly wrch-Zuges und gehören der zweiten subtrischen Mulde ( $S_4$ ) am Nordrande an, die zwischen Łyssa und Jaworina breit entwickelt ist. Trotz der diluvialen Übersättung vermag man den Verlauf der einzelnen Zonen unschwer festzuhalten und ein Bild über die sigmoide Verschiebung an der Białka zu gewinnen, wie es in der schematischen Karte zur Darstellung gebracht ist.

### Die Gegend östlich von der Verschiebungslinie der Białka.

In diesem Theile gewährt die subtrische Zone das Bild der schiefen und überschobenen Falte in ausgezeichneter Regelmässigkeit. Der Raum zwischen den beiden Muschelkalkdolomitonen ist an der Białka zunächst noch schmal; in der Muldenmitte treten hier Grestener Schichten und an der Czerwena skala im Białka-Thale auch die rothen Hornsteinkalke des Oberlias auf. Wie wenn die harte, widerstandsfähige Masse dieser Kalke bei der Bewegung stecken geblieben wäre, erscheint sie zwischen den beiden Dolomitonen unter fast völliger Verdrückung der Grestener Schichten und des Keupers eingeklemmt. Weiter östlich aber erweitert sich der Raum der Muldenmitte so beträchtlich, dass sich nun östlich der Jaworinka die gesammten jüngeren Ablagerungen bis zu den Kalken und Dolomiten des oberen Neocom über dem südlichen Dolomitband aufbauen und einen selbstständigen Bergzug bilden, den man Béler Kalkalpen genannt hat.

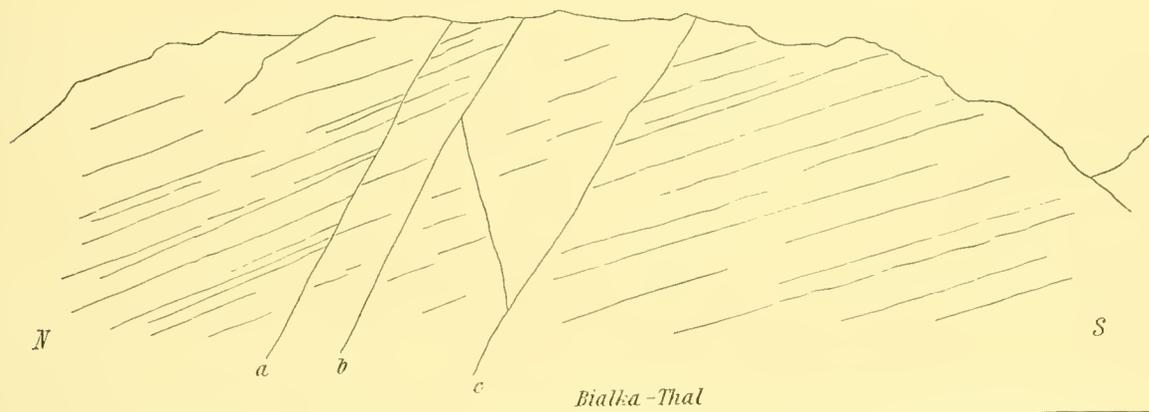
Mit der Białka-Verschiebung verbindet sich, was besonders an der hochtrischen Zone auffällt, eine knieförmige Einbiegung nach Süden, und die verschiedenen Gesteinszonen streichen von hier nicht nach Osten, sondern nach Nordosten.

So schwenkt namentlich die nördliche Dolomitzone ( $A_4$ ) am Skałki wrch fast im rechten Winkel nach Nordosten; der nordöstlich streichende, in ein schmales Band verwandelte Dolomitzug erreicht die Ortschaft Jaworina. Um die hier einsetzenden jüngeren Ablagerungen der Muldenmitte zu umfassen, müsste er weit nach Norden ausladen; aber dieser Theil, wo zugleich ein bogenförmiges Schwenken zur ost-südöstlichen Richtung eintritt, fällt bereits in das vortrische Senkungsgebiet; hier ist das nördliche Dolomitband von alttertiären Bildungen bedeckt und kommt erst an der Béla südlich vom Ždjarer Passe zum Vorschein; von hier streicht es mit gleichbleibender Breite und geradlinig nach Ost-südosten bis an das Ostende des Gebirges. Nur am äussersten Ostende tritt eine leichte Ablenkung gegen Süden ein, zur Vereinigung mit dem südlichen Dolomitbande (s. d. tekton. Kartenskizze).

Dieses macht, wie ein Blick auf die Karten lehrt, die Bewegungen des nördlichen Bandes mit, aber abgeschwächt. Die Knickung an der Białka-Verschiebung, die hier am Maly Uplaz in die Erscheinung tritt, ist wesentlich schwächer und desgleichen das jenseits der Knickung erfolgende Ausgreifen nach Norden und spätere Umbiegen nach Ost-südosten, das sich hier in den Hinteren Kupferschächten nur in der Bildung eines leichten weiten Bogens ausspricht. Im Białka-Thale lässt das südliche Dolomitband untergeordnete Störungen, wahrscheinlich Überschiebungsflächen (Fig. 27) erkennen, die vermuthlich mit der, durch die Białka-Sigmoide bedingten Massenbewegung zusammenhängen. Die Breite des südlichen Muschelkalkdolomitbandes nimmt nach Osten gleichmässig ab. Am Kupferschächtenpasse (Sattel) erfährt es eine Querverschiebung nach Süden: es bricht auf der Ostseite des Sattels scharf ab und erscheint circa 700 m weiter südlich am Durlberg und Tränkenbach. Erscheinungen dieser Art wiederholen sich nun mehrfach bis an das Ostende (vergl. d. geolog. u. tekt. Karte). Nach einer kurzen Unterbrechung durch Moränen erkennt man eine Verschiebung am »Rothen Lehm« am Übergange aus dem Liebseifenthal in die Weidau. Das Dolomitband ist hier an der vom »Rothen Lehm« zum Stirnberg führenden Bergrippe scharf abgeschnitten und grenzt östlich an Grestener Schichten an. Von hier streicht es nach Nordosten; im »Drechslerhäuschen«

biegt es in ziemlich scharfem Winkel nach Osten, am Tatrarande endlich nach Ostnordosten. In dieser Strecke ist seine Breite noch mehr reducirt; an zwei Stellen, im Drechslerhäuschen und zwischen diesem und dem Rothen Lehm, ist es gänzlich zerrissen und Grestener Schichten, theils Schiefer, theils Sandsteine, sind dazwischen eingekeilt, Erscheinungen, die am neuen Wege Höhlenhain—Rother Lehm sehr schön beobachtet werden können.

Fig. 27.



Aufschluss im subtatrischen Triasdolomit südlich der Czerwena skala im Bialkathal, Ostseite.  
a, b, c Untergeordnete Verwerfungen, wahrscheinlich Wechsel.

Auf der ganzen Strecke vom Bialka-Thale bis an das Ostende ist das südliche Dolomitband zum Unterschiede von den Verhältnissen im Westen unterteuft von den Schiefen und Rauchwacken der Untertrias und grösstentheils auch vom Permsandstein. Noch eine merkwürdige überraschende Erscheinung bietet hier das südliche Muschelkalkdolomitband: eine locale Einmuldung der gesammten jüngeren Schichtfolge bis in den Oberjura, ja in das Neocom. Diese elliptisch gestreckte Secundärmulde liegt zwischen Holica und Maly Uplaz bei Jaworina; im Umkreise dieser ziemlich kahlen Kuppen kann man die einzelnen Schichtgruppen, Keuper, Kössener Schichten, schwärzliche Schiefer und kieselige Fleckenmergel des Lias, ferner die rothen oberliasischen Hornsteinkalke,<sup>1</sup> darüber die gelblich- und grünlich-grauen theils schieferigen, theils bankigen Kalkmergel mit *Aptychus imbricatus* und schlecht erhaltenen Ammoniten, endlich die hellgrauen, bankigen, vermuthlich neocomen Kalke, sehr gut verfolgen. Auf der Nordseite erleidet diese Secundärmulde eine leichte Überschiebung oder mindestens eine starke Zusammenpressung durch den Muschelkalkdolomit, wie dies aus dem Durchschnitte Taf. II, Fig. 3, ersichtlich ist.

Über dem südlichen Muschelkalkdolomitband ( $A_3$ ) der Béler Kalkalpen erscheinen der Reihe nach Keuper, Rhät, Grestener Schichten, Liasfleckenmergel, rother und grünlicher Hornstein und rother Knollenkalk des Oberlias, jurassische und neocomer Kalkschiefer und oberneocomer Murankalk und Chocsdolomit mit nördlichem Einfallen regelmässig über einander gelagert. Da aber der Muschelkalkdolomit hier von der Untertrias und theilweise auch vom Perm unterteuft wird, so ist hier die gesammte Schichtfolge vom Permsandstein bis zum Murankalk und Chocsdolomit in einem Profil aufgestapelt, und man kann diese Schichtfolge in einem Anstiege aus dem Kupferschächtenthal bis zum Kamme oder dem Nordabhange der Béler Kalkalpen verqueren (vergl. Fig. 9, 10, 15). Hier am Nordabhange der Béler Kalkalpen schießt diese ganze Schichtfolge regelmässig unter das nördliche Band von Muschelkalkdolomit ein. Es ist das überhaupt ein sehr regelmässig gebautes Stück der subtatrischen Zone, vielleicht das einzige, wo man mit einem einzigen Blick den geologischen Bau eines grossen Gebirgsthales übersieht, wie das zum Beispiel von der Passhöhe des Breiten Feldes oder vom Holy vrch bei Jaworina oder vom Sattel zwischen Poriki und Uplaz, westlich vom Pflock-See möglich ist. Von diesem letztgenannten Punkte ist die Photographie Taf. VI aufgenommen, die den geologischen Bau in kaum zu übertreffender Klarheit erkennen lässt.

<sup>1</sup> Ihre Eisenerzlagen waren an der Holica einstmals Gegenstand des Bergbaues.

Es sei hier auf die Erklärung der Tafel und die geologische Karte hingewiesen und nur hervorgehoben, dass man namentlich die Schichtköpfe des weissen Dolomits und der dunkel verwitternden Sandsteine der Grestener Schichten am Südabhange der Béler Kalkalpen als langgezogene Felsbänder vom Holy vrch und aus dem Jaworinka-Thale bis zum Kupferschächtenpasse ununterbrochen hinziehen sieht; dazwischen erkennt man da und dort in einer Einsenkung den rothen Keuper und die Kössener Schichten, während die Kammhöhe und der Nordabfall von den jüngeren Bildungen behauptet werden.

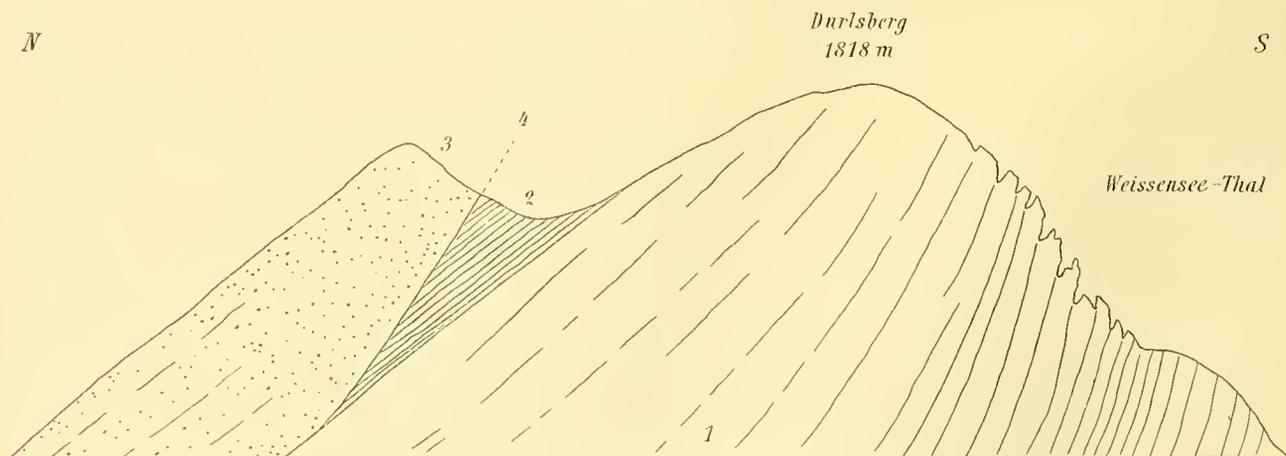
Diese einseitige Schichtfolge erfährt im Streichen nach Osten eine allmähliche Hebung, die aus der Photographie ebenfalls sehr deutlich ersichtlich ist, so dass der Reihe nach immer ältere Schichtgruppen die Kammhöhe der Béler Kalkalpen erreichen. Den Scheitel dieser Hebung bildet das Breite Feld; hier gelangen die rothen Keuperschiefer und das Rhät zur Kammhöhe, nachdem schon vorher der Oberlias, der Liasfleckenmergel und die Grestener Schichten den Kamm erreicht haben.

Der Murankalk, der am Muran die Kammhöhe einnimmt, wird dadurch auf den Nordabhang gebracht und erst an den Fleischbänken und am Thörichten Gern östlich vom Breiten Felde erscheinen neuerdings die oberneocomen Kalke auf der Kammhöhe.

Auf der Nordseite der Béler Kalkalpen fällt die Neigung des Gehänges mit der massigen Platte des Murankalkes zusammen, die nur durch Denudation in einzelne Theilstücke aufgelöst ist. An solchen Stellen kommen unter dem Murankalke die neocomen Kalkschiefer und, wo die Denudation besonders tief greift, auch die älteren Schichtgruppen zum Vorscheine, wie dies z. B. im Thälchen Mendzisceni bei Javorina der Fall ist. Schwierigkeiten bereitet in diesem Gebiete die Unterscheidung der neocomen Fleckenmergel unter dem Murankalk von den Mergelschiefern (Sipkower Mergel), die als Einlagerung zwischen dem Murankalk oder zwischen diesem und dem Chocsdolomit auftreten, denn die petrographische Ausbildung beider ist sehr ähnlich und die Lagerungsverhältnisse sind nicht immer ganz klar.

Jenseits des Breiten Feldes senkt sich die Schichtfolge bis zum Ostende des Gebirges; hier, wo wir schon im Verlaufe des südlichen Muschelkalkdolomitbandes Störungen erkannt haben, werden auch Keuper und Rhät davon betroffen. Zumeist sind die Grestener Schichten auf den Dolomit geschoben, so dass sich nur an wenigen Stellen Spuren von Keuper und Rhät erhalten haben, so z. B. Keuper am Durlisberge (s. Fig. 28) und östlich vom Drechslerhäuschen, Keuper und Rhät an der Nesselblösse, unmittelbar am Ostende der Tatra. Es sind dies zwar untergeordnete Erscheinungen, die den Eindruck der grossen Regelmässigkeit des Baues der Béler Alpen nicht wesentlich beeinträchtigen, aber beweisen, dass auch hier die

Fig. 28.



Durchschnitt des Durlisberges in den Béler Kalkalpen.

1. Dolomit der Mittleren Trias.
2. Bunter Keuper.
3. Weisses, massiger Quarzsandstein der Grestener Schichten.
4. Überschiebung, auf der Ostseite des Durlisberges deutlich sichtbar.

Tendenz zu Überschiebungen nach Süden herrscht, die wir schon an vielen Stellen der subtatrischen Zone erkannt haben.

Zur Regelmässigkeit des geologischen Baues der Béler Kalkberge trägt die gleichmässige Erstreckung der nördlichen Dolomitzone ( $A_4$ ) und das gleichartige Einschliessen der jüngeren Bildungen unter diese Zone wesentlich bei. Die weiter westlich gemachten Erfahrungen über den Bau der subtatrischen Zone genügen, um zu erkennen, dass auch hier eine schiefe Mulde mit Unterdrückung des Mittelschenkels und Überschiebung an einer Wechselfläche vorliegt (vergl. die Profile Taf. III, Fig. 1, 2, 3). Wie um jeden etwa noch auftauchenden Zweifel zu beseitigen, erscheinen an drei Stellen dieses Abschnittes, im Westen: am Südfusse des Skałki vrch bei Jaworina, in der Mitte: am Sattel vom Rigliani- in das Belthal, nördlich vom Greiner, im Osten: am Südrande des Koboldberges <sup>1</sup> bei Höhlenhain, unter dem nördlichen Bande von Muschelkalk und Muschelkalkdolomit Partien von buntem Keuper und Rhät mit *Terebratula gregaria*, wenig mächtig zwar, aber sicher nachgewiesen. Hier wurden also kleine Partien des Mittelschenkels bei der Überschiebung mitgeschleppt (s. Taf. III, Fig. 1).

In grösserer Ausdehnung als bei Zakopane sind hier Theile der zweiten, nördlichen Randmulde ( $S_4$ ) erhalten geblieben, so bunter Keuper und Rhät im Knie der nördlichen Dolomitzone am Nordabhänge des Skałki vrch zwischen Łyssa und Jaworina, eine Fortsetzung des Vorkommens der Rusinowa Polana und der Skalki bei Łyssa, ferner ein langgedehnter Zug von Keuper, Rhät und Fleckenmergel,<sup>2</sup> der östlich vom Rigliany-Bach erscheint und sich mit zunehmender Breite bis an das Ostende erstreckt. Bei der Rothen Wand im Belthale spaltet sich das mächtige Rhätband; es umschliesst an der Palenica eine flache Auflagerung von liasischem Fleckenmergel (s. I. Th., Fig. 5, S. 14) und taucht bei Landok als äusserster Ausläufer der tatrischen Kalkzone unter die alttertiären Conglomerate und Sandsteine.

Am Ostende der Tatra spitzen sich die jüngeren Bildungen der Muldenmitte allmählig aus, das nördliche und südliche Muschelkalkdolomitband sind einander fast bis zur völligen Vereinigung genähert; dass aber die Wechselfläche in Wirklichkeit doch bis an den Ostrand des Gebirges reicht, geht aus den, wenn auch nur in schwachen Spuren auftretenden Resten von Keuper, Rhät und Grestener Schichten hervor, die im Wasserschicht bei Höhlenhain (bei der Rausch-Quelle) unter dem Dolomit des Nordbandes, zwischen diesem und dem Südbande, erkennbar sind.

## Tektonik der hochtatrischen Zone.

Des Beiwerks entkleidet und ohne Berücksichtigung der untergeordneten Einzelheiten, erscheint die hochtatrische Zone, wie schon in den »Vorbemerkungen« erwähnt wurde, als ein schmales Band mesozoischer Ablagerungen, das durch einen mächtigen Aufbruch archaischer und permischer Bildungen ( $A_2$ ) in zwei Synclinen, eine nördliche ( $S_2$ ) und eine südliche ( $S_1$ ) getheilt wird. Dieser Aufbruch erstreckt sich jedoch nicht durch die ganze Länge der Tatra, sondern er verschwindet ungefähr  $11 \cdot 3 \text{ km}$  vor dem West- und ungefähr  $9 \cdot 7 \text{ km}$  vor dem Ostende des Gebirges und er fehlt auch eine Strecke lang im Mitteltheile des Gebirges. Hier fliesst an der Kopa Magóry die südliche mit der nördlichen Syncline zusammen, der archaische Aufbruch erlischt und kommt erst beiläufig  $5 \cdot 6 \text{ km}$  weiter östlich, jenseits der Białka-Verschiebung wieder zum Vorschein. Auf diese Weise hat man in der hochtatrischen Zone zwei Aufbruchgebiete, ein westliches und ein östliches, zu unterscheiden; dieses umfasst den kleinen Gebirgsstock der Jaworiner Sziroka ( $2215 \text{ m}$ ) zwischen dem Białka- und Jaworinka-Thal, jenes die Gebirgsstrecke zwischen der Kopa Magóry und den Telkove Kominy südlich von Zakopane.

<sup>1</sup> In der Specialkarte fälschlich als »Kobili vrch« bezeichnet.

<sup>2</sup> Die Fleckenmergel erscheinen nach einer freundlichen Mittheilung von Prof. Dénes namentlich an der Tokarnia unter dem Nummuliten-Conglomerat. Bei meinem Besuche dieser Localität im Jahre 1890 war ich leider durch Zeitmangel verhindert, genau festzustellen, in welchem Umfange die liasisch-jurassische Schichtfolge hier entwickelt ist.

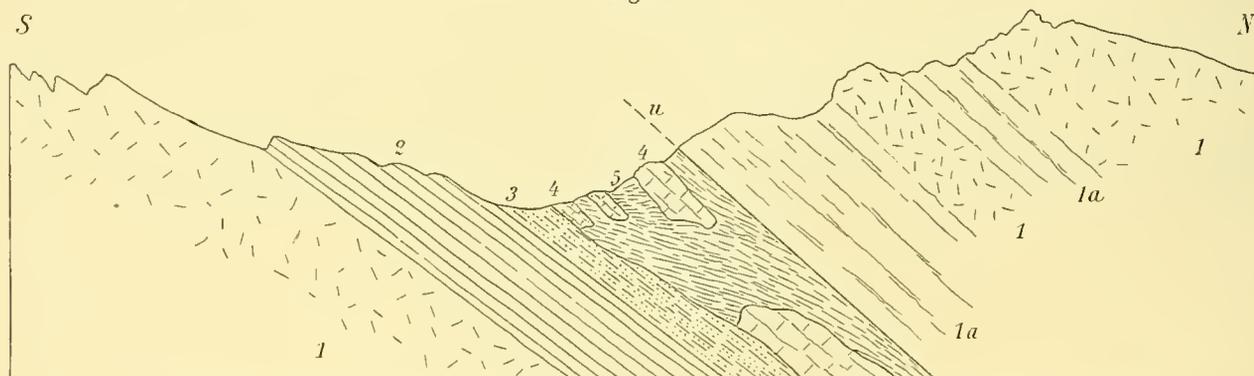
### Der westliche Theil der hochtatriscen Zone.

Ein Blick auf die geologische Karte lehrt, dass zwischen dem östlichen und dem westlichen Theile des Zakopaner hochtatriscen Aufbruches grosse Verschiedenheiten bestehen. Im Westen brechen die archaischen Gesteine, Granit, Gneis und Hornblendeschiefer, in einer  $4.3\text{ km}$  langen und  $2.5\text{ km}$  breiten, ungefähr rechteckigen Masse hervor, die zwischen dem Liliowe-Passe und der Kondraczka den niedrigsten Theil des Hauptkammes bildet und von mesozoischen Kalken nur in Form eines schmalen Bandes umsäumt wird; im Westen dagegen beschränken sich die Aufbrüche kristalliner Bildungen auf kleine Kuppen und die Kalke sind so breit und mächtig entfaltet, dass sie dem betreffenden Gebiete, den Czerwone wierchy (Rothe Berge), auch orographisch den Charakter eines alpinen Kalkgebirges aufprägen.

Wir knüpfen, indem wir mit dem Zakopaner hochtatriscen Aufbrüche beginnen, an eine sehr interessante alte Beobachtung Zeuschner's an. Am Liliowe-Passe liegt, so behauptet Zeuschner, auf der »Hauptmasse der Granitaxe«, rother Sandstein, und auf diesem »Liaskalk«, der neuerdings von Granit und Gneis überlagert wird.<sup>1</sup> Dies ist im Wesentlichen ganz richtig;<sup>2</sup> man sieht auf beiden Seiten des Passes mit voller Klarheit eine ungefähr  $100\text{ m}$  mächtige Sedimentfolge auf dem Granit der Centralaxe aufrufen und mit mittelsteiler, nördlicher Neigung unter gneisartigen Granit einschliessen.

Von der Mächtigkeit des Sedimentbandes entfällt ein namhafter Theil auf das tiefste Glied, den Permsandstein; darüber scheidet sich klar ab rother Schiefer und Sandstein der Triasformation und endlich der hochtatriscen Liasjurakalk, über dem in unregelmässiger Vertheilung die transgredirenden Mergelschiefer der Oberkreide aufrufen (Fig. 29). Unterhalb des Passes, auf der Ostseite, liegt die Oberkreide,  $12\text{ m}$  breit,

Fig. 29.



Durchschnitt der Sedimentärzone des Liliowepasses, aufgenommen an der Ostseite des Passes.

- |                                    |                               |
|------------------------------------|-------------------------------|
| 1 Granit.                          | 4 Hochtatriscer Liasjurakalk. |
| 1 a Gneis und Granitgneis.         | 5 Oberkreide.                 |
| 2 Permsandstein.                   | u Überschiebungsfäche.        |
| 3 Rother Schiefer, Triasformation. |                               |

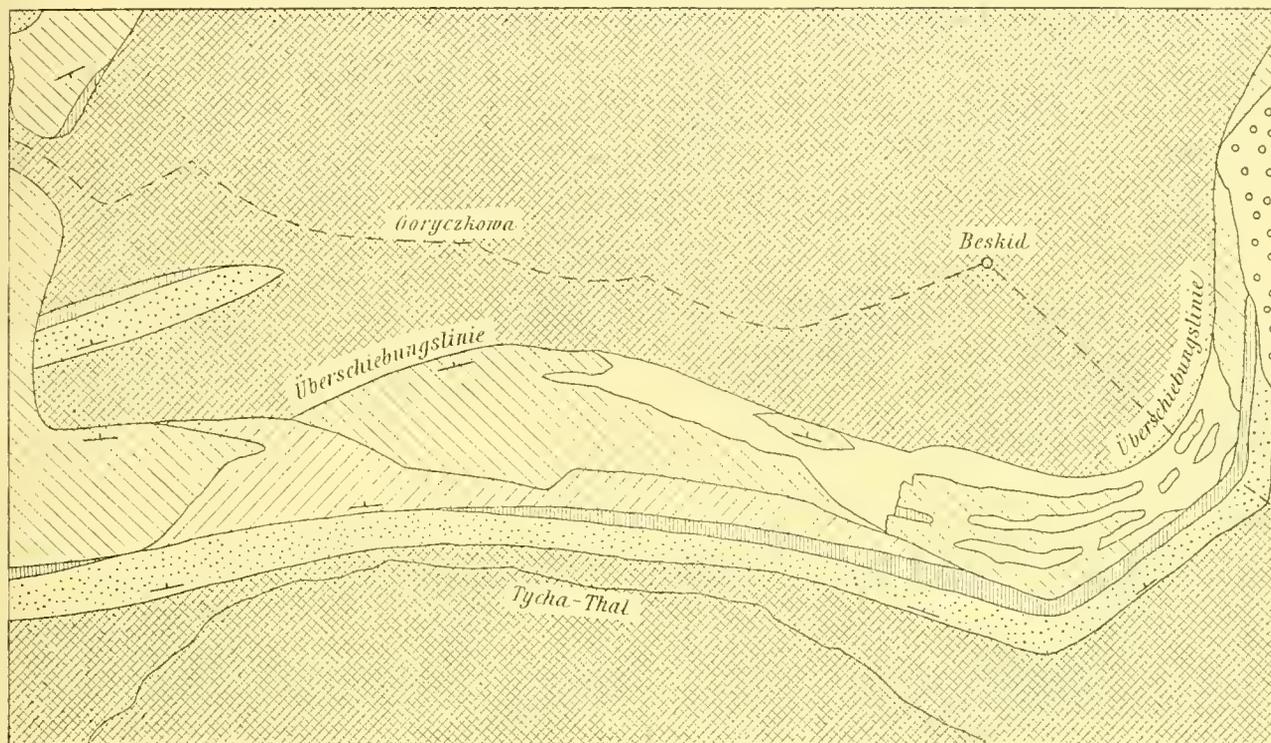
zwischen dem hochtatriscen Kalk und den hangenden kristallinen Gesteinen; im Passe selbst greift sie auch auf die tieferen Kalklagen über, so dass der hochtatriscen Kalk nur in Form dreier Felsschroffen aus der Kreidedecke hervortritt. Die Fallrichtung dieser Kreideschiefer ist der allgemeinen ungefähr gleichgerichtet, nur die mittlere Partie zeigt im Sattel fast horizontale Lagerung. Die Bedeutung dieser Oberkreidebildungen werden wir weiter unten zu würdigen suchen; hier verfolgen wir zunächst nur das Sedimentband als Ganzes (vergl. das Kärtchen Fig. 30). Dieses Band biegt auf der Westseite des Liliowe-Passes in scharfem Winkel nach Westen und streicht mit allmählig zunehmender Breite und in ostwestlicher Richtung durch das Tycha-Thal, immer auf dem Granit der Hauptaxe aufruhend und vom Granit und Gneis des Aufbruches überlagert. Im Einzelnen bieten die Durchschnitte selbst an nahe benach-

<sup>1</sup> Sitzungsber. k. Akademie. Bd. 19, 1856, p. 146 u. a. a. O.

<sup>2</sup> Der Genauigkeit halber sei bemerkt, dass der Sedimentärgürtel nicht denjenigen Pass einnimmt, der eigentlich als Liliowe przelęcz bezeichnet wird, sondern einen etwas weiter südöstlich gelegenen Übergang beim Punkte 1981 der Specialkarte (Nad Kotlinou).

barten Stellen eine grosse Mannigfaltigkeit: Westlich vom Passe treten kleine hochtatische Kalkschroffen aus der Hülle der Kreideschiefer in so grosser Zahl hervor, dass selbst die Karte im Massstab 1 : 25.000 das Detail nicht fassen kann; dann zieht sich der hochtatische Kalk in drei Zonen zusammen, getrennt

Fig. 30.



Geologisches Kärtchen der Sedimentärzone des Tycha-Thales.

Massstab 1 : 25.000.

Raster: Granit, Gneis, Amphibolschiefer.

Punktirt: Permsandstein.

Diagonal nach rechts oben: Grestener Schichten.

Diagonal nach links oben: Hochtatischer Liasjurakalk.

Vertical: Triasschiefer und Dolomit.

Weiss: Oberkreide.

Ringeln: Moränenschutt.

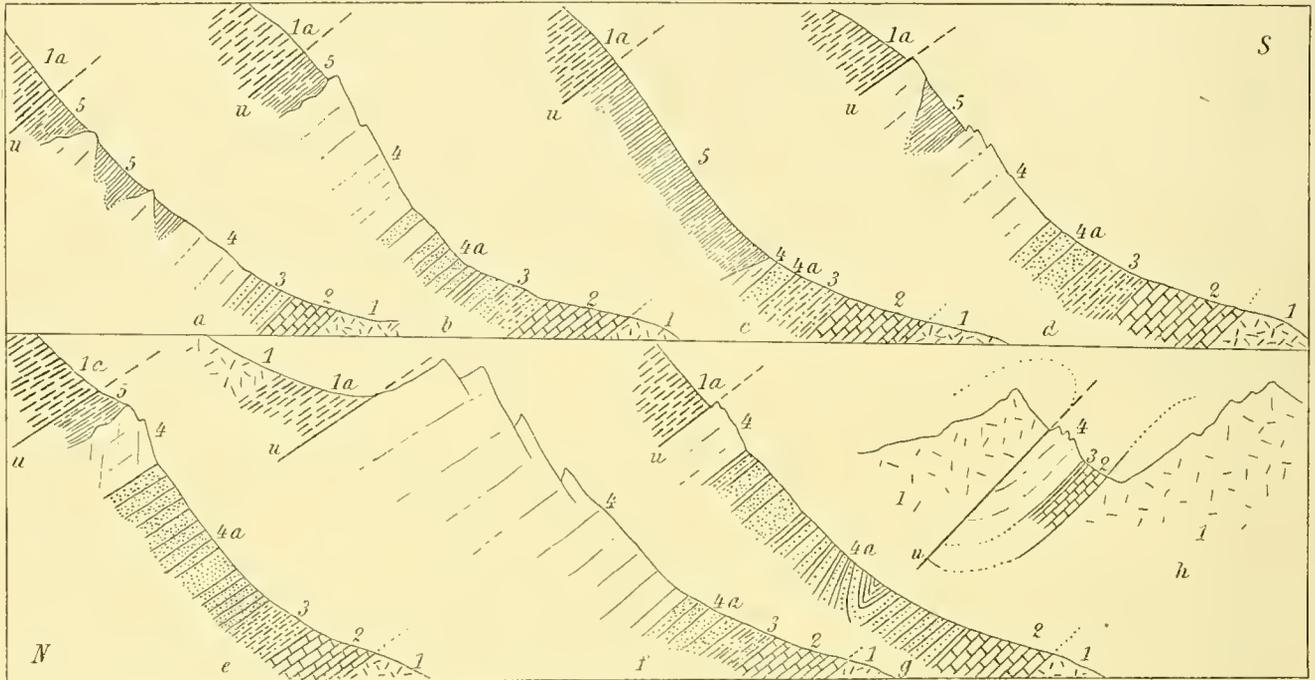
Die unterbrochene Linie gibt die Lage des Hauptkammes an.

von Oberkreide (s. Fig. 31 a); noch weiter westlich tauchen an der Basis des hochtatischen Kalkes Pisanasandsteine auf, zuerst in Wechsellagerung mit Kalkstein (Fig. 31 b und I. Th., Fig. 13), dann mehr für sich (Fig. 31 c und I. Th., Fig. 12), wie wir dies bereits im stratigraphischen Theil besprochen haben, endlich nehmen wieder die Kalksteine eine grössere Mächtigkeit an. Ein Durchschnitt zeigt über Perm und Trias fast nur Kreideschiefer (Fig. 31 e), während sich weiter westlich dieser Schiefer, zwischen Kalkschroffen eingezwängt, allmähig verliert, so dass die Sedimentzone hauptsächlich aus einem ziemlich mächtigen und mehr flach liegenden Bande von hochtatischem Kalkstein besteht (Fig. 31 f und Fig. 32). Noch weiter westlich nehmen die Grestener Schichten überhand (Fig. 31 g), um unmittelbar daneben, am Jaworfels den Kalken Platz zu machen (Tafel I, Fig. 5).

Die Lagerungsverhältnisse sind nur insofern Schwankungen unterworfen, als das nordwärts gerichtete Einfallen unter den Gneis und Granit bald etwas steiler, bald flacher erfolgt; stets aber findet es an so steilem Abhänge und unter solchen Verhältnissen statt, dass das thatsächliche Einschliessen der permischen und mesozoischen Bildungen unter die kristallinen Felsarten verbürgt und die Möglichkeit, es läge hier nur eine einfache Anlagerung an das kristalline Grundgebirge vor, ausgeschlossen ist.

Die starke Entwicklung der Grestener Schichten, die verhältnissmässig schwache der hochtatrischen Kalke und die Wechsellagerung beider Bildungen machen es wahrscheinlich, dass der Kalkstein hier nur die tieferen, vielleicht nur liasischen, Horizonte enthält. Die Crinoidenkalke des Jura sind hier nicht vorhanden, und ebenso fehlt auch der Gegenflügel der Schichtfolge; daher ist in Übereinstimmung mit den

Fig. 31.



Durchschnitte der Sedimentärzone des Tycha-Thales.

- |   |                                |
|---|--------------------------------|
| <i>U</i> Überschiebung.                   | 4 a Grestener Schichten.       |
| 1 Granit, 1 a Gneis und Amphibolschiefer. | 4 Hochtatrischer Liasjurakalk. |
| 2 Permsandstein.                          | 5 Oberkreide.                  |
| 3 Hochtatrische Trias.                    |                                |

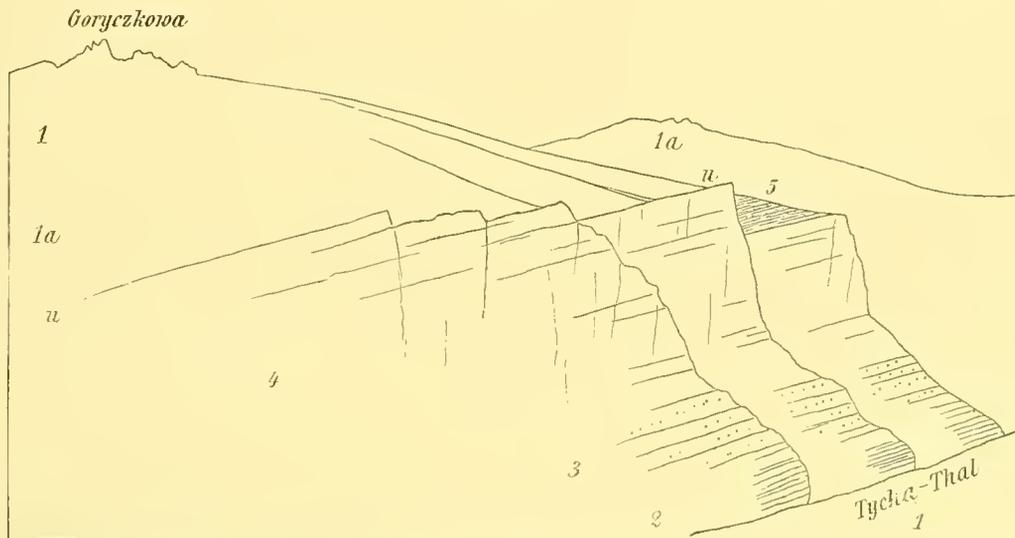
Die Durchschnitte *a—g* folgen in der Richtung von Osten nach Westen aufeinander, der Durchschnitt *a* schliesst an den Lilienpass an, der Durchschnitt *g* liegt östlich vom Jaworfelsen. Die genauere Lage der übrigen Profile ergibt sich aus dem Vergleiche mit dem geologischen Kärtchen. Der Durchschnitt *h* versinnlicht die hier angenommene Art der Überschiebung, die sich bei jedem Durchschnitte in derselben Weise wiederholt (vergl. Taf. I, Fig. 6). Der Durchschnitt *b* entspricht der Fig. 13, der Durchschnitt *e* der Fig. 12 des I. Theiles, der Durchschnitt *f* der Fig. 32 auf S. 65.

bisher besprochenen Verhältnissen anzunehmen, dass die Auflagerungsfläche der kristallinen Schiefer und des Granites auf dem beschriebenen Sedimentärbande des Tycha-Thales und des Lilienpasses eine Wechsel- und Überschiebungsfläche bilde, wie das in Fig. 31 *h* und in den Profilen Taf. I, Fig. 6 und Taf. II, Fig. 1 zum Ausdrucke gebracht ist.

Hat man den Aufbruch des archaischen Grundgebirges verquert, so gelangt man am Nordabhange des Hauptkammes an den orographisch scharf markirten Kalkzug des Giewont und Suchy wierch und dessen Fortsetzung, den Kalkzug der Hala Kasperowa und der Kopa Magóry. Die Zusammensetzung und Lagerung dieser nördlichen hochtatrischen Synclinale ( $S_2$ ), die wir bereits bei Besprechung des Giewont-Durchschnittes (Fig. 14) kennen lernten, sind ganz ähnlich wie bei der südlichen: zu unterst, unmittelbar über Granit oder Gneis, das nördlich geneigte Band des Permsandsteins, darauf die schmale Zone der hochtatrischen Triasschiefer und Dolomite, und endlich die hochtatrischen Kalke. Während aber im Sedimentbande des Tycha-Thales die tieferen liasischen Glieder der Schichtreihe stark entwickelt sind, die jurassischen aber, wie es scheint, fehlen, treten in dem Kalkzuge zwischen dem Giewont und der Kopa Magóry die jurassischen Crinoiden- und Ammonitenkalke überall stark hervor, bei gleichzeitigem Fehlen

der Grestener Sandsteine. Ob nun diese letzteren hier durch hochtatratischen Kalk ersetzt werden oder ob ihr Fehlen tektonischen Verhältnissen zuzuschreiben ist, kann jetzt nicht entschieden werden; sicher ist dagegen, dass dieser Kalkzug keine voll ausgebildete Mulde repräsentirt, sondern nur aus einer einseitigen Schichtfolge besteht. Die geologisch jüngsten, jurassischen Kalkbänke der nördlichen hochtatratischen Sedimentzone grenzen mit scharf ausgesprochener Bruchlinie an den nördlich einfallenden

Fig. 32.



Mittlere Partie der Sedimentärzone des Tycha-Thales, vom Ostabhange des Jaworfelsens skizzirt.

- |   |   |
|---|---|
| 1 Granit.   | 4 Hochtatratischer Liasjurakalkstein.       |
| 1 a Granitischer Gneis.                                 | 5 Gelbgrauer Mergelschiefer der Oberkreide. |
| 2 Permsandstein.  | u Überschiebungsfäche.                      |
| 3 Rother Schiefer und Sandstein, hochtatratische Trias. |   |

Muschelkalkdolomit der subtatratischen Zone an, unter dem an einzelnen Punkten auch Spuren der subtatratischen Untertrias, ja an der Kopa Magóry selbst noch Spuren von Permsandstein hervortreten.

Auch diese Bruchlinie, die, weil sie durch die ganze Kalkzone zieht und zugleich Gebiete verschiedener Facies trennt, mit Recht Hauptbruchlinie genannt werden kann, entspricht einer Wechsel- und Überschiebungsfäche.

Der Abschluss des Zakopaner hochtatratischen Aufbruches ( $A_2$ ), dessen geologische Verhältnisse soweit ziemlich einfach sind, wird nach Osten hin durch ein schmales Band hochtatratischer Kalke vermittelt, das vom Lilienpasse in nördlicher Richtung zur Kopa Magóry streicht. Leider ist es bei den Gasienica-Seen und im Sucha woda-Thal vielfach durch Moränenschutt verdeckt (s. Fig. 30), so dass hier die Ausbeute an Beobachtungen nicht gross ist. Gehen sonst Anticlinale in lange Spitzen aus, so bietet sich hier das Beispiel eines, nach einer Seite hin mit ganzer Breite zu Ende gehenden Aufbruches dar. Auch nach der anderen, westlichen Seite ist die Anticlinale  $A_2$  in ähnlicher Weise begrenzt, denn das Urgebirge verschwindet hier westlich vom Jaworfelsen und westlich vom Giewont-Sattel an nordsüdlichen Linien und lässt Raum für eine breite Entfaltung der hochtatratischen Kalke. Nur der Mittel- oder Scheiteltheil der Anticlinale setzt an der Kondraczka noch eine Strecke weit fort, ja er ist auch darüber hinaus zu verfolgen und bietet hier ein höchst eigenartiges Bild (vergl. die tekton. und geol. Karte).

Wenn man nämlich den Hauptkamm von der Kondraczka nach Westen begeht, so glaubt man zunächst ganz in das Gebiet der weissen Kalke einzutreten, die in den tief eingesunkenen Kesseln nördlich und südlich von diesem Theile des Hauptkammes (Małałąka-Kessel im Norden und Spoderizleb im Süden) so reichlich erschlossen sind. Bei näherem Zusehen erkennt man aber am Kamme kleine Partien von Urgebirge und von Grestener Schichten, die in der Fortsetzung der Scheitellinie des grossen Aufbruches

unter dem Kalksteine hervortreten und den Weg zu einer neuerlichen, grösseren Aufbruchsmasse von Urgebirge weisen. Diese wölbt sich am Małolączniak (auch Czerwony wierch Małolączniak genannt) kuppelförmig aus dem Kalkstein vor, mit nordsüdlicher, also quer zum Gesamtstreichen gerichteter Längserstreckung. Von diesem Aufbruche führt ebenfalls eine fast ununterbrochene Reihe kleiner Partien von Urgebirge und von Grestener Sandstein längs der Fortsetzung der Scheitellinie am Hauptkamme über die Krzeszanica (vulgo Czerwony wierch) zu einer zweiten, ziemlich grossen Insel von Gneis, die am Czerwony wierch Upłazański, wiederum nordsüdlich gestreckt, aber etwas kleiner als am Małolączniak, zum Vorschein kommt. An die Gneisinsel des Czerwony wierch Upłazański reiht sich im Westen ein complicirter Aufbruch von Triasschiefer und Grestener Sandstein an und erst in den Telkove Kominy, westlich vom Kościelisko-Thale, findet, wie wir weiter unten sehen werden, die Aufbruchzone ihren Abschluss.

Zwischen Kondraczka, Małolączniak und Czerwony wierch Upłazański sind im Kalksteine tiefe Kessel eingesenkt (Małaląka- und Miętusia-Kessel im Norden, Spodery żleb und Swistówka im Süden), die Wände um den Małolączniak und den Czerwony wierch Upłazański bestehen aus hochtatischem Kalkstein, und so hat es auf den ersten Blick den Anschein, als sässen die Gneismassen kappenförmig von oben her auf dem Kalkstein. Dass dies aber in Wirklichkeit nicht zutrifft und die Urgebirgsinseln thatsächlich aus der Tiefe hervortauchen, geht nicht nur aus ihrer Lage in der Fortsetzung der Scheitelregion der grossen Aufbruchsmasse, sondern vor Allem aus dem Umstande klar hervor, dass die hochtatischen Kalke an der Südseite der Kondraczka, des Małolączniak und des Czerwony wierch Upłazański mit weithin sichtbaren Bänken in ihrer ganzen Breite auf den genannten Urgebirgsinseln aufruhon.

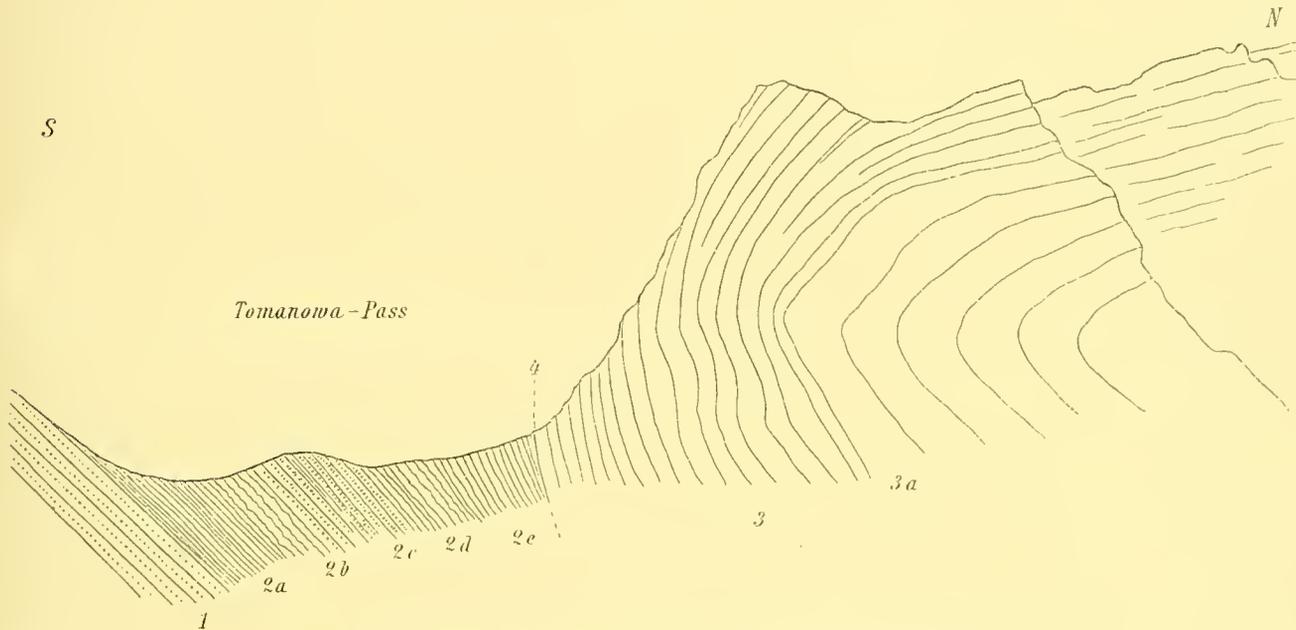
Der breite, mächtige Zakopaner Urgebirgsaufbruch ist also westlich vom Jaworfelsen und vom Giewont-Sattel bis auf die Kammpartie der Kondraczka, ja bis auf die schmale Kammlinie eingeschnürt, um sich am Małolączniak fast bis zur ursprünglichen Breite vorzuwölben. Westlich davon folgt eine zweite Einschnürung des Aufbruches und eine abermalige, doch schon viel schwächere Vorwölbung am Czerwony wierch Upłazański, und so erhalten wir das höchst eigenthümliche Bild eines gleichsam perlen-schnurförmigen, an zwei Stellen förmlich gedrosselten Aufbruches (vergl. die tektonische und die geologische Karte).

Diese ungewöhnliche Form des Aufbruches  $A_2$  behindert indessen nicht die tektonische Orientirung, und so kann man in den Kalkmassen der Czerwone wierchy eine nördliche Zone, die der Syncline des Giewont ( $S_2$ ) und eine südliche, die der Syncline des Tycha-Thales ( $S_1$ ) entspricht, unterscheiden. Während aber die Synclinen des Giewontzuges und des Tycha-Thales vom Urgebirge nach Norden abfallen und nach Süden überschoben sind, tritt hier in den Czerwone wierchy eine völlige Umkehrung der Bewegungsrichtung ein: die Kalke der nördlichen Zone ( $S_2$ ) fallen nicht vom kristallinen Aufbruche nach Norden ab, wie am Giewont und Suchy wierch und am Zuge der Kopa Magóry, sondern sie schiessen unter den Gneis des Aufbruches nach Süden ein, wie man dies im Małaląka- und Miętusia-Kessel mit voller Klarheit erkennen kann, und ebenso fallen die Kalke der südlichen Zone ( $S_1$ ) nicht von der kristallinen Hauptaxe nach Norden unter den Gneis des Aufbruches ein, sondern sie ruhen, wie vorher schon erwähnt wurde, mit ihren regelmässigen, wohlgeschichteten Bänken auf dem Gneis des Aufbruches an der Südseite der Kondraczka, des Małolączniak und des Czerwony wierch Upłazański breit auf und neigen sich nach Süden, gegen die krystalline Hauptaxe (vergl. die Profile Taf. I, Fig. 1—4).

Von der Thatsache der Umkehrung der Bewegung ausgehend, kann man in der merkwürdigen Falte, die an der Ostseite des Tomanowa-Passes und an der Westseite der Swistówka-Schlucht mit gegen die krystalline Hauptaxe gerichtetem Scheitel so schön aufgeschlossen ist (Fig. 33), wohl nichts Anderes erblicken als die nach aussen gepresste Syncline des Tycha-Thales. Im Tycha-Thale sieht man nur die Schichtköpfe des Liegendschenkels dieser Syncline; der Schenkel selbst und der Scheiteltheil der von der Centralaxe abfallenden Mulde sind, zwischen Granit und Gneis gefasst, in der Tiefe des Gebirges der Beobachtung entzogen. Hier aber, am Südabhange der Czerwone wierchy und in der Swistówka, liegen die Schenkel und der Scheitel der Mulde obenauf und sind gegen die Centralaxe gerichtet (vergl. die Profile Taf. I, Fig. 1—4).

Leider ist der Übergang von der beschriebenen Lagerungsform des Tomanowa-Passes zu der des Tycha-Thales nicht überall so klar zu erfassen, wie diese selbst, obgleich die Kalkmassen in der zwischenliegenden Partie im Tomanowi- und Spoderi-žleb reichlich blossgelegt sind; aber die Schichtung ist zum Theile undeutlich, zum Theile verlieren die Aufschlüsse durch die unregelmässige Form der Wände an Klarheit. Wer daher zuerst die schöne Kniefalte des Tomanowa-Passes vom Jaworfels im Tycha-Thal erblickt und nun in der Zwischenpartie auf ebenso interessantes Detail rechnet, wird enttäuscht.

Fig. 33.



Kniefalte des hochtriassischen Kalksteines an der Ostseite des Tomanowa-Passes.

- 1 Permsandstein.
- 2 Hochtatische Trias.
  - 2 a Rother Schiefer und dünn-schichtiger Sandstein.
  - 2 b Gelbliche, dolomitische Wacke.
  - 2 c Rother Sandstein.
  - 2 d Gelbliche, dolomitische Wacke und gelber und röthlicher Schiefer.
  - 2 e Rother Schiefer mit einzelnen dünnen Sandsteinbänken.
- 3 Hochtatische Liasurkalkstein. Die mit 3 a bezeichnete Schicht ist circa 10 m dick.
- 4 Untergeordnete Schiebungsfäche, es fehlen die Grestener Schichten.

Die Umkehrung der Bewegungsrichtung äussert sich, wie schon erwähnt wurde, auch an der nördlichen Syncline ( $S_2$ ) der Czerwone wierchy. Auch diese bildet eine gegen die Centralaxe gerichtete Schichtmasse, die unter den Granit und Gneis des Aufbruches ( $A_2$ ) südwärts einfällt. Im Małałaka-Kessel scheinen die Kalke eine mächtige, knieförmig nach innen eingebogene Falte zu bilden (s. Taf. I, Fig. 3), wogegen in der Miętusia zwei kleinere, jener grossen des Małałaka-Kessels entsprechende und gleichgelagerte Falten auftreten (Taf. I, Fig. 2, s. auch Fig. 40). Der Sporn zwischen den beiden Kesseln der Miętusia, am Fusse der Krzeszanica, lässt diese Falten sehr klar beobachten. In den Czerwone wierchy sind es daher nicht wie sonst Schichtflächen, sondern Schichtköpfe, die der grossen Hauptbruchlinie zugekehrt sind.

Nebst der Umkehrung der Bewegungsrichtung tritt noch eine andere Eigenthümlichkeit an den Aufbrüchen der Czerwone wierchy hervor: an das Krystallinische schliessen sich die geschichteten Ablagerungen nicht, wie sonst bei regelmässigen Anticlinalen, in der Altersfolge an, sondern es liegt hier fast durchgehends eine Lücke vor und der hochtatische Kalkstein gelangt in directe Berührung mit dem Urgebirge. Nur an wenig Stellen kommen unbedeutende Partien von Triasschiefer und Grestener Schichten zum Vorschein, so Grestener Sandsteine auf der Kuppe und am Südabfall der Krzeszanica, im Sattel zwischen

Kondraczka und Małolączniak und am Nordwestrande des Aufbruches des Czerwony wierch upłazański, Triasschiefer an der Westseite des Ciemniak und an der Nordseite der Kondraczka.

In geringerem Grade kommt diese Erscheinung, das »Verdrücktsein« oder Ausbleiben eines oder mehrerer Glieder der Schichtfolge, auch in der subtatrischen Zone vor, aber nirgends in so ausgedehnter Weise wie hier. Deshalb musste die Frage aufgeworfen werden, ob es sich nicht um alte Erosionserscheinungen handle, eine Frage, die um so näher liegt, als im stratigraphischen Theile gezeigt werden konnte, dass die hochtatrische Zone in der Triasperiode im Gegensatze zur subtatrischen keinesfalls von tiefem Meere bedeckt war und auch die Landpflanzen der Grestener (Tomanowa-)Schichten, sowie deren Sedi-mentcharakter auf festländischen Einfluss hinweisen. Eine nähere Erwägung zeigt aber, dass eine derartige Annahme zum Theile nicht Stich hält, zum Theile zur Erklärung der Erscheinungen nicht genügt.

Um das sporadische Auftreten der Grestener Schichten und der Triasschiefer durch alte Erosion zu erklären, müsste man eine Unterbrechung der Ablagerung zwischen den Grestener Schichten und dem hochtatrischen Kalkstein annehmen, der hochtatrische Kalkstein müsste sich hier direct an die Urgebirgsinseln abgelagert haben. Das ist aber mit Rücksicht auf den Sedimentcharakter des hochtatrischen Kalksteins und auf den an vielen Punkten klar zu verfolgenden allmäligen Übergang und die Wechsellagerung zwischen Grestener Schichten und hochtatrischem Kalkstein ausgeschlossen.

Mit dem Sedimentcharakter würde die Verlegung der Erosionsperiode in die Trias besser in Übereinstimmung zu bringen sein, obwohl bestimmte Beweise für eine solche Unterbrechung nicht vorliegen (vergl. stratigr. Th., S. 17). In diesem Falle blieben das sporadische Vorkommen der Grestener Schichten und die directe Anlagerung der hochtatrischen Kalke an das Urgebirge zu erklären, und da in dieser Hinsicht die Annahme der ursprünglich directen Anlagerung bezüglich der hochtatrischen Kalke nicht zulässig ist, so sieht man sich auch bei Annahme einer Festlandsperiode in der hochtatrischen Trias und selbst wenn vorausgesetzt wird, dass der hochtatrische Urgebirgsaufbruch ( $A_2$ ) schon in der Triasperiode seinen Charakter als spätere Erhebungsregion zu markiren begann, trotzdem genöthigt, die betreffenden Erscheinungen späteren tektonischen Störungen zuzuschreiben.

Man könnte hier zunächst an einfache Absenkungsbrüche denken, womit der geradlinige Verlauf der seitlichen Begrenzung der krystallinen Aufbruchmassen in Übereinstimmung stünde. Von der zuerst gebildeten breiten Anticlinale wären einzelne Partien fast kesselförmig eingebrochen; dazwischen blieben die Theile, die jetzt als krystallinische Aufbruchinseln erscheinen, als Horste stehen. Aber abgesehen davon, dass durch diesen Vorgang das Fehlen der Zwischenglieder zwischen Kalk und Urgebirge nicht erklärt würde, liegen auch gar keine Anhaltspunkte für eine derartige abgestufte Bildung vor, sondern die Erscheinungen sprechen für eine, in einem Zuge erfolgte Tektonik.

Man muss also an andere Vorgänge denken, zu deren Annahme die weiter unten mitzutheilenden Beobachtungen drängen.

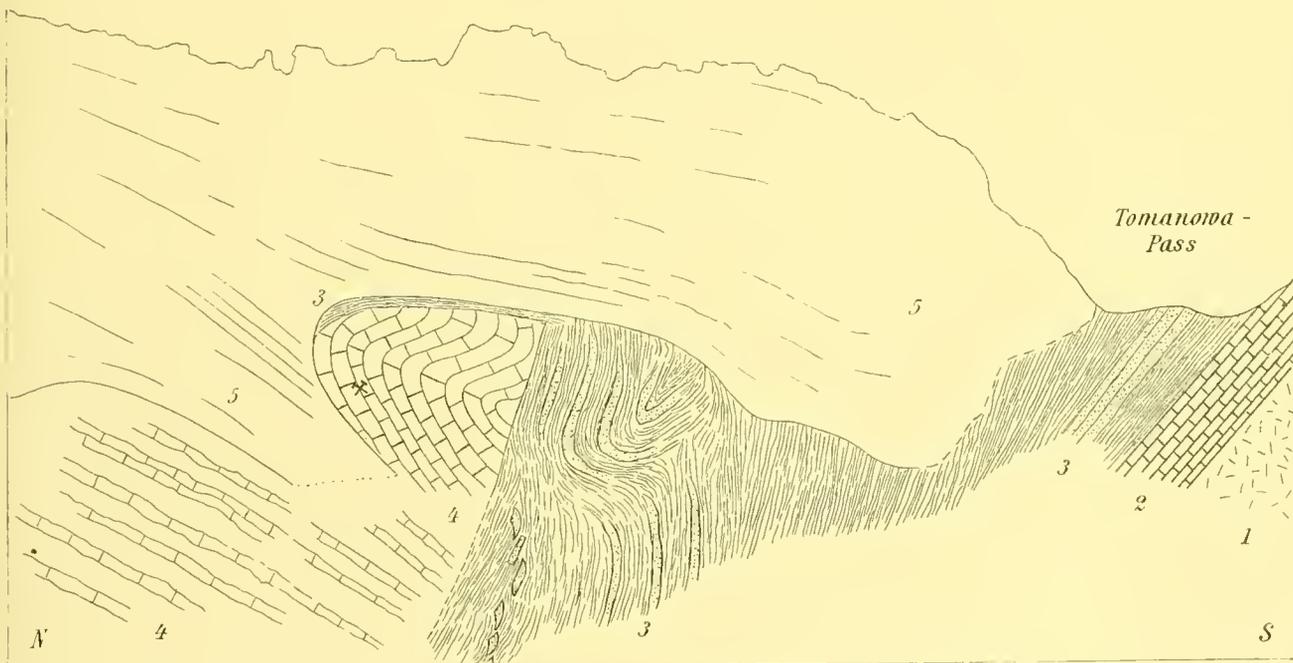
Bei langgestreckten bandförmigen Aufbrüchen wird die Unterdrückung einzelner Schichtgruppen und Ausschaltung aus der regelmässigen Folge kaum eintreten können. Anders, wenn wie hier das Aufbruchmaterial nicht in dieser Form hervorkommt, sondern bald breit vorgewölbt, bald auf ein Minimum eingedämmt oder zurückgedrängt ist und wo allem Anscheine nach locale Kräfte in verschiedener Richtung gegen einander wirkten. Verschiebungen, namentlich zwischen, ungleiche Widerstände bietenden, Schichtgruppen werden dann unvermeidlich hervortreten; die harten widerstandsfähigen Massen, hier die Urgebirgsgranite und die hochtatrischen Kalksteine, werden das Feld behaupten, während die weichen plastischen Bildungen, also die Triasschiefer und die Grestener Schichten, die Gleitflächen für das harte Material abgeben und zum Theile diejenigen Räume einnehmen werden, die von den harten Massen verlassen wurden. So müssen einzelne besonders plastische Schichtgruppen verschoben oder zur Seite gepresst werden, und sie werden dann an einzelnen Stellen, wo sie der Altersfolge nach auftreten sollten, fehlen, an anderen in übergrosser Masse angehäuft sein.

Von der Lagerung der Schichten in solchen Gebieten gibt der Tomanowa-Sattel ein gutes Bild. Über dem Granit der Hauptaxe folgen (Fig. 33, 36) Permsandstein und Triasschiefer mit nördlich abfallenden

Schichten und dann die schon besprochene Kniefalte von hochtatischem Kalkstein, unter Ausbleiben der Grestener Schichten. Man sollte meinen, Perm, Trias und Granit müssten hier, der Kniefalte entsprechend sich ebenfalls über den Kalkstein wölben. Das ist aber nicht der Fall, sondern der hoch oben am Abhänge der Tomanowa polska sichtbare Permsandstein schiesst mit vollkommen ebenen Bänken zur Tiefe, gänzlich unbeeinflusst von der Kniefalte des hochtatischen Kalksteins. Wenn man nun den rothen Triasschiefer aus dem Passe nach Westen verfolgt, so erkennt man, dass er sich auf der Westseite des Passes, im Czerwony źleb, weit nach Norden in das Kalkgebiet hinein erstreckt; die südliche Synclinale ( $S_1$ ) erscheint hier durch einen lokalen, quer zum Hauptstreichen gerichteten Aufbruch von Triasschiefer durchschnitten, der wahrscheinlich bis zum Gneis des Czerwony wierch Uplazański reicht. In diesem Aufbruche kommen nun auch auf viel breiterem Raume als sonst die Grestener Schichten, Sandsteine und schwärzliche Schiefer, zum Vorschein, die wir im Tomanowa-Sattel und auf der ganzen 3·4 km langen Strecke zwischen dem Tomanowa-Passe und dem Jawor im Tycha-Thal zwischen Triasschiefer und hochtatischem Kalkstein vermisst haben.

Der Czerwony źleb (Rother Graben) und der oberste Theil des Krakowski źleb, sowie der diese Gräben trennende Bergrücken lassen interessante Details beobachten, die nur zum Theile in die beistehende Figur 34 aufgenommen werden konnten. Was vor Allem auffällt, ist die ausserordentliche Störung und Zerissenheit der rothen Triasschiefer und Sandsteine. Eine grosse Zahl kleinerer Brüche durchzieht die Schichten, ein besonders auffallender liegt zwischen den rothen Triasschiefern und den pflanzenführenden

Fig. 34.



Durchschnitt des Czerwony źleb an der Westseite des Tomanowa-Passes.

1 Granit.

2 Permsandstein.

3 Hochtatische Trias, hauptsächlich rother Schiefer mit Sandsteinbänken, im Passe auch dolomitischer Schiefer. Einzelne, besonders auffallende Sandsteinbänke sind durch Punktirung hervorgehoben.

4 Grestener Schichten (Tomanowa-Schichten Raciborski, zum Theil sogenannte Pisana - Quarzite). Weisse Sandsteine im Wechsel mit schwarzen Schiefen, pflanzenführend. Im nördlichen Theile des Aufschlusses auch graue Kalksandsteine mit Belemniten und Bivalven, und gelblich-graue kieselige Sandsteine.

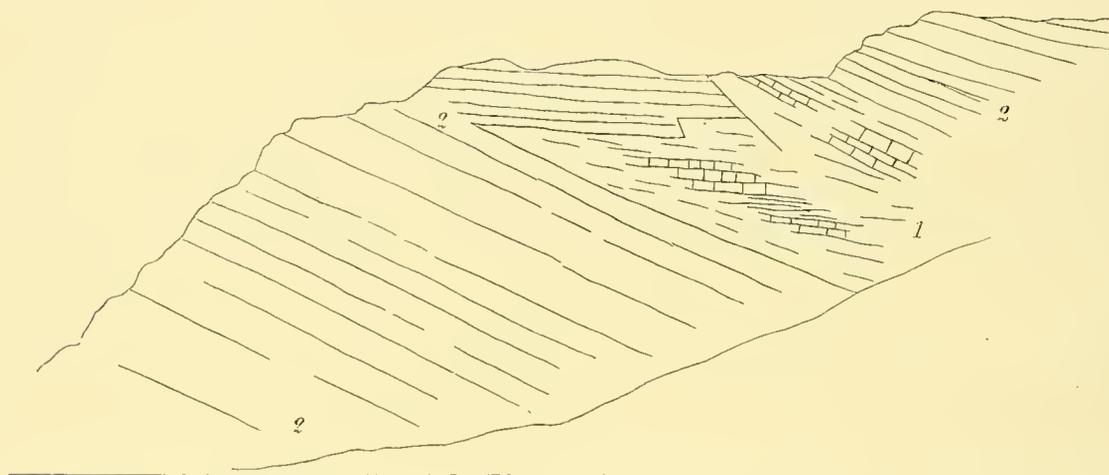
⚒ bezeichnet die Lage der ehemaligen Brauneisensteingrube Tomaniarska kopalnia.

5 Hochtatischer Liasjurakalk, meist undeutlich geschichtet. Die Kalkwand der Bildfläche streicht nordsüdlich, wo die Begrenzung der Kalkmasse mit einer unterbrochenen Linie angegeben ist, wendet sich die Kalkwand nach Südosten zum Tomanowa-Pass. Wo die Grenzlinie punktirt ist, liegt Schutt.

Grestener Schichten. Diese selbst sind in die Kalke eingefaltet und ein schmales Band von Triasschiefer erscheint zwischen hochtatriscen Kalkstein und Grestener Schichten eingeklemmt. Derartige, in ganz unregelmässiger Weise zwischen die Grestener Schichten und den Jurakalk eingezwängte schmale Bänder von rothem Triasschiefer und Sandstein kommen auch noch im weiteren Verlaufe dieses secundären Aufbruches, so an dem Rücken, der den Beginn des Krakowski žleb vom Czerwony žleb trennt, und am Westabhange des Ciemniak vor.

Die Grestener Schichten, die hier mit ehemals bergmännisch gebautem Brauneisenerz bereichert sind und die, von M. Rąciborski entdeckten Pflanzenreste führen, dringen in den Krakowski žleb, zum Theil begleitet von Triasschiefer und immer zwischen hochtatriscen Kalkstein eingezwängt (s. Fig. 35), von wo

Fig. 35.



Ansicht der Nordwand am Ursprunge der Schlucht Krakowski žleb.

- 1 Grestener Schichten, grauer Sandstein und schwarzer Schiefer.  
2 Hochtatriscer Kalkstein.

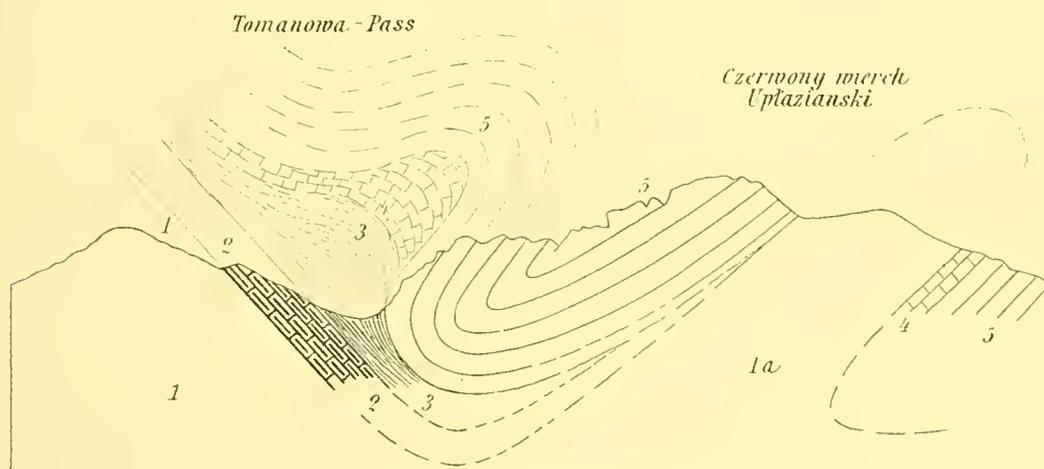
sie, wahrscheinlich unter Bildung einer Schlinge, am Westabhange des Ciemniak, die ich leider nicht genügend untersuchen konnte, nach dem Gneisaufbruche des Czerwone wierch upłazański hinziehen.

Unzweifelhaft geht aus diesen Aufschlüssen hervor, dass hier ungewöhnlich starke seitliche Verschiebungen stattgefunden haben und man wird, gestützt auf diese Beobachtung, nicht fehlgehen, wenn man den, in dem Gebiete der Czerwony wierchy so häufigen Mangel der Schichten zwischen dem Urgebirge und dem hochtatriscen Kalksteine ähnlichen Pressungen und seitlichen Verschiebungen zuschreibt. Die Grestener Schichten, die im Tomanowa-Passe und zwischen diesem und dem Javor fehlen, dürften nicht nur nach Westen in den Czerwony žleb und nach Osten in den Graben östlich vom Javor (s. Fig. 31 g), sondern wahrscheinlich auch nach oben gedrängt sein und sowie die Permbänke des Tomanowa-Sattels und der Granit die Vorwölbung der Trias und des Unterlias nach Norden im Czerwony žleb nicht mitmachen, sondern regelmässig nach Westnordwesten streichen, so erscheinen sie auch nach oben an der Kniefalte der Tomanowa nicht betheilig und es wird nach Analogie mit dem Aufschlusse im Krakowski žleb sehr wahrscheinlich, dass der Durchschnitt des Tomanowa-Passes in der, durch die bestehende Figur 36 angedeuteten Weise, nach oben zu ergänzen ist.

Noch auffallender als an der Tomanowa ist der Mangel der zwischen Urgebirge und hochtatriscem Kalk liegenden Schichtgruppen im Umkreise der Urgebirgsaufbrüche des Małofącziak, des Czerwone wierch Upłazański und der Kondraczka. Hier fehlen nicht nur die Grestener Schichten, sondern auch die Trias und der Permsandstein fast gänzlich, nur am Nordwestrande des Czerwone wierch Upłazański kommen Grestener Schichten zum Vorschein, die mit der vorher beschriebenen secundären Aufsattelung des Czerwony žleb vielleicht in directem Zusammenhange stehen. In den Partien dagegen, wo die Anti-

clinale  $A_2$  zwischen den breit vorgewölbten Urgebirgsmassen auf die schmale Kammlinie eingeeengt ist, treten die Grestener Schichten deutlich hervor, so namentlich an der Krzeszanica (s. Taf. I, Fig. 2) und im Sattel zwischen Kondraczka und Małolęcziak. Eine unbedeutende Partie von rothem Triasschiefer findet sich nördlich der Kondraczka am Rande einer Masse von hochtatriischem Kalkstein, die ein weiteres und sehr merkwürdiges Beispiel für die im Bereiche der Czerwony wierch herrschenden Einkeilungen von Gesteinsmassen bildet.

Fig. 36.



Ergänzung des Tomanowa-Durchschnittes.

- |                  |   |
|------------------|---|
| 1 Granit.        | 3 Rother Schiefer und Sandstein, Trias. |
| 1 a Gneis.       | 4 Grestener Schichten. Unterlias.       |
| 2 Permsandstein. | 5 Hochtatriischer Liasjurakalk.         |

Die unterbrochenen und schwachen Linien geben die angenommene Ergänzung des Durchschnittes an.

An der Ostseite des, die Kondraczka mit dem Giewont verbindenden Bergrückens, tritt aus dem Gneis der grossen Aufbruchsmasse hochtatriischer Kalkstein hervor, dessen bleiche Felswände in der Umrahmung des dunklen krystallinischen Gesteins jedem Besucher des Kondratowa-Thales auffallen. Die Kalkmasse ist nordsüdlich, also quer zum Hauptstreichen gestreckt und von steilen Brüchen durchschnitten. Die Kalkbänke fallen, soweit kenntlich, steil nach Südosten ein. Am Südostrande der Kalkmasse kommt die schon erwähnte schmale Partie von rothem Triasschiefer und Sandstein zwischen Gneis und Kalk zum Vorschein; die betreffende Stelle liegt nahe unterhalb der kleinen Schutzhütte, die auf dem Hauptkamme, östlich und unterhalb der Kondraczka-Spitze errichtet ist. Ferner dürften am Nordrande dieser Kalkpartie Grestener Schichten auftreten, wenigstens wurden daselbst entsprechende Gesteinsblöcke lose vorgefunden. Im Übrigen grenzt der hochtatriische Kalkstein direct an den Gneis. Noch merkwürdiger aber ist der Umstand, dass diese Kalkmasse, die sich auf 1125 *m* Länge ausbreitet, mit dem Kalkgebiete der Małaląka nur durch eine schmale, circa 50 *m* breite Brücke in Verbindung steht (s. Taf. I, Fig. 4 und 5), woraus sich unmittelbar ein Schluss auf die ganz unregelmässig erfolgte Einknetung des Kalksteins ableiten lässt, die zu der, nur circa 225 *m* entfernten, sehr regelmässigen, streng linearen Synclinale des Giewont in grellem Gegensatze steht.

Der grosse Urgebirgsaufbruch lässt an seiner Westgrenze noch eine zweite Einfaltung geschichteter Felsarten erkennen, die sich aber von der eben beschriebenen durch einen mehr linearen und dem Gesamtstreichen ziemlich gleichlaufenden Verlauf unterscheidet. Sie befindet sich zwischen Jawor und Kondraczka, also am Südabhange des Hauptkammes, und besteht nur aus Permsandstein und rothem, wahrscheinlich triadischem Schiefer (s. Taf. I, Fig. 5). Der allerdings nur kurze, aber lineare Verlauf dieses Permsandsteinzuges deutet nicht so sehr auf eine unregelmässige Einfaltung, als vielmehr auf eine secundäre Syncline hin, die in gleicher Weise, wie die unweit südlich davon gelegene Sedimentärzone des Tycha-Thales von Norden her überschoben ist.

Die krystallinischen Aufbruchsmassen der Czerwony wierchy sind demnach, namentlich soweit sie unmittelbar mit hochtatischem Jurakalk in Contact stehen, von tektonischen Dislocationslinien begrenzt, da weder die Auf- oder Anlagerung der Kalke eine transgressive, noch auch der Verband zwischen Kalkstein und Urgebirge ein regelmässiger ist. Diese Dislocationslinien können nicht eigentlich als Überschiebungslinien aufgefasst werden; dazu mangelt der beobachteten Erscheinung die Regelmässigkeit der Verschiebung der bewegten Masse nach einer bestimmten Richtung hin. Hier scheint die Dislocation einzelner, namentlich der plastischen Schichtgruppen nach verschiedenen, auch entgegengesetzten Richtungen, ohne erkennbare Bevorzugung einer bestimmten, stattgefunden zu haben. Die betreffenden Dislocationslinien könnten als Pressungs- oder Verschiebungslinien von den Überschiebungslinien oder Wechsellinien unterschieden werden. Ähnliche Verschiebungsercheinungen enthält auch das subtrische Gebiet, in dem ebenfalls einzelne »Verschiebungslinien« verzeichnet werden können, aber diese Verschiebungen stehen den gewöhnlichen Überschiebungen doch etwas näher.

In dem Gebiete westlich der Czerwony wierchy nimmt die Verwicklung des geologischen Baues etwas ab, aber es fehlt auch hier nicht an Schwierigkeiten. Abpressungen und Verschiebungen einzelner Schichtgruppen sind auch hier zu beobachten. Ähnlich wie zwischen dem Jaworfels und dem Tomanowa-Pass fehlen auch hier in dem Gebiete von der Alpe Tomanowa bis zum Passe zwischen dem Ornak und den Telkove kominy die Grestener Schichten; auf den rothen, das Perm überlagernden Triasschiefern und dolomitischen Wacken liegt unmittelbar der hochtatische Liasjurakalk. Durchschnitte in diesem Theile der hochtatischen Zone, z. B. im Kościelisko-Thale, enthalten zwar auch die Grestener oder Pisana-Sandsteine, und zwar in sehr mächtiger Ausbildung, aber sie treten nicht an der Basis der hochtatischen Kalke, sondern mitten im Bereiche derselben auf und der Durchschnitt ergibt nachstehende Schichtfolge: Perm, rother Schiefer und dolomitische Wacken der Trias, hochtatischer Kalk, Grestener (Pisana-) Sandstein, hochtatischer Kalk. Die Grestener Sandsteine, die im Kościelisko-Thal häufiger als sonst Versteinerungen führen und seit jeher als Typus dieser Bildung in der Tatra (Pisana-Sandsteine) gelten, stellen hier eine Anticlinalregion vor, denn sie streichen durch die obere Partie der Schlucht Krakowski źleb zu dem schon beschriebenen Aufbruche des Ciemniak hin und in der Smytnia, westlich vom Kościelisko-Thal, am Wege zu den Kominy Telkove treten — und das bildet eine wichtige Bekräftigung unserer Annahme — unter diesen Pisanasandsteinen in einer zwar schmalen, aber zweifellos constatirten Zone rothe Triasschiefer und Sandsteine und vielleicht selbst Permsandsteine hervor. Sonach entspricht hier der langgestreckte, das Kościelisko-Thal verquerende Zug von Grestener Schichten der Anticlinale  $A_2$  und das Band hochtatischer Kalke südlich davon der Syncline  $S_1$ , das Kalkband nördlich davon der Syncline  $S_2$  (s. Taf. III, Fig. 4).

Das nördliche Band scheint hier noch im Allgemeinen dieselbe Lagerung zu zeigen wie in den Czerwony wierchy: es bildet eine Kniefalte mit gegen Süden gerichtetem Scheitel. Diese, hier und da von untergeordneten Brüchen durchzogene Kniefalte (s. Fig. 41) ist namentlich an der Nordseite des Krakowski źleb und an der Uplązward im Koscielisko-Thale gut kenntlich. Sie öffnet sich nach Westen immer mehr, so dass westlich vom Kościelisko-Thal an der Nordseite der Telkove kominy nur noch eine leichte Einbuchtung der Kalkschichten besteht. Das südliche Band beginnt am Czerwony źleb mit fast senkrechten Schichten und nimmt nach Westen hin ein leichtes Einfallen nach Norden an. In dem malerischen Kalkgebirge der Telkove kominy vereinigen sich beide Kalkbänder in einem regelmässigen, den Aufbruch der Pisana-Sandsteine der Smytnia umspannenden Bogen (s. Taf. III, Fig. 4). Die beiden Kalkbänder, sowie deren Vereinigung auf der Höhe der Telkove kominy kommen orographisch vorzüglich zum Ausdrucke und dem Umstande, dass die Kammhöhe der Telkove kominy von einem Schichtkopfe gebildet wird, ist die eigenthümliche, langgezogene Plattform dieser Kammhöhe zuzuschreiben. Am Wege aus dem Sattel am Südfusse der Kominy telkove zur Höhe fallen die Kalkschichten steil nördlich ein, höher oben tritt dann allmählig eine Drehung ein, und auf der Höhe, wo der Kalkstein den Trias- und Lias-Aufbruch der Smytnia mantelförmig umspannt, neigen sich die Schichten steil in Westen, um endlich auf der Nordseite der Kominy telkove wieder steil nördliches Einfallen anzunehmen. Das für die Auffassung der Tektonik dieses Gebietes

nicht unwichtige Einfallen der Schichten von der Plattform der Telkove kominy nach Westen kann man von den Höhen westlich der Kominy-Alpe gut wahrnehmen.

Der halbkreisförmigen Krümmung des hochtatratischen Kalkes an der Westseite der Telkove kominy folgt eine Strecke weit der rothe Triasschiefer, der sich auf der Westseite des Kominy-Sattels weit in den Kalk hineinzieht und hier, nicht unähnlich dem Verhältnisse im Czerwony zleb an der Tomanowa, eine breite Fläche einnimmt. Hier kommt auch der Grestener Sandstein neuerdings und wieder in sehr bedeutender Mächtigkeit zu Tage. Die Erfahrungen in der Gegend der Czerwony wierchy berechtigen wohl zu der Annahme, dass das Auftreten der Grestener Schichten auch in der Region des Kościelisker Thales und der Kominy telkove auf starke Verschiebungen zurückzuführen ist, die allerdings, wenigstens soweit es die südliche Begrenzung des Aufbruches der Grestener Schichten, der Trias und des Perm in der Smytnia betrifft, in Überschiebungen übergehen.

Westlich von dieser Vereinigung der beiden hochtatratischen Kalkbänder auf der Höhe der Telkove kominy verschwinden die Spuren des hochtatratischen Aufbruches ( $A_2$ ): die hochtatratische Zone besteht von hier ab nach Westen aus einer einfachen Schichtfolge von Permsandstein, Triasschiefer und -Rauchwacke, Pisana-Sandstein und hochtatratischem Kalk (s. Taf. III, Fig. 5, 6). Östlich vom Bobrowiec-Sattel erscheinen über den Rauchwacken marine Rhätschichten, bisher das einzige Vorkommen dieser Art in der hochtatratischen Zone. Diese Schichtfolge fällt hier wieder nach Norden ein und wird von der subtatratischen Zone überschoben, und zwar am Hruby wierch Bobrowiec in solchem Masse, dass die subtatratische Trias bis auf den Permsandstein übergreift, wie dies schon bei Besprechung der subtatratischen Zone bemerkt wurde.

Von den Telkove kominy nimmt die hochtatratische Zone ein nach Westnordwesten gerichtetes Streichen an und gelangt so an den Nordabfall, ohne das Westende des Gebirges bei Zuberec erreicht zu haben. In dieser Gegend hat die stark reducirte und nur aus cretacischen Bildungen bestehende subtatratische Zone das südwestliche Streichen, mit dem sie um den Westrand der kristallinen Gebirgsaxe schwenkt, bereits angenommen, und so kommt es, dass die hochtatratische Zone an ihrem Westende unter einem fast rechten Winkel von der subtatratischen abgeschnitten, beziehungsweise überschoben wird. Die weitere Fortsetzung der ersteren kommt erst am Westrande der kristallinen Axe zum Vorschein.

Im Bobrowiec-Thal bricht im hochtatratischen Kalkstein an zwei, aus der geologischen Karte ersichtlichen Punkten grünes, auch als Mandelstein entwickeltes Eruptivgestein, nach Herrn C. v. John's freundlicher Bestimmung Diabas und Diabasporphyr, durch. In der tatratischen Kalkzone sind dies die einzigen Vorkommnisse von Eruptivgestein, und daher ist es um so mehr zu bedauern, dass die Lagerungsverhältnisse dieses Diabases ganz undeutlich sind.

Rückblickend auf das besprochene Gebiet erkennen wir, dass sich trotz mancher Schwierigkeiten im Detail alle Beobachtungen in den gegebenen Rahmen gut einpassen lassen. Nur die ungefähr dreiseitige Scholle von hochtatratischem Kalkstein zwischen der Uplaz-Alpe, dem Gładkie, den Uplaz-Wänden und dem Kościelisko-Thale bietet Schwierigkeiten. Die Schichten scheinen im Allgemeinen flach nach Norden oder oder Nordnordosten geneigt zu sein. Die jüngsten, wahrscheinlich neocomen Bildungen erscheinen am Gładkie; darunter befinden sich rothe Knollenkalke und Hornsteine des Malm. Diese Scholle scheint von der übrigen Partie des nördlichen Bandes der hochtatratischen Zone durch Brüche getrennt zu sein und dem unteren Schenkel der nördlichen Syncline zu entsprechen.

### Der östliche Theil der hochtatratischen Zone.

An der Sucha woda, wo sich das nördliche und das südliche Band von hochtatratischem Kalkstein im Umkreise des mächtigen Aufbruches der Kasperowa-Goryczkowa vereinigen, wölbt sich der Granit der »Centralaxe« weit nach Norden vor, und die Breite der ganzen Kalkzone der Tatra erscheint stark reducirte. Der hochtatratische Kalkstein verschwindet in der Gegend zwischen der Sucha woda und der Pańszczyca dolina vollständig, so dass die hochtatratische Zone hier ausschliesslich aus einem breiten Bande von Perm-

sandstein besteht; erst an der Hala Waksmundska, östlich der Pańszczyca dolina, am Nordabhange der Koszyska mała, erscheint wieder eine nach Norden geneigte Tafel von hochtatischem Kalkstein, die bis zum Przysłop hinabzieht und hier, wie schon oben erwähnt, an das südliche Band der Grestener Schichten der subtatischen Zone angrenzt (s. Taf. II, Fig. 2).

Eine abermalige, sehr bedeutende Veränderung bedingt östlich der Waksmundska die Białka-verschiebung: die hochtatische Zone erscheint ganz abgeschnitten, so dass das südliche Dolomitband der subtatischen Zone in der Gegend zwischen Waksmundska und Białka unmittelbar an den Granit gepresst ist. Erst  $2 \cdot 25 \text{ km}$  weiter südlich taucht am Ostufer der Białka der hochtatische Kalkstein neuerdings in breiter Entfaltung auf. In demselben Sinne wie die subtatische Zone, nur viel ausgesprochener, schwenkt hier auch die hochtatische Zone nach Süden, sie erreicht im Sziroka-Sattel den südlichsten Punkt und streicht von da unter knieförmiger Biegung von Neuem nach Nordosten.

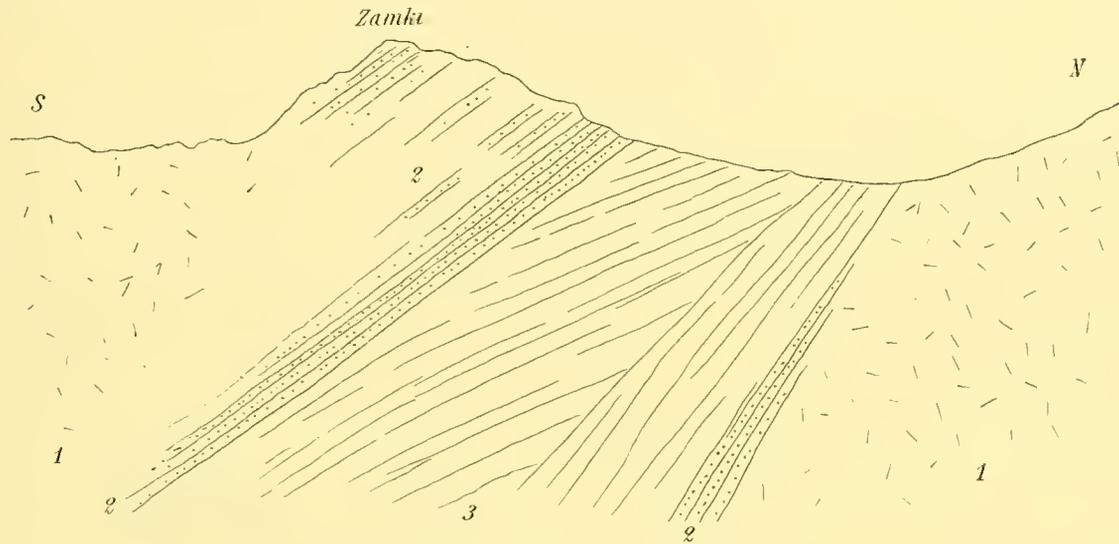
In diesem Theile der hochtatischen Zone kommt abermals ein langgestrecktes, schmales Granitband zum Aufbruch, dessen Verlauf die knieförmige Biegung des Streichens deutlich zum Ausdruck bringt. Am Nordabhang der Sziroka erlangt der Granitaufbruch ( $A_2$ ) die grösste Breite; er nimmt hier die Form eines Dreieckes mit  $1 \cdot 2 \text{ km}$  Höhe an. Die nach Nordosten und nach Nordwesten streichenden Theile des Granitaufbruches, die sich wie Ausläufer der breiten Granitmasse der Sziroka darstellen, repräsentiren die normale Aufbruchsbreite von circa  $250 \text{ m}$ , und es ist offenbar hauptsächlich der Zusammendrängung der Masse im Knie des Streichens zuzuschreiben, wenn hier der Granitaufbruch so breit wird. Durch diesen Aufbruch zerfällt die hochtatische Zone im Sziroka-Gebiete geradeso wie in der Zakopaner Gegend in eine nördliche und eine südliche Mulde hochtatischen Kalksteines, und beide Mulden sind wie bei Zakopane überschoben, diese durch den Granitaufbruch, jene durch die subtatische Zone.

Im Einzelnen erfährt dieses Schema allerdings verschiedenartige und zum Theil schwer deutbare Modificationen. So folgt, um mit der nördlichen Mulde zu beginnen, der hochtatische Kalkstein nicht der ganzen Erstreckung des Granitaufbruches, er fehlt vielmehr auf der  $2 \cdot 1 \text{ km}$  langen Strecke zwischen dem Białka-Thal und dem Uplaz-Sattel. Hier sollte über dem Granit zunächst die hochtatische Schichtfolge erscheinen, dies ist aber nicht der Fall, sondern es sind subtatische Bildungen, der bunte Schiefer der unteren Trias und der Dolomit der mittleren Trias, wohl auch etwas Permquarzit, die hier auf den Granit gerückt erscheinen. Am Uplaz-Sattel geht der Granitaufbruch aus der südöstlichen in die südliche Richtung über, er bildet den zur Sziroka führenden zackigen Zamky-Kamm. Zwischen ihm und der nordöstlichen Fortsetzung des Granitaufbruches am Sziroka-Kamm ist ein breiter Raum freigegeben, in dem der hochtatische Kalkstein zu einer breiten Masse zusammengedrängt erscheint. Es ist, als wäre der hochtatische Kalkstein, der auf eine Strecke von  $2 \cdot 25 \text{ km}$  von der Oberfläche verschwunden ist, zum Theil vielleicht nicht so sehr überschoben, wie zur Seite gedrängt und in dem Raume auf der concaven Seite des knieförmig gebogenen Aufbruches aufgestapelt worden. Wir begegnen also hier derselben Erscheinung der seitlichen Verschiebungen, wie im westlichen Abschnitte der hochtatischen Zone. Der hier gegebene Raum mochte aber kaum genügt haben, die Kalkmassen zu fassen, denn man sieht den Kalk an einer Stelle, beim Stillen See im Sziroka-Thale, westwärts in den Granitaufbruch des Zamky-Kammes einschneiden; der Kalk erreicht hier die Kammhöhe und drängt den Granit in einer kleinen Schlinge zur Seite. Die Lagerungsverhältnisse dieser merkwürdigen Stelle sind, soweit sie erkannt werden konnten, durch die beistehende Fig. 37 wiedergegeben.

Der Kalkstein fällt südlich, also gegen den Granitaufbruch ein; dasselbe Einfallen des Kalksteines gegen den Granit ist ziemlich deutlich im Sziroka-Thal zu beobachten und ebenso neigen sich die Kalke am Sziroka-Kamme nach Ost-südosten gegen den nordnordöstlich streichenden Theil des Granitaufbruches. An Stelle des sonst als Regel geltenden Abfalles der Schichten vom Granit nach Norden tritt hier eine locale Umkehrung der Fallrichtung gegen Süden, also ein ähnliches Verhältniss ein, wie im westlichen Theile des hochtatischen Aufbruches in der Małałaka und Miętusia bei Zakopane. Leider ist die Schichtung der

Kalkmasse vielfach undeutlich, daher ihr geologischer Bau trotz der tiefen Einschnitte in zwei Thälern, der Świstówka- und Sziroka dolina, im Übrigen wenig klar, es scheint, als wäre die Lagerung im Allgemeinen ziemlich flach.

Fig. 37.



Wand westlich vom Stillen See, Sziroka-Thal.

1 Granit der Aufbruchzone A<sup>2</sup>.

2 Permsandstein.

3 Hochtatrischer Kalkstein.

Auf der Höhe des Zamky-Kammes erheben sich über dem Granit drei isolirte Partien von Permquarzit, die aber nicht als secundäre Einfaltungen im Granit, sondern vermuthlich nur als durch Denudation abgetrennte Theile jenes Bandes von Permquarzit aufzufassen sein dürften, das zwischen Kalkstein und Granit liegt und im Sziroka-Gebiete ziemlich mächtig und vollständig entwickelt ist. Es ist möglich, dass sich einzelne Theile dieser Quarzitinselfen des Zamky-Kammes ununterbrochen über den ganzen Ostabhang des Kammes bis in das Sziroka-Thal erstrecken.

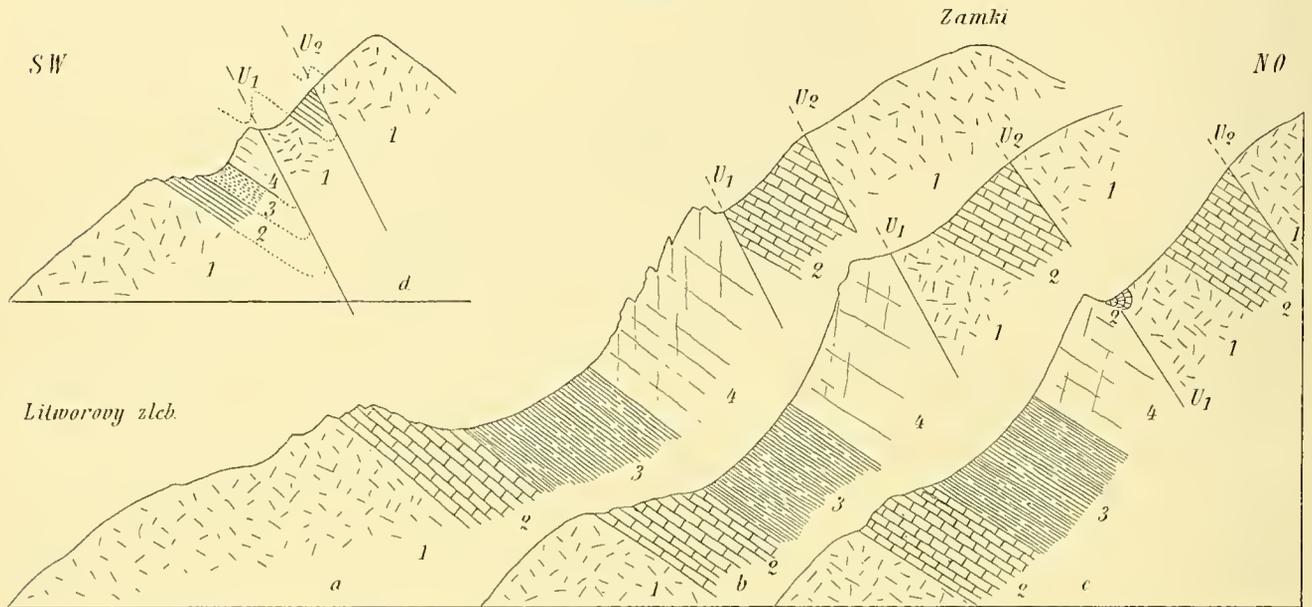
Die südliche Mulde (S<sub>1</sub>) bietet nicht weniger verwickelte Verhältnisse. Sie ist in der am weitesten nach Süden gerückten Partie beim Sattel südlich der Sziroka nur circa 500 m breit und enthält nur Permsandstein und rothen Triasschiefer, der Liasjurakalk setzt erst in einiger Entfernung vom Sattel ein, um sich mit zunehmender Breite einerseits nach Nordwesten ins Białka-, anderseits nach Nordosten ins Jaworowe-Thal zu erstrecken. Die Kalkmassen im westlichen Theile der Mulde liegen auf Permsandstein und Triasschiefer, und da sie von dem Granit der Aufbruchzone auch wieder durch ein anscheinend ziemlich regelmässiges Permiband getrennt sind, so könnte man verleitet sein, die Lagerungsverhältnisse der südlichen Mulde für ziemlich einfach zu halten. Dass dies nicht der Fall ist, zeigen die guten Aufschlüsse im Litworowy źleb, einem kleinen, vom Sziroka-Sattel zur Białka hinabziehenden Thälchen. Hier beobachtet man über dem Granit die regelmässige, nordwärts geneigte Schichtfolge, zuerst den Permquarzit, dann den rothen Triasschiefer, dann den Liasjurakalk und über diesem abermals Permquarzit und endlich den Granit des Aufbruches (s. Fig. 38 a und Taf. II, Fig. 3, 4).

Etwas weiter südöstlich schiebt sich aber zwischen den Kalkstein und den darüber liegenden Permsandstein ein Band von Granit ein (Fig. 38 b), und noch etwas weiter sogar noch eine kleine, merkwürdiger Weise muldenförmig gekrümmte Partie von Permsandstein (Fig. 38 c). Sonach haben wir hier nicht mit einer, sondern mit zwei Wechselflächen zu rechnen, zwischen denen drei Schuppen übereinander liegen.

Ungewöhnlich klar tritt hier die Überschiebung der Kalkzone S<sub>1</sub> in die Erscheinung: die bleichen, theilweise deutlich geschichteten Kalkschroffen, die Rasenfläche der bunten Triasschiefer, die felsigen, geschichteten Bänder des Permquarzits und endlich der massige dunkle Granit heben sich so deutlich von

einander ab und lassen dadurch die Grenzlinien so scharf hervortreten, dass volles Licht über den geologischen Bau verbreitet wird. Selbst die Photographie, die ich der Freundlichkeit des Herrn k. und k. technischen Officials J. Pichler vom Militär-geographischen Institut in Wien verdanke, und die hier auf Taf. VII reproducirt ist, gibt ein sehr lehrreiches und klares Bild.

Fig. 38.



Durchschnitte der hochtatrischen Zone im Litworowy zleb am Südabhange des Zamki-Kammes, Sziroka-Gebiet.

- |   |   |
|---|---|
| 1 Granit.                               | 4 Hochtatrischer Liasjurakalk.          |
| 2 Permsandstein.                        | $U_1$ und $U_2$ Überschiebungsf lächen. |
| 3 Rothe Schiefer und Sandsteine, Trias. |   |

Die Fig. *d* zeigt die hier angenommene Deutung der Durchschnitte *a*, *b* und *c*.

Östlich vom Sattel dürften die Verhältnisse etwas einfacher sein. Über dem Granit liegen Permsandstein, bunte Triasschiefer und Liasjurakalkstein, darüber der Granit des Aufbruches, und zwar theils unmittelbar, theils unter Einschiebung eines Permbandes, das hier, wie westlich vom Sattel, das Vorhandensein einer zweiten, rudimentären Schuppe markirt. Der Kalkzug senkt sich allmählig nach dem Jaworowe-Thal, wird hier breiter und vereinigt sich um das Ostende des Granitaufbruches herum mit dem Kalk der nördlichen Mulde, so dass die hochtatrische Kalkzone jenseits des Jaworowe-Thales nur aus einer einfachen, von Triasschiefer und Permquarzit unterlagerten, nördlich geneigten Scholle von hochtatrischem Kalkstein besteht. Diese Scholle streicht über Welky Uplaz und Jagnence zum Kupferschächten-Passe. Zwischen ihr und dem subtatrischen Dolomit der Hinteren Kupferschächte ist eine breite Fläche mit Moränenschutt bedeckt, so dass sich über den geologischen Bau nichts Bestimmtes erheben lässt. Nur am Nordfusse der Kalktafel Jagnence deutet eine kleine Partie von Permquarzit auf das Vorhandensein einer zweiten Schuppe. Am Kupferschächten-Passe erfährt, wie oben, S. 58, besprochen wurde, das südliche Dolomitband der subtatrischen Zone eine starke Verschiebung nach Süden; der subtatrische Triasdolomit erscheint am Durlsb-berg in das Streichen der hochtatrischen Kalksteine gerückt, die hier, überschoben von der nach Süden vorgreifenden subtatrischen Zone und zugleich unter dieser hinabgleitend, nahe dem Ostrande des Gebirges verschwinden. Östlich vom Durlsb-berg und von da bis zum Gebirgsrande fehlt jegliche Spur des hochtatrischen Kalksteines, und die subtatrische Zone erscheint hier auf den Granit geschoben, am Südrande des Durlsb-berges möglicher Weise sogar mit Überschiebung des Permquarzits, obwohl dies im Trümmerfeld der Weissen Seen nicht sicher festgestellt werden konnte. Wahrscheinlich aber kommt die hochtatrische Zone am Ostrande des Gebirges, am Stösschen, doch noch einmal zum Vorschein. Der Kalkstein zwar nicht, wohl aber vielleicht der Permsandstein.

Die Kuppe des Stösschens besteht aus Permsandstein, der sich anscheinend bis zum Tiefen Grund ausbreitet und hier die Unterlage der subtrischen Trias bildet. Betrachtet man die Permsandsteine zwischen der Kuppe des Stösschens und dem Tiefen Grunde als ein einfaches Band, so müsste diesem, wie die geologische Karte zeigt, eine ungewöhnliche Mächtigkeit zugeschrieben werden. Diese Nothwendigkeit entfällt, wenn angenommen wird, dass diese Permsandsteine in Wirklichkeit zwei Bänder oder Schuppen bilden, von denen dann die südliche der hochtrischen Zone angehören könnte. Vielleicht wird man im Verlaufe genauerer Detailuntersuchungen in dem vom Reniasch zum Tiefen Grunde herabziehenden Thälchen eine gegenwärtig hier nicht bekannte Gesteinszone auffinden, sei es Granit als Liegendes des subtrischen Permbandes, sei es bunte Triasschiefer als Hangendes des hochtrischen Permbandes, wodurch die Trennung der Permpartie zwischen dem Stösschen und dem Tiefen Grund in einen hoch- und einen subtrischen Antheil sicher festgestellt werden könnte. Schon jetzt hat diese Eventualität so viel Wahrscheinlichkeit für sich, dass sie für die graphische Darstellung auf der tektonischen Karte vorweggenommen wurde. Daher erscheint die Hauptüberschiebungslinie durch diese Partie hindurchgezogen.

Im Litworowy-Graben zeigt der hochtrische Kalkstein geringe Mächtigkeit; offenbar wurde ein gut Theil davon durch die Wechselfläche oben abgeschnitten. Nach unten aber erscheint die Lagerung regelmässig, daher dürfte das Fehlen des Pisana-Sandsteines auf Ersatz durch Kalkfacies zurückzuführen sein (vergl. I. Th., S. 29). An einigen Stellen ist der Kalkstein dolomitisch ausgebildet oder durch Dolomit ersetzt, so besonders im obersten Sucha-Thale und in der Kalkpartie des Zamki-Kammes. Hier ist der Dolomit brecciös, mit schwarzem Schiefer und weissem Kalkstein verbunden. Der Hauptsache nach ist aber die Ausbildung des hochtrischen Kalksteines auch hier im Osten der Tatra ganz normal, es kommen häufig die eigenthümlichen Fleckenkalke vor und am Westrande der Jagnence wurden weisse und rothe Crinoidenkalke gefunden.

Im unteren Theile des Spitzmichelsgrundes (Spitzmichalowa dolina) reichen bis an die Białka gelblich- und grünlichgraue Mergel, die am hochtrischen Kalk abstossen und nach Lagerung und Beschaffenheit als Oberkreide angesehen werden mussten: das östlichste Vorkommen dieser Bildung in der Tatra.

Ich kann die Besprechung dieses östlichen Theiles der hochtrischen Zone nicht abschliessen, ohne zu betonen, dass es nur die Grundzüge des geologischen Baues sind, die ich im Sziroka-Gebiete aufnehmen konnte und hier beschrieben habe. Die Schwierigkeiten lagen nicht ausschliesslich in der Sache selbst und der weiten Entfernung des Gebietes vom nächsten bewohnbaren Punkte (Podspadi), sondern auch in dem leidigen Umstande, dass das Betreten dieses Gebietes, des Gemsstandes wegen, während der besten Arbeitszeit im August gar nicht, und vor- und nachher auch nur ausnahmsweise gestattet wird. Die Detailforschung wird hier interessante Aufgaben zu lösen haben.

Schliesslich möchte ich noch erwähnen, dass das Auftreten des Granits im Kalkstein- und Sandsteingebiete der Sziroka zuerst von G. Stache und nachher von S. Roth<sup>1</sup> und von J. Partsch<sup>2</sup> beobachtet worden war, während die Urgebirgsmassen im Kalkgebirge von Zakopane zuerst von L. Zeuschner beschrieben wurden.

### Die Kreideablagerungen der hochtrischen Zone.

In den vorhergehenden Zeilen wurden die graugrünlichen und bläulichgrauen Mergelschiefer der Oberkreide (vergl. d. stratigr. Th., S. 37) fast gänzlich ausser Acht gelassen. Es erübrigt daher noch eine nähere Besprechung dieser Bildungen, welche ganz gut vom Grundgerüste des Gebirges losgelöst betrachtet werden können, da sie sich nur als aufgelagerte, vom Hauptbaue des Gebirges unabhängige Decke dar-

<sup>1</sup> Földt. közlöny 1878, VIII., p. 280 (Referat in Verhandl. geol. R. A. 1879, p. 80).

Földt. közlöny 1888, XVIII., p. 397.

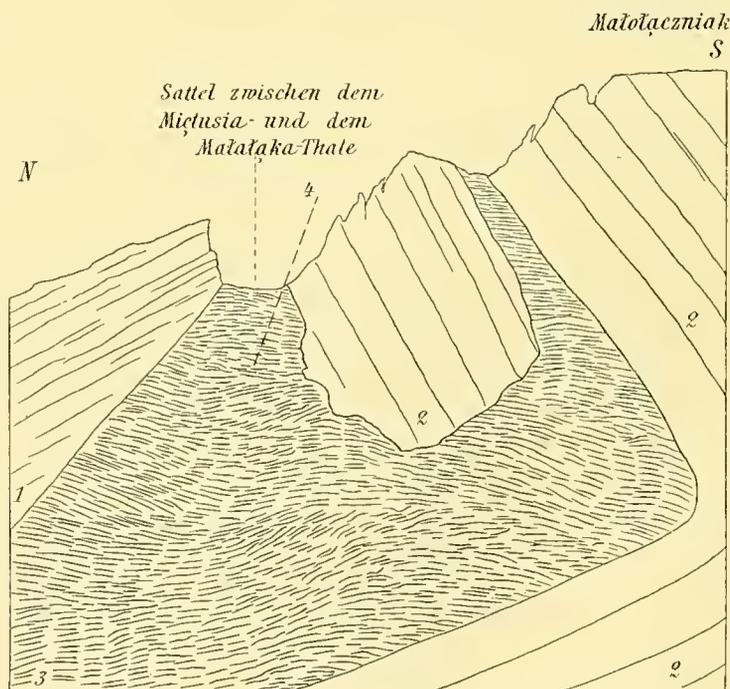
<sup>2</sup> Gletscher der Vorzeit, Breslau 1882, p. 23.

stellen. In manchen Theilen der hochtatriscen Zone fehlen sie gänzlich oder sind nur sporadisch erhalten, wie im Sziroka-Gebiete, in anderen dagegen, wie namentlich zwischen dem Małolączniak und dem Chochołower Thale, nehmen sie einen nicht unbeträchtlichen Flächenraum ein.

Vom Sattel zwischen Kondraczka und Giewont ziehen obercretacische Schichten ins Małaląka-Thal wie angeklebt an die steil abfallenden Kalkwände. Die Kreideschichten liegen fast flach und heben sich durch ihre gelblich- oder grünlichgraue Farbe sehr scharf von dem hellen hochtatriscen Kalkstein ab.

Die Fortsetzung dieses Vorkommens tritt am Nordrande des Małolączniak in zwei Partien hervor; die grössere nimmt den Raum zwischen dem hochtatriscen Liasjurakalkstein und dem subtatriscen Triasdolomit ein und verdeckt so die Hauptwechselfläche, die kleinere bildet etwas weiter südlich ein schmales, von der Höhe des Małolączniak steil zur Thaltiefe ziehendes, zwischen hochtatriscen Kalkfelsen eingebettetes Band. Die Lagerung der Kreideschiefer ist bei beiden Partien ziemlich flach. Sie erreichen nicht den Kamm des Małolączniak, setzen jedoch jenseits wieder an und ziehen fast bis in die Tiefe des Miętusja-Thales hinab. Die Kreidemergelschiefer fallen auch hier ziemlich flach nach Osten, und zwar bald mit einer Neigung nach Südosten, bald nach Nordosten ein und stossen sehr deutlich gegen die steil gestellten Schroffen des Liasjurakalkes ab, von denen die Kreideschiefer, namentlich thalwärts, gleichsam eingefriedet werden. Auch diese Partie liegt zum Theil zwischen hochtatriscem Kalkstein und der subtatriscen Zone und bedeckt die Hauptbruchlinie (vergl. Fig. 39).<sup>1</sup>

Fig. 39.



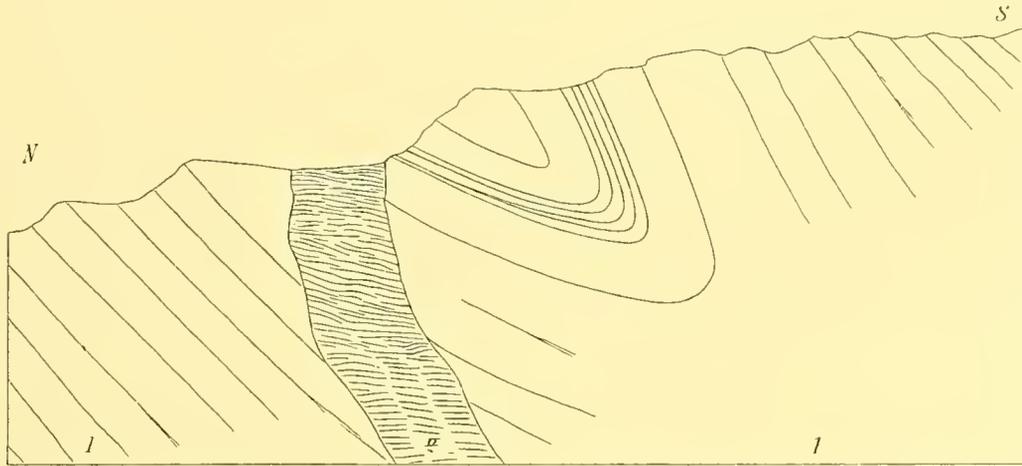
Auftreten der Oberkreide im Miętusja-Thale, am Fusse des Małolączniak, schematisch dargestellt.

- 1 Triasdolomit der subtatriscen Zone.
- 2 Hochtatriscer Liasjurakalk.
- 3 Oberkreide; reicht nicht bis zur Sattelhöhe, wo die eisenreichen Schiefer der unteren Trias zum Vorschein kommen.
- 4 Hauptwechselfläche, gedeckt durch Oberkreide.

<sup>1</sup> Im Miętusja-Thal wurde vor Jahren Eisenerz abgebaut (Wantula-Bergwerk bei Zeuschner, Sitzungsber. 19. Bd., 1856, S. 142). Der Stollen war, wie es scheint, im Triasdolomit angelegt und nach Süden bis in den eisenhaltigen Schiefer der Untertrias getrieben worden, der obertags von Oberkreidemergel bedeckt ist, und nur auf der Sattelhöhe an die Oberfläche tritt. Zur näheren Feststellung dieses Verhältnisses müssten genaue Localforschungen vorgenommen werden.

Das Miętusia-Thal zeigt nebst diesen noch drei kleinere Decken von Oberkreide, die namentlich die transgressive Lagerung klar erkennen lassen. Sie befinden sich in den beiden Miętusia-Kesseln, unterhalb der Krzeszanica. Ein kleiner Streifen liegt am südlichen Abschlusse des grösseren, ein zweiter am Nordrande des kleineren Kessels, und der dritte, grösste, zieht mit schwach geneigten Schichten in ungefähr ostwestlicher Richtung aus einem Kessel über den trennenden Vorsprung in den anderen, knapp an der schönen Kniefalte der Miętusia (vergl. Fig. 40).

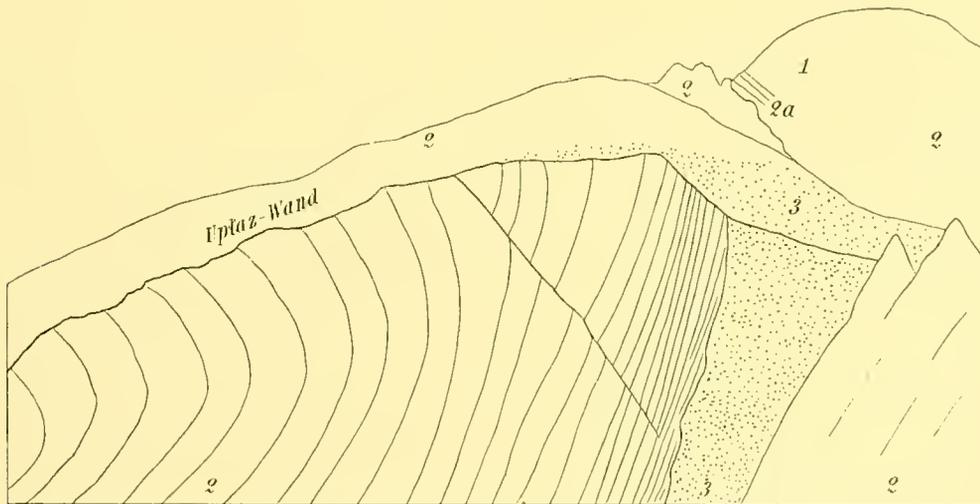
Fig. 40.



Transgredirende Lagerung der Oberkreide an der Westseite der, die beiden Miętusia-Kessel am Nordabsturz der Krzeszanica trennenden Felsrippe.

- 1 Hochtatrischer Liasjurakalk.      2 Oberkreide.

Fig. 41.



Auftreten der Oberkreide am Gładkie upłazański und an der Ostseite des Pisana-Kessels, schematisch dargestellt.

- 1 Gneis, bildet die Kuppe des Czerwony wierzch upłazański.  
 2 Hochtatrischer Kalkstein, zeigt an der zum Pisana-Kessel steil abstürzenden Uplaz-Wand eine deutliche Kniefalte und einen Bruch.  
 2 a Grestener Schichten.  
 3 Oberkreide, zieht sich von der Höhe des Gładkie in den Pisana-Kessel, der am Fusse der Uplaz-Wand ebenfalls mit Oberkreide erfüllt ist.

Aufgenommen vom Nordabhange der Telkowe Kominy.

An der Südwestseite des Gładkie upłazańskie füllen die Schiefer der Oberkreide in der Höhe von circa 1680 *m* augenscheinlich eine Vertiefung im hochtatratischen Liasjurakalkstein aus. Sie sind in dieser Höhe oft nur von einer spärlichen Grasnarbe überzogen und bilden glatten Boden (Gładkie, glatt). Aufragende Kalkschroffen grenzen die Kreideschiefer nach Südwesten ab, nur an einer Stelle zieht ein schmaler Streifen von der Plateauhöhe über den circa 300 *m* hohen Steilabfall in die Niederung der Pisana-Alpe hinab (s. Fig. 41). Diese Alpe bildet einen fast allseitig durch steile Kalkwände begrenzten Kessel, der mit Oberkreide in ziemlich flacher Lagerung erfüllt ist, und so hat man hier, da die tiefste Stelle der Pisana-Alpe nicht ganz 1000 *m* erreicht, ein und dieselbe, nur wenig geneigte Ablagerung in Höhen von 1000 bis 1680 *m* zu verzeichnen.

Von der Alpe Pisana streichen die obercretacischen Schiefer in breitem Zuge nach Westen, erheben sich abermals bis zu circa 1450 *m* und trennen die Kalkmasse der Telkowie Kominy von der Scholle Stoły. Eine kleine Partie liegt unweit oberhalb der Alpe Kominy auf dem Kalkstein der Stoły. Hier tritt die Oberkreide in die Grenzregion zwischen hoch- und subtatrische Zone und erstreckt sich in dieser Lage quer über das Chochołower Thal bis an den Mnich. Die weitere Fortsetzung dieses Zuges ist am Nordrande der hochtatratischen Kalke im Bobrowiec- und Sucha-Thale, auch hier an der Grenze zwischen hoch- und subtatrischer Zone zu suchen.

In dem schmalen Sedimentzuge des Tycha-Thales (vergl. Fig. 30) sind die Oberkreideschichten an einzelnen Stellen so mächtig entwickelt, dass die hochtatratischen Kalke fast gänzlich verdeckt werden oder nur in Form unregelmässig gestellter Klippen hervorragen (Fig. 31). In einem Durchschnitte nehmen sie die ganze Breite des Sedimentärzuges über den Grestener Schichten ein, westlich davon bilden sie ein schmales Band zwischen zwei Kalkzügen. Am Lilienpasse und in der Nähe desselben konnten die Schiefer der Oberkreide in Folge ihrer unregelmässigen Vertheilung selbst in die Detailkarte im Massstabe von 1 : 25.000 nur schematisch eingetragen werden. Im Sedimentzuge des Tycha-Thales ist die Oberkreide, wie überall, vom Liasjurakalkstein scharf getrennt, sie zeigt aber dieselbe nördliche Fallrichtung wie dieser. In der Mitte des Lilienpasses liegt zwar eine kleine Partie von Oberkreide flach, dies ist aber eine vereinzelte Erscheinung, im Übrigen herrscht isokline Neigung, und die Oberkreide schießt auf eine lange Strecke hin ebenso unter den Gneis der grossen Aufbruchsmasse ein, wie die älteren mesozoischen Kalke (s. Fig. 29 und 31, im I. Theile Fig. 12 und 13).

Im östlichen Theile der Hohen Tatra wurde die Oberkreide nur im Spitzmichelsgrund (Spitzmichalowa dolina) östlich der Polana Bila woda, einem ähnlichen, aber nicht so scharf begrenzten Thalkessel wie die Alpe Pisana, nachgewiesen. Am Westrande des tatratischen Urgebirges liegt eine Partie Oberkreide zwischen Urgebirge und hochtatratischem Kalkstein (s. Fig. 42 *a*).

Zeigen die bisher besprochenen Vorkommnisse eine deutlich discordante Lagerung oder mindestens eine auffallende Selbstständigkeit, so tritt das bei einer kleinen fossilreichen Partie zwischen Giewont und Strażyska viel weniger hervor. Hier sind die Oberkreideschiefer zwischen dem subtatrischen Triasdolomit der Strażyska und dem hochtatratischen Jurakalk des Giewont concordant gelagert (I. Th., Fig. 14), und man könnte von diesem Punkte ausgehend geneigt sein, die Kreideschiefer als das jüngste Glied der hochtatratischen Kalkbildung und mit dieser in genetischem Verbande befindlich zu betrachten, zumal die Fortsetzung dieses Vorkommens eine analoge Lage am Nordrande der Kalkmasse des Małolęcziak einnimmt und auch die langgestreckte Bandform des grössten Vorkommens der Oberkreide zwischen dem Gładkie upłazańskie, der Alpe Pisana und dem Mnich für regelmässigen Verband spricht, wenn nicht die Discordanz und die transgressive Auflagerung an vielen Punkten so unbezweifelbar hervorträten. Es sei diesbezüglich nur an das Vorkommen im Miętusia-Thal (Fig. 39 und 40) erinnert.

An keiner Stelle konnte ein Übergang der Oberkreide in den hochtatratischen Jurakalk beobachtet werden, sondern es ist im Gegentheil überall eine scharfe Grenze zwischen diesen Bildungen vorhanden. Die räumliche Vertheilung zeigt zwar insoferne eine gewisse Regelmässigkeit, als die Oberkreide hauptsächlich am Nordrande der hochtatratischen Zone vorkommt, daneben aber finden sich Vorkommnisse in anderer Lage.

Im Tycha-Thale kommen die Oberkreideschiefer mit verschiedenen Horizonten der Liasjurakalke in Berührung und bedecken bald die ganze Sedimentzone, bald einzelne Partien derselben, die als Klippen aus dieser Decke hervorragen. Bald erscheinen sie als Ausfüllung tiefer kesselartiger Einbrüche im Kalkstein (Pisana), bald als Decken auf der Höhe der Kalkmassen, bald ziehen sie sich, die Nischen und Klüfte des Kalksteines ausfüllend, in schmalen Zügen von der Höhe der Kalkberge zur Tiefe der gegenwärtigen Thalfurchen, bald liegen sie als schmale Bänder über dem gefalteten Kalkstein. Die Oberkreide zeigt meist ein die ganze Masse gleichmässig beherrschendes und ziemlich flaches Einfallen, wodurch die Discordanz gegen den Jurakalkstein noch schärfer und auffallender hervortritt.

Diese Erscheinungen sind nur mit der Annahme transgredirender Lagerung vereinbar. Das Meer der Oberkreide muss hier ein bereits gefaltetes Gebirge vorgefunden haben, bevor die Ablagerung der so eiförmigen grünlich und bläulichgrauen Mergelschiefer begann. Gewisse Vorkommnisse, wie das Auftreten der Oberkreidebänder im Miętusja-Kessel (Fig. 39) oder die Ausfüllung des tiefen Pisana-Kessels mit Oberkreide (Fig. 40), scheinen sogar zu der Annahme zu drängen, dass die hochtatratischen Jurakalke schon vor Ablagerung der Oberkreide gewisse, allen Kalken eigenthümliche Reliefformen angenommen hatten. Nach Abschluss der Oberkreide und vielleicht schon während dieser Periode musste jedoch die Gebirgsbildung in demselben Sinne wie vorher nachgewirkt haben, da sonst die gestörte Lagerung, namentlich das Einfalten der Kreideschiefer unter den Gneis im Tycha-Thale, wie auch die Steilstellung der Kreide am Fusse der Giewont-Wände, nicht erklärbar wären. Es steht diese Annahme, auf die wir im folgenden Abschnitte zurückkommen werden, in Übereinstimmung mit den Verhältnissen der Klippenzone wie auch der Ostalpen, wo die Oberkreide, die bekannte Gosaubildung, ebenfalls transgredirt und häufig, wie in der Tatra, an den grossen Bruchlinien auftritt.

## Das Urgebirge.

Wie ich schon in der Einleitung zu dieser Arbeit hervorgehoben habe, darf man hier weder eine eingehende, noch eine allseitige Darstellung der geologischen Verhältnisse des Urgebirges erwarten; es werden nur einige wenige Thatsachen mitgeteilt, die Hauptarbeit auf diesem Gebiete aber künftigen Forschungen anheimgestellt.

Die Hauptmasse des Urgebirges der Tatra besteht bekanntlich aus grauem oder röthlichgrau gefärbtem, mittelkörnigen und quarzreichen Granit. Gneis und andere krystallinische Schiefer kommen nur am Nord- und Südrande des Urgebirges, im mittleren und westlichen Theile der Tatra vor, bilden aber nicht ununterbrochene Zonen, sondern nur beschränkte Partien. Am Nordrande kann man nur einzelne schmale Züge von krystallinischen Schiefen zwischen dem Kondratowa- und dem Tycha-Thale und dem Passe Pyszna in Kościelisko, ferner eine schmale Randzone im Bobrowiec-Thale unterscheiden. Etwas mächtiger ist die Entwicklung auf der Südseite, die krystallinischen Schiefer setzen hier nördlich vom Czorber See am Fusse der steil aufragenden Granitmasse ein und erstrecken sich als schmales Band bis gegen das Tycha-Thal am Fusse des Kriwan. Hier springt der Gebirgsrand nach innen ein, und so erscheinen die krystallinischen Schiefer oberflächlich eine kurze Strecke unterbrochen; am Ausgange der Kamenista tauchen sie neuerdings hervor und streichen, wie die Karte zeigt, mit zunehmender Breite ununterbrochen bis an das Westende des Gebirges.

Der Granit, der die bekannten Hochspitzen im Osten der Tatra bildet und auch im Westen grösstentheils den Hauptkamm des Gebirges behauptet, erweckt den Eindruck grosser Einförmigkeit. Er weist überall eine deutliche Bankung oder Klüftung nach verschiedenen Richtungen auf. Steil südwärts geneigte Kluftflächen scheinen hier vorzuherrschen (vergl. I. Theil, Fig. 1). Äusserlich spricht sich der Einfluss dieser Klüftung in der Art der Zackenbildung der Kämme aus. Ferner kann man flacher liegende Nordklüfte, bisweilen auch flache Südklüfte, und theilweise noch andere Kluftsysteme local unterscheiden. Eine nähere Verfolgung dieser Erscheinungen wäre gewiss nicht ohne Interesse.

An die einförmige Hauptmasse des Granits schliessen sich im Norden Gesteine an, die wohl als Randfacies anzusprechen sein werden, so besonders ein grobkörniges, pegmatitisches Gestein mit grossen rothen Feldspäthen und dunklem Glimmer, das namentlich im Sziroka-Gebiete der Osttatra, aber auch in der Westtatra (Małolączniak) auffallend hervortritt; ferner feinkörnige, feldspathreiche Gesteine von aplitischem Typus, da und dort durchschwärmt von Pegmatitgängen. Diese aplitischen Gesteine trifft man namentlich in der Gegend zwischen dem Bystra- und dem Stara robotka-Thal (Czarny Dunajec) und auch am Małolączniak an.

In dieser Gegend, und zwar auf beiden Abhängen des Ornak, fand ich lose Stücke einer basischen, dioritischen Felsart, über die Herr C. v. John Folgendes mitzutheilen so freundlich war:

»Das Gestein *B* stellt eine körnige Mischung von Plagioclas, Hornblende, Quarz und Biotit mit etwas Apatit, Titanit und Erz vor. Es wird also wohl als Quarzglimmerdiorit zu bezeichnen sein. Wenn es im Grossen in der Natur schieferige Structur zeigen sollte, könnte es wohl auch ein Dioritschiefer sein. An dem Handstück und im Schliff konnte ich aber keine Schieferung bemerken. Die Hornblende ist gewöhnliche grüne Hornblende, wie sie oft in Dioriten vorkommt; dieselbe ist im Gegensatz zu der Hornblende im Gestein *A* nicht mit Biotit verwachsen, wenn sie auch in Gesellschaft mit Biotit nebeneinander vorkommt.

Das Gestein *A* besteht fast nur aus Hornblende und Biotit neben etwas Apatit und Erz. Die Hornblende ist in Form von Tremolit vorhanden, am Rande oder Ende der Säulen fast farblos und ohne stärkere Risse, während sie in der Mitte grün gefärbt und von zahlreichen Längsrissen durchsetzt ist. Die einzelnen Säulchen zeigen aber in den farblosen äusseren und den grünen inneren Theilen dieselbe optische Orientierung, gehören also einem Krystallindividuum an. Die Hornblende ist ungeniein stark durchsetzt und unregelmässig verwachsen mit Biotit, so dass man sagen kann, dass einzelne grössere Hornblendekrystalle und Biotitblättchen in einer Masse stecken, die aus einem wirren Gemenge von Hornblende mit Biotit besteht. Ich halte *A*, wenn es von derselben Localität stammt wie *B*, für eine Ausscheidung in *B*. (Vielleicht ist *A* ein von dem Quarzglimmerdiorit eingeschlossener und dann veränderter Schiefer?)«

Ich vermute, dass es sich bei diesem Vorkommen, dessen Anstehendes ich leider nicht auffinden konnte, nicht um ein selbstständiges Eruptivgestein handelt, sondern um basische Differenzirungen, die ja so häufig in den Randzonen der Granite vorkommen.

Die Randzone des Tatrgranits ist ferner durch die häufige Andeutung von schieferiger Structur ausgezeichnet. So ist z. B. die von krystallinischen Schiefen umzogene Granitmasse der Goryczkowa und Kasperowa bei Zakopane in vielen Partien gneisartig entwickelt und im Sziroka-Gebiete sind es namentlich die Granite mit dem rothen Feldspath, die eine oft ausgezeichnete Parallelstructur zeigen, und ähnliche Verhältnisse herrschen in der Pyszna und Stara Robotka. An dem nordöstlichen Ausläufer der Sziroka (Aufbruch *A*<sub>2</sub>) scheinen die biotitreichen Bänder mit Parallelstructur ostwestlich zu verlaufen, während andere Absonderungsflächen parallel dem Streichen der gefalteten Permquarzite und Jurakalke nach NNO streichen. Inwieweit das Auftreten dieser Parallelstructur in der Randzone des Granites etwa auf dynamometamorphe Vorgänge zurückzuführen ist, wage ich nicht zu entscheiden, doch muss ich bemerken, dass ein Granit-schliff vom Ausgange der Roztoka, also aus der Randzone, nach Professor Becke, der die Freundlichkeit hatte, den Schliff zu untersuchen, nur höchst schwache Andeutungen undulöser Auslöschung der Quarze, aber nicht die bezeichnende Kataklasstructur erkennen liess. Auch die Untersuchung zweier Dünnschliffe von Granit aus dem mittleren und dem südlichen Theile der osttatratischen Granitmasse führte in dieser Richtung zu einem negativen Ergebniss.

Herr C. v. John, dem ich die Untersuchung dieser Schliffe zu danken habe, schreibt hierüber: „Was den Tatrgranit anbelangt, so konnte ich nur undulöse Auslöschung an vielen Quarzen beobachten, jedoch sind die Schwankungen in der Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols immer nur gering, so dass man wohl nur von schwachen Andeutungen einer Kataklasstructur sprechen kann. Es sind nur Spannungen in den Quarzkrystallen bemerkbar. Zu wirklicher Sprengung und Wiederausfüllung der entstandenen Risse ist es nicht gekommen. Die Feldspäthe sind sehr stark zersetzt, so dass über undulöse Auslöschung keine

Beobachtungen gemacht werden konnten. Zertrümmerungen oder Formverzerrungen derselben sind nicht nachweisbar.«

Dagegen sprechen sich Szádeczky und Morożewicz bestimmt für stattgehabte dynamische Veränderungen aus: jener erkennt im Granit der Lomnitzer Spitze deutliche Kataklastenstruktur, und dieser erblickt in gewissen Granitpartien mit Parallelstruktur die Wirkung der Gebirgsbildung. Szádeczky<sup>1</sup> kennzeichnet den Granit der Lomnitzer Spitze als ein Gestein, in dem als ursprüngliche Bestandtheile Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit, Muskowit, Apatit, Magnetit, Ilmenit, Zirkon, Sphen, Hämatit (nach der Häufigkeit geordnet) und als spätere Bildungen Kaolin, Pennin, Epidot in einzelnen grünen Adern, ausserdem Delessit, Zoisit, Loxoklas, Leukoxen und Calcit vorkommen. Die Quarzkörner sind hochgradig zerbröckelt oder zertrümmert oder zeigen mindestens undulöse Auslöschung. Die Feldspäthe sind zwar weniger entstellt, dagegen die Glimmer hochgradig deformirt und es ist kein grösseres Mineralindividuum vorhanden, an dem man die mechanische, der Gebirgsbildung zuzuschreibende Einwirkung nicht erkennen würde. Morożewicz betont namentlich die Parallelstruktur mancher Granitpartien, die, gegen Verwitterung und Erosion weniger widerstandsfähig, häufig die Bildung tief eingeschnittener Sättel veranlasst haben, wofür der Polnische Kamm und der Zawrat Beispiele bieten. An der Westseite des Krivan geht der Granit nach Morożewicz<sup>2</sup> in Gneisgranit über, ähnlich dem alpinen Protogin; Erscheinungen, die dieser Forscher sämmtlich auf den Einfluss der Gebirgsbildung zurückführt.

Morożewicz wendet seine Aufmerksamkeit mit Recht diesen Zonen mit Parallelstruktur zu, zu denen auch der Priehyba-Sattel am Gładkie bei den Polnischen Fünf Seen gehört; die Gesteine dieser Zonen sind häufig stark zersetzt, »faul« nach dem Volksausdruck, und von vielen Klüften durchzogen. Ein abschliessendes Urtheil wird aber erst möglich sein, wenn umfassende petrographische Untersuchungen an diesen Gesteinen durchgeführt sein werden, die der treffliche Petrograph, Herr Morożewicz in Aussicht stellte, und zwar umsomehr, als den positiven Resultaten von Morożewicz und Szádeczky auch negative gegenüberstehen und namentlich der Umstand auffallend ist, dass sich, wenn nicht eine Täuschung vorliegt, an der Sziroka ostwestlich laufende Zonen mit Parallelstruktur, entgegen der Faltungsrichtung der permisch-mesozoischen Schichten erhalten konnten.

Sonach möchte ich nach dem gegenwärtigen Stande der Kenntniss den Granit der Hohen Tatra als eine ziemlich einförmige Masse bezeichnen, die namentlich am Nordrande mit einer aplitischen und pegmatitischen, wahrscheinlich auch basische Ausscheidungen führenden Randfacies ausgestattet und in einzelnen Zonen, besonders auch am Nordrande, mit Parallelstruktur versehen ist. Ob und inwiefern diese letztere mechanischer Streckung oder überhaupt den dynamischen Vorgängen der Gebirgsbildung zuzuschreiben sei, werden fernere Forschungen zu erweisen haben.

Unter den krystallinischen Schieferen der Tatra kann man grossschuppigen Gneis, Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer, seltener Chloritschiefer unterscheiden. Morożewicz, dem wir mehrere Beiträge zur Kenntniss des tatratischen Urgebirges verdanken, hat an einer Stelle, im Sattel des Smereczana-Thales, auch Talkschiefer nachgewiesen. Auf der Südseite herrschen namentlich am Gebirgsrande Glimmerschiefer vor; Morożewicz gibt an, dass in den Thälern Smereczana und Mala Bela unten Glimmerschiefer entwickelt sind und höher oben, also nach dem Granit hin, Gneis und Amphibolit folgen.

Auf der Nordseite wechseln mehrere Bänder von krystallinischem Schiefer mit Granit. Das Streichen dieser Schiefer ist anscheinend nach Nordosten gerichtet. Die Grenzlinien zwischen Schiefer und Granit, wie sie die geologische Karte angibt, beanspruchen nur einen beiläufigen Werth: sie sollen nur die erste Orientirung erleichtern. Die genaue Verzeichnung wird sich selbst bei eingehenden Detailaufnahmen als schwierig erweisen. An der Grenze grösserer Granitmassen kommen kleinere Lagergänge von Granit vor, wie das ja aus anderen Gegenden genau bekannt ist, und dies erschwert die Kartirung nicht wenig.

<sup>1</sup> Der Granit der Hohen Tatra. Tschermak's Mineralog. und petrogr. Mittheil. Wien 1892. XIII. S. 222.

<sup>2</sup> Morożewicz: Rozmieszczenie granitów, gnejsów i lupków krystalicznych w Tatrach.

— Przyczyunki do Petrografii krajowe. Pamiętnik fizyograficzny, t. X. 1890. Warschau.

— Z Tat, Wszczęchświat 1894, pag. 529—32 (Deutsches Referat in Sieger's geogr. Bericht a. Österreich).

Über diesen Verband von Granit und krystallinen Schiefen und über seine genetische Bedeutung will ich mich hier nicht näher aussprechen, da ich meine Studien in dieser Richtung nicht genügend vertiefen konnte. Besonders gilt dies auch von dem, den Tatra-Führern und den Touristen wegen seiner Granatenführung gut bekannten Vorkommen der Granatenwand im Felker Thale. An der Seewand oberhalb des Felker Sees treten granatenreiche Schiefer auf, die steil nördlich einfallen und mit massig-granitischen Lagen ähnlich wechsellagern, wie etwa grobbankige Sandsteine mit schieferigen. Weder die Mächtigkeit, noch die Ausdehnung dieser zur Granatenwand an der Ostseite des Felker Thales hinstreichenden Schiefer sind beträchtlich; es scheint ein locales Vorkommen zu sein, vielleicht eine in den Granit als Block aufgenommene und damit verflösste Masse.

Hinsichtlich der Lagerung möchte ich die Thatsache hervorheben, dass die krystallinischen Schiefer da, wo sie die Unterlage der geschichteten Formationen bilden oder darin als Anticlinalen hervortreten, mit den geschichteten Felsarten gleichsinnig verflähen, wogegen sich der Granit, wie an dem nordöstlichen Ende des Sziroka-Aufbruches zu erkennen ist, weniger nachgiebig verhalten haben dürfte. Aber selbst bei den krystallinischen Schiefen scheint sich die richtende Wirkung, die bei der Faltung der mesozoischen Bildungen auf die Unterlage ausgeübt wurde, nicht weithin erstreckt zu haben. So neigen sich z. B. die krystallinischen Schiefer am Ornak-Rücken nach Süden, obwohl die betreffende Partie nur circa 2 *km* von der durchaus nordwärts fallenden permisch-mesozoischen Zone entfernt ist. Noch etwas weiter südlich, im Pyszna-Sattel, kommt zwar allerdings wieder eine steil nördliche Neigung zum Vorschein, die aber auf der Südseite des Sattels abermals steil südlichem Einfallen weicht.

Auf der Südseite konnte überall ohne Ausnahme nur südöstliches Einfallen der krystallinischen Schiefer beobachtet werden, das nach dem Westende des Gebirges allmähig in ostsüdöstliches und endlich im Jalovec-Thal in fast östliches Verflähen übergeht. Entsprechend dieser Fallrichtung streichen die Schieferungslinien nach Nordosten, was mit der in der geologischen Karte angenommenen und nach Nordwesten streichenden Grenzlinie zwischen Granit und Schiefer in einem gewissen Widerspruche steht, dagegen mit der Streichungsrichtung der krystallinen Schiefer der Nordseite gut übereinstimmt. Vielleicht wird es sich bei genauerer Begehung des Terrains erweisen, dass die krystallinen Schiefer der Südseite in Wirklichkeit nicht durch eine einfache, nach Nordwesten streichende Linie gegen den Granit begrenzt sind, sondern mit einzelnen nach Nordosten gerichteten Ausläufern in den Granit eingreifen. Jedenfalls hat die hier angenommene Grenzlinie schon bei dem Umstande, dass sich der Contact zwischen dem Granit und den Schiefen nicht an einer einzigen Fläche vollzieht, sondern an der Hauptgrenze mehr oder minder zahlreiche granitische Lagergänge auftreten, nur die Bedeutung einer übersichtlichen Absteckung der Hauptverbreitungsgebiete.

Wie auch künftige Forschungen das Bild dieser Verhältnisse ausgestalten werden, so ist jedenfalls festzuhalten, dass die krystallinischen Schiefer namentlich auf der Südseite ein Streichen aufweisen, das mit dem Verlaufe der sedimentären Bildungen nicht übereinstimmt, und dazu ein Verflähen, das der Neigung der Sedimente gerade entgegengesetzt ist. Die Bedeutung dieser Beobachtung für die geologische Entwicklung der Tatra werden wir weiter unten besprechen.

### Der Westrand des Tatragebirges.

Die ostwestlich gestreckte krystallinische Axe des Tatragebirges geht in der Gegend nördlich von Liptó-Szt. Miklós an einer ungefähr nordsüdlichen Linie zu Ende. Als Fortsetzung des Tatragebirges schliesst sich hier der stark verschmälerte, ziemlich niedrige und nach Westsüdwesten streichende Gebirgszug des Prosečno- und Chocs-Gebirges an, der bei Rosenberg mit den Sedimentärzonen des Klein-Kriván- und Lubochna-Gebirges in Verbindung tritt und nach den bisherigen Untersuchungen nur an einer Stelle, bei Lucsky am Fusse des Chocs, triadische Bildungen enthält, im Übrigen aber nur aus neocomen Fleckenmergeln und Chocsdolomit besteht.

Der Chocs- und Prosecsno-Zug fällt nicht mehr in den Rahmen dieser Darstellung, wohl aber das Gebirge am Westrande der Tatra, das Verbindungsglied zwischen dieser und jenem. Wir besitzen über dieses interessante Gebiet zwei Profile und eine geologische Beschreibung von D. Stur aus dem Jahre 1860,<sup>1</sup> sowie die bei der Detailaufnahme der geologischen Reichsanstalt im Jahre 1868 hergestellte Karte, und wissen aus diesen Quellen, dass das Urgebirge an einer ungefähr nordsüdlich streichenden Linie abschneidet und von, nach Westen einfallenden triadischen und jurassisch-neocomen Bildungen überlagert wird.

An die Westgrenze des Urgebirges treten von Osten her, wie aus dem vorhergehenden Abschnitte ersichtlich ist, Glimmerschiefer, Gneis und Amphibolschiefer, weiter nördlich, am Hauptkamme und an der nördlichen Abdachung des Gebirges, Granit heran. Die Grenzlinie des Urgebirges verläuft ungefähr parallel dem Jalóczyer (Nagy-Bobróczyer) Thale. Hier nehmen krystallinische Schiefer den Thalgrund und vom Westgehänge den unteren Theil ein, auf dem die westlich geneigten mesozoischen Bildungen aufruhend. Die krystallinischen Schiefer fallen nach Ostsüdosten oder selbst nach Osten ein und nur knapp unter der geschichteten Auflagerung nehmen auch die krystallinischen Schiefer, wie es scheint, eine mit den Seditimenten gleichsinnige Neigung nach Westen an.

Im südlichsten Theile dieser Randzone folgt über den krystallinischen Schiefern zunächst ein Band von hochtatriscnem Liasjurakalk, das die steil aufragenden Wände des Sokol und Mnich zusammensetzt, vom Südrande des Gebirges anfangs nach Nordwesten streicht, am Mnich unter einem rechten Winkel umbiegt, um vom Mnichów-Bache an von Neuem die alte Richtung aufzunehmen. Zugleich verschmälert sich dieses Band allmähig, bis es nördlich vom Mnichow-Bache in eine Reihe kleiner Kalkschroffen aufgeht und schliesslich ganz verschwindet. Die Auflagerung des hochtatriscnen Kalksteins auf dem krystallinischen Schiefer wurde namentlich im Mnichów-Bache deutlich beobachtet und es wurde hier erkannt, dass sowohl Permquarzite wie Triasschiefer fehlen. Auch die Grestener Schichten sind nicht vorhanden, und so beginnt hier die Schichtenreihe wahrscheinlich mit einem höheren Lias- oder Jurahorizonte. Für die Vertretung des Oberjura spricht das Vorhandensein rother Knollenkalke.<sup>2</sup>

Zwischen dem Sokol und dem Südrande des Gebirges lehnen Schiefer der Oberkreide an den hochtatriscnen Kalk. Die Schichten fallen nach Nordnordosten flach ein, sind vom hochtatriscnen Kalkstein scharf abgegrenzt und verdecken dessen Berührungsfläche mit dem Urgebirge.

Über den hochtatriscnen Kalken folgt eine Zone von subtatriscnem Triasdolomit, die eine kleine Strecke weiter nach Norden reicht als der hochtatriscne Kalkstein, aber auch allmähig auskeilt. Über dem Triasdolomit erscheinen in regelmässiger Folge korallenführende Rhätschichten, Spuren von Grestener Schichten und endlich eine mächtige, bis in das Neocom reichende Folge von Fleckenmergeln, über denen sich als Abschluss der Schichtreihe der Chocsdolomit des Babkiberge einstellt.<sup>3</sup>

Die Reihe der jüngeren Schichten, die alle Krümmungen der hochtatriscnen Kalke in abgeschwächter Form mitmachen, verschwindet nach kurzem Verlaufe am Babkiberge, so dass zwischen dem Babki- und dem Ostraberge der Chocsdolomit mit Unterdrückung der Zwischenglieder auf den bunten Keuper geschoben erscheint (vergl. Fig. 42).

Erst unterhalb der Ostra treten unter dem Chocsdolomit neuerdings neocomen und oberjurassische Fleckenmergel mit gestreiften Aptychen hervor, doch ist die Schichtfolge nicht vollständig, da mindestens

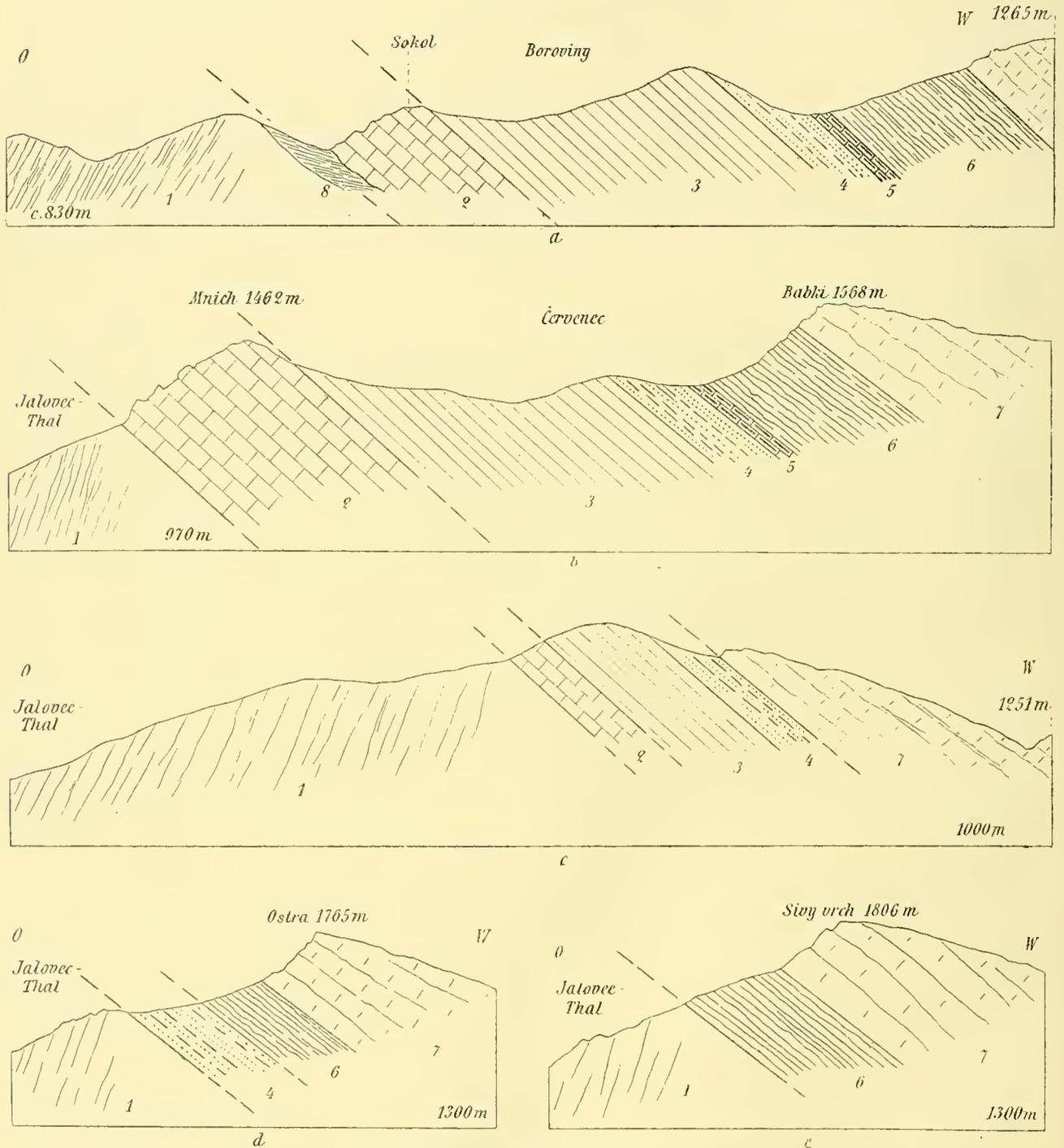
<sup>1</sup> Jahrb. geol. R. A. 1860, p. 104.

<sup>2</sup> Vermuthlich sind dies dieselben Kalke, von denen D. Stur erwähnt, sie hätten in der Bobróczyer Kirche als Marmor Verwendung gefunden (l. c. p. 105).

<sup>3</sup> Diese Schichtfolge stimmt mit dem von Stur gelieferten Durchschnitte so ziemlich überein, nur sind bei Stur im Sinne der damaligen Auffassung die Keuperschichten als permischer rother Sandstein bezeichnet und die hochtatriscnen Jurakalke mit dem Triasdolomit zusammengezogen und als Chocsdolomit eingeführt. Die Karte von 1868 enthält »oberen Triasdolomit«, der vom hochtatriscnen Jurakalk nicht getrennt ist. In der Schichtreihe der Fleckenmergel gibt D. Stur rothe Mergelkalke mit Hornsteinen an, die mir leider entgangen sind, da ich dieses Gebiet bei äusserst ungünstigen Witterungsverhältnissen untersuchen musste. Diese rothen Kalke gehören vermuthlich dem Oberlias an.

einzelne zwischenliegende Horizonte, wie das Rhät und wohl auch der Lias zwischen dem bunten Keuper und dem Oberjura und Neocom fehlen. Auf den Durchschnitt: Urschiefer, Keuper, Chocsdolomit, folgt an der Ostra der Durchschnitt: Urschiefer, Keuper, Jura-Neocom, Chocsdolomit. Noch weiter nördlich verschwindet

Fig. 42.



Profile am Westrande des Tatragebirges.

Masstab 1 : 15.000.

- |   |   |
|---|---|
| 1 Krystallinische Schiefer.                 | 5 Rhätisch.                             |
| 2 Hochtatrischer Liasjurakalkstein.         | 6 Fleckenmergel, Lias und Jura, Neocom. |
| 3 Dolomit der mittleren Trias, subtatrisch. | 7 Chocs-Dolomit.                        |
| 4 Bunter Keuper.                            | 8 Oberkreidemergel.                     |

der bunte Keuper, so dass sich nunmehr der Durchschnitt: Urgebirge, Jura-Neocom-Fleckenmergel, Chocsdolomit ergibt, und von da ab bleiben. wie die Karte angibt, jüngere Fleckenmergel in Contact mit dem Urgebirge. Bei der Seltenheit der Versteinerungen im Fleckenmergel ist es aber schwer zu beurtheilen, ob diese Fleckenmergel nur dem Neocom und etwa dem Oberjura entsprechen oder nicht auch tiefere Horizonte in sich fassen. Die letztere Alternative ist in der Gegend Kameno Mleču nördlich vom Hauptkamme wahrscheinlicher, da hier auch sandig-kieselige und dunkle schieferige Gesteine vorkommen, wie sie sonst namentlich den liasischen Antheil der Fleckenmergel begleiten.

Westlich von der beschriebenen Randregion fällt das Gebirge von der Höhe von 1568 *m* (Babki), 1765 *m* (Ostra), 1806 *m* (Sivy vrch) sehr rasch zu 1300 *m*, ja 1100 *m* herab; es besteht nach den vorliegenden Karten nur aus Chocsdolomit, doch darf man wohl sicher annehmen, dass in der westlicheren Partie, z. B. in den Verzweigungen des Suchy-Thales auch ältere Bildungen hervortreten.

Das Gebirge am Westrande der Tatra zeigt, wie sich aus den vorstehenden Mittheilungen ergibt, sehr viel Ähnlichkeit mit der nördlichen »Kalkzone«. Die geschichteten Ablagerungen fallen vom Urgebirge nach aussen und lassen ebenfalls eine Differenzirung in eine innere, hochtatratische und eine äussere, subtatratische Zone erkennen. Eine Wechselläche, entsprechend der Hauptbruchlinie, scheidet beide Zonen in ähnlicher Weise wie am Nordabhange. Unverkennbar tritt die Neigung zu Überschiebungen hervor: der hochtatratische Kalkstein erscheint mit Unterdrückung der Zwischenglieder Trias und Perm auf das Urgebirge gerückt und die subtatratischen Gebilde sind nicht nur auf die hochtatratischen geschoben, sondern überschreiten diese im nördlichen Theile der Randpartie und überlagern das Urgebirge. Während sich aber die Überschiebung am Nordabhange gegen Süden lenkt, ist sie am Westrande gegen Osten gerichtet. Soviel geht unmittelbar aus den Profilen eindeutig hervor; verschiedenartigen Deutungen dagegen kann die auffallende Erscheinung unterzogen werden, dass das Verschwinden des Urgebirges am Westrande der Tatra an einer nordsüdlichen, also quer zum Streichen des Gebirgsganzen gerichteten Linie erfolgt.

Am nächsten liegt hier jedenfalls die Annahme einer beträchtlichen Blatt- oder Horizontalverschiebung, die bewirken konnte, dass die krystallinische Axe an einer Nord-Südlinie abgeschnitten wurde, und die hochtatratischen Kalke, die am Nordabhange circa 4 *km* vor der Nordwestecke des Urgebirges verschwinden, circa 7·8 *km* südlich davon neuerdings wieder zum Vorscheine kommen. Trotzdem scheint eine andere Auffassung den gesammten geologischen Verhältnissen besser zu entsprechen, und diese knüpft an die auffallende Analogie zwischen dem Westende der Centralaxe mit dem nordsüdlichen Abschneiden des hochtatratischen Aufbruches ( $A_2$ ) an der Kondraczka an. Auch die krystallinische Centralaxe muss ja, wie weiter unten ausführlicher gezeigt werden soll, als eine Anticlinale ( $A_1$ ) aufgefasst werden; sowie die mächtige Anticlinale krystallinischer Gesteine ( $A_2$ ) an der Kondraczka an einer quer zum Hauptstreichen gerichteten Nord-Südlinie zu Ende geht, ohne dass eine Horizontalverschiebung der umgebenden Gesteine dieser Erscheinung zu Grunde läge, so scheint dies auch am Westende der Anticlinale der Centralaxe ( $A_1$ ) der Fall zu sein. Die Anticlinale der Centralaxe erhob sich an ihrem Westende schon ursprünglich in breiter Masse, und die Überschiebung, namentlich der subtatratischen Gebilde, nahm sowohl am Nord- wie am Westrande der sich emporwölbenden Centralaxe ihre Richtung gegen dieselbe. Wir kommen weiter unten nochmals auf diese Frage zurück.

Gegen das Alttertiärgebiet im Süden sind die beschriebenen Sedimentärbildungen am Westrande des tatratischen Urgebirges durch einen fast geradlinigen, ungefähr ostwestlichen Bruch, den grossen südlichen Randbruch, ebenso scharf abgeschnitten wie das Urgebirge.

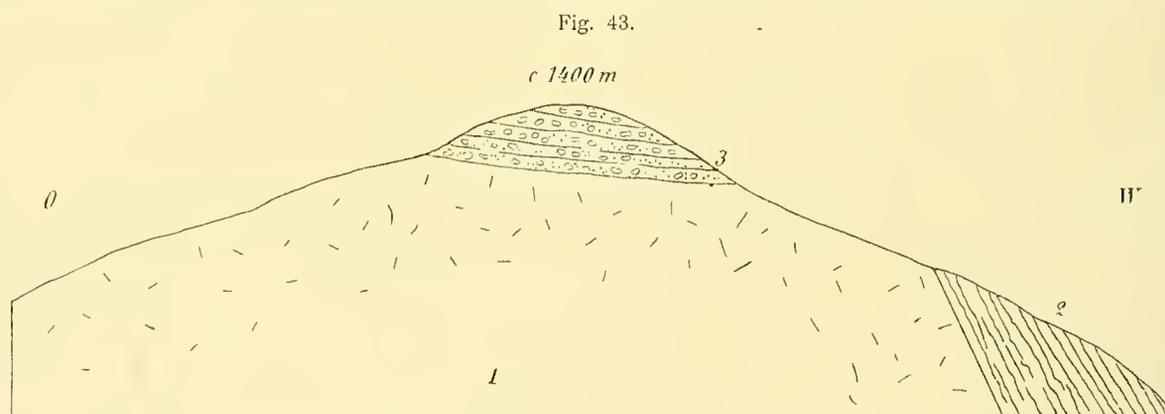
### Die nördliche, östliche und südliche Umrahmung des Tatragebirges.

Als steile Felsmasse ragt das Tatragebirge unvermittelt aus einer Umgebung auf, die, von einer Spitze gesehen, fast eben erscheint, in Wirklichkeit aber ein flach welliges Hügelland bildet. Mit Ausnahme jener kleinen mesozoischen Schollen, die sich auf der Südseite erhalten haben, besteht dieses Hügelland im Umkreise der Tatra aus einförmigen alttertiären Bildungen. Als ununterbrochene Decke reicht das Alttertiär im

Norden bis an die pieninische Klippenzone, im Süden bis zum Rande der Niederen Tatra, im Osten erstreckt es sich bis an den Bruchrand des Braniszko-Gebirges und darüber hinaus. Man kann in dieser alttertiären Ablagerung nur zwei Hauptgruppen unterscheiden: mitteleocäne Nummulitenkalke und Conglomerate und darüber obereocäne und oligocäne Schiefer und Sandsteine in Flyschfacies.

Die Nummulitenkalke und Conglomerate bilden als ein bald schmales, bald zu beträchtlicher Mächtigkeit anschwellendes Band den Nordfuss des Tatragebirges. Sie liegen mit nördlich einschliessenden Bänken scheinbar concordant auf den ebenfalls nördlich geneigten mesozoischen Felsarten. Dass diese Concordanz trotz der meist gleichsinnigen Lagerung nur eine scheinbare ist, beweist der Umstand, dass das einheitliche Eocänband am Nordrande in seinem regelmässigen Fortstreichen verschiedene tatratische Bildungen zur Unterlage erhält und dass kleinere, mit dem Hauptzuge theils noch in Verbindung stehende, theils durch Denudation davon gänzlich getrennte Lappen über verschiedene ältere Gesteine übergreifen. So zweigt sich südlich vom Zdjars-Passe in der Osttatra ein schmaler Streifen von Nummulitenkalk und Conglomerat vom Hauptzuge ab und verdeckt die Grenze zwischen dem Murankalk der Javorinka und dem nördlichen Bande von Muschelkalkdolomit, und östlich davon liegen zwei völlig isolirte Partien von Nummulitenkalk auf Muschelkalkdolomit. Ähnliche isolirte Vorkommen dieser Gesteine treten an der Polana Rusinowa und am Ausgange der Małałaka auf.

Der merkwürdigste Denudationsrest dieser Art, der übrigens schon 1860 von Stur verzeichnet und im Jahre 1890 auch von J. Morożewicz<sup>1</sup> erkannt wurde, befindet sich aber in der Gegend Za kozaliska, am Wege von Zuberec in das Jalowec-Thal, circa 750 *m* nördlich von dem, über den Hauptkamm führenden niedrigen Passübergange Palenica; hier ruht eine kleine, nahe dem Hauptkamme und fern vom Nordrande gelegene Partie von nummuliten- und orbitoidenreichem Conglomerat mit Urgebirgsfragmenten in schwach geneigter Lagerung auf Granit auf (Fig. 43). Die granitische Unterlage ist rings um die kleine, der



Kuppe von Nummulitenkalk auf Granit am Wege von Zuberec über den Palenica-Pass in das Jalowec-Thal.

- 1 Granit.
- 2 Neocom-Fleckenmergel.
- 3 Nummulitenkalk, übergehend in Conglomerat und Breccie.

Denudation entgangene Kuppe bestimmt nachweisbar. Während sich die Nummulitenschichten am Nordrande höchstens zu 1200 bis 1339 *m* (Hruby bei Małałaka) erheben, befindet sich diese Partie auf dem Granit des Urgebirges in circa 1400 *m* Meereshöhe.

Die Beschaffenheit der Conglomerate wurde schon im ersten Theile dieser Arbeit besprochen. Die Blöcke bestehen aus den verschiedensten tatratischen Gesteinen und es lässt sich bisweilen ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Zusammensetzung der Conglomerate und des älteren Gebirges feststellen. Dies tritt besonders häufig da ein, wo der Dolomit das Randgebirge bildet: die betreffenden Conglomerate

<sup>1</sup> Przyczynki do Petrografii krajowej. Pamiętnik fizyograficz., t. X. Warschau 1890, p. 5.

und Breccien bestehen daselbst fast ausschliesslich aus theils eckigen, theils gerundeten Dolomitgeschieben (Sulower Conglomerat).

Die rothe Farbe des Conglomerates zwischen dem Miętusia-Felsen und dem Ausgange des Lejóv-Thales dürfte wohl von den rothen Hornstein- und Knollenkalken des Oberlias herrühren, die hier den älteren Gebirgsrand bilden, und auch das, krystalline Felsarten enthaltende Conglomerat auf dem Granit bei Zuberec ist hier zu nennen. Zusammensetzung und Lagerung der Nummulitenconglomerate, sowie das Vorkommen von Landpflanzen in dieser Felsart begründen daher ausreichend die Annahme, dass die Nummulitengesteine eine echte Strandbildung sind.

Am Nordrande der Béler Kalkalpen herrschen mit Sandsteinbänken verbundene, meist nummulitenarme Conglomerate vor. Sie haben hier namentlich an der Tókarnya und am Galovir eine ungewöhnliche Mächtigkeit und gehen unter Wechsellagerung ohne scharfe Grenze in die dunklen Schiefer und bankigen Sandsteine der oberen Abtheilung über. Kalkige, nummulitenreiche Conglomerate kommen hier nur östlich der Jaworinka vor, wie das oben erwähnt wurde. Bei Jaworina sind die Conglomerate stark reducirt, noch mehr zwischen Jaworina und Łysa, und auch an der Polana Rusinowa, wo sie nur in losen Blöcken gefunden wurden, dürfte ihre Entwicklung nicht sehr mächtig sein. Weiter westlich, am Nordabhange der Kopa, herrscht die nummulitenreiche kalkige Facies wie bei Zakopane. Auch im mittleren und westlichen Theil der Tatra nimmt das Eocän vorwiegend eine kalkige Beschaffenheit oder die Form von Dolomit-Conglomerat und-Breccie an und es treten hier grobe Conglomerate mit schwarzen Schiefeln namentlich in Jaszczurówka bei Zakopane und die bereits erwähnten rothen Conglomerate zwischen der Miętusia und dem Lejóv-Thale auf.

Die Neigung der Eocänbänke schwankt an den Anlagerungsflächen an das ältere Gebirge zwischen  $30^\circ$  und  $55^\circ$ . Die von der Contactstelle entfernter gelegenen Bänke nehmen allmählig ein immer flacheres Einfallen an und werden überlagert von den schwarzen oder dunkelgrauen, zuweilen bituminösen und Fischreste führenden Schiefeln und bankigen Sandsteinen der oberen Abtheilung des Alttertiärs. Bei ausschliesslich oder vorwiegend kalkiger Entwicklung der Nummulitenschichten ist der Übergang zur oberen Abtheilung ziemlich unvermittelt; wo Conglomerate vorherrschen, erfolgt er unter wiederholter Wechsellagerung in allmählicher Weise. Im ersteren Falle ist der Gegensatz zwischen dem Gebirge und dem nördlich ausgebreiteten Flachlande scharf ausgeprägt: die letzte Nummulitenkalkbank liegt noch im ansteigenden Gebirge, die schwarzen Schiefer schon im Flachlande. Bei conglomeratischer Entwicklung dagegen findet der allmähliche Übergang auch in der orographischen Gestaltung den entsprechenden Ausdruck.

Die schwarzen Schiefer und bankigen Sandsteine des oberen Alttertiärs nehmen vom Tatrarande nach Norden eine immer flachere Lagerung an, so dass in geringer Entfernung vom älteren Gebirge, z. B. im Dorfe Zakopane, eine nur schwache, wenn auch immer noch deutliche Neigung nach Norden zu beobachten ist. Wir haben am Nordrande der Tatra auf der ganzen Strecke ein Band nördlich abfallender Alttertiärschichten zu verzeichnen, und diesem steht eine Zone mit, von der Klippenlinie südlich, also gegen die Tatra einschliessenden Schichten gegenüber. Sonach bildet das circa  $15\text{ km}$  breite Alttertiärland zwischen Tatra und Klippenzone eine Art grosser, weiter Mulde, wie das schon ältere Forscher bemerkt haben.

Mit dem Ausdrucke »Mulde« ist jedoch diese Lagerungsform nicht ganz richtig bezeichnet. Man denkt bei dem Worte Mulde zunächst an Faltungerscheinungen, während hier die Alttertiärschichten keine Faltungen, wohl aber zahlreiche Brüche erkennen lassen, wie dies aus dem Durchschnitte auf Taf. II, Fig. 5, dem bestaufgeschlossenen des Gebietes, zu ersehen ist. Hier fallen am Steilufer des Bialkaflusses, auf der circa  $3.2\text{ km}$  langen Strecke zwischen der Bialkabrücke bei Czernagóra und Jurgów schwärzliche Schiefer mit einzelnen dünnen Sandsteinbänken mit ungefähr  $20^\circ$  Neigung südlich ein. Diese Schichten sind namentlich in zwei Partien von gleichsinnigen Staffilverwerfungen durchschnitten, deren Sprunghöhe zwischen 0 und  $8\text{ m}$  schwankt, wobei sich der nördliche Flügel als der jeweilig gesunkene erkennen lässt.

Vielleicht ist ausserdem noch eine grössere Verwerfung mit bedeutenderer Sprunghöhe zwischen der nördlichen und der mittleren Partie des Aufschlusses anzunehmen, wenn nämlich die hier auftretenden stärkeren Sandsteinbänke auf einander zu beziehen sind. Darüber lässt sich aber, da der Aufschluss einige

Lücken enthält und die Vertheilung der Sandsteinbänke etwas abweicht, leider nichts Bestimmtes aussprechen. Es ist deshalb auch sehr schwer, die Mächtigkeit dieser Schichtgruppe festzustellen. Trotz dieser Mängel gibt der Jurgówer Durchschnitt im Allgemeinen doch ein zutreffendes Bild der Verhältnisse, und ganz ähnlich wie hier beobachtet man auch an allen anderen Punkten, wo immer bessere Aufschlüsse vorhanden sind, Staffelbrüche unter steter Wiederholung der meist flach geneigten Schichten.

Das Gebiet zwischen Tatra und Klippenzone ist also höchst einförmig. In ermüdender Gleichmässigkeit sieht man an den Abhängen der Thäler die flach geneigten Schiefer- und Sandsteinbänke, die eine Formation von enormer Mächtigkeit bilden müssten, wenn nicht durch Brüche immer wieder dieselben Schichten an die Oberfläche gebracht wären.

Die Feststellung des Sprungnetzes wäre hier eine anziehende Aufgabe, deren Lösung aber durch die Ungunst der Verhältnisse sehr erschwert, wenn nicht vereitelt würde. Bei der Beschränktheit der meisten Aufschlüsse wäre man hauptsächlich auf Combination angewiesen, diese fände aber wegen des Mangels leitender Versteinerungen und fester Horizonte und wegen der Einförmigkeit der Schichten hier keinen festen Boden. Bei meinen Aufnahmen musste ich mich darauf beschränken, das Vorhandensein zahlreicher kleiner Brüche, namentlich in dem nördlichen Flügel festzustellen. Diese Verwerfungen haben zur Folge, dass der nördliche, klippennahe Flügel mit südwärts gerichteter Neigung viel breiter ist, als der südliche, tatranahe. Bei der Ungleichheit des nördlichen und südlichen Flügels treten die jüngsten Bildungen nicht in der Mitte zwischen der Tatra und der Klippenzone auf, sondern in einer der Tatra ziemlich genäherten Zone, die durch eine Reihe höherer, bis 1200, selbst 1300 *m* ansteigender Berge (Kubalówka, Zipser Magura, Cyrhla, Magura, Skorušina) gekennzeichnet ist.

Nach der Klippenzone hin stellen sich die sonst überall flach geneigten, selbst schwebenden Schichten etwas steiler auf, um unmittelbar am Contact mit den Bildungen der Klippenzone eine steile Aufrichtung, bisweilen unter Knickung der Schichten anzunehmen. Man wird diese, in meiner Arbeit über die Klippenzone wiederholt beschriebene Erscheinung wohl sicher als Schleppung am Bruch zu deuten haben.<sup>1</sup>

Das Alttertiärland zwischen Tatra und Klippenzone erscheint sonach als eine flach muldenförmig eingesunkene Tafel, die von zahlreichen, wahrscheinlich meist ostwestlich verlaufenden Brüchen durchsetzt, von Faltungen dagegen nicht betroffen ist. Die Brüche dieses Gebietes scheinen zumeist gleichsinnige Staffelbrüche zu sein; einzelne Beobachtungen sprechen dafür, dass daneben auch vereinzelt ungleichsinnige Brüche ausnahmsweise vorkommen. Die näheren Feststellungen in dieser Richtung werden die Aufgabe künftiger Forschungen bilden, wir begnügen uns vorerst mit dem Ergebniss, dass das Alttertiärland zwischen Tatra und Klippenzone kein eigentliches Faltungs-, sondern vielmehr ein Bruchgebiet ist.

Das Alttertiärland östlich der Hohen Tatra fällt nur zum geringsten Theile, nämlich nur soweit es unmittelbar an das Gebirge anschliesst, in den Bereich der Karte. Wegen der ausgedehnten und mächtigen diluvialen Schotterdecke bietet sich hier wenig Gelegenheit zur Beobachtung des Untergrundes, der nur an wenig Stellen hervortritt. Am wichtigsten sind hier die dem Gebirgsrande am nächsten gelegenen Aufschlusspunkte; einer davon befindet sich am Buschberge, circa 800 *m* vom Granitrande am Abhang der Lomnitzer Spitze entfernt, der andere in der »Schanzen« genannten Gegend bei Schmecks, in circa 2·4 *km* Entfernung vom Granitrande.<sup>2</sup> Die Lagerungsverhältnisse waren an diesen, zur Zeit der Beobachtung sehr schlecht aufgeschlossenen Punkten nicht klar, es liess sich nur feststellen, dass hier nicht die älteren Nummulitenkalke oder Conglomerate, sondern die jüngeren Schiefer und Sandsteine auftreten. Seither wurde in dieser Gegend die neue, Tátra-Füred und Barlangliget verbindende Touristenstrasse durchgeführt, und so dürften die Aufschlüsse jetzt besser sein.

Die Schichten scheinen im Allgemeinen flach zu liegen, doch ohne besonders hervortretende Regelmässigkeit. Erst in grösserer Entfernung vom Gebirgsrande treten unter dem schwächer werdenden Diluvium

<sup>1</sup> Vergl. Jahrbuch geol. R. A. 1890, 40. Bd., S. 800.

<sup>2</sup> Die Ausdehnung dieser Partien erscheint auf der geologischen Karte der Deutlichkeit halber etwas übertrieben.

die Alttertiärschichten bei Alt-Walddorf, Mühlenbach, Schlagendorf, Matzdorf und Felka in weiterer Ausdehnung hervor, und es scheint hier im Allgemeinen südliche Schichtneigung vorzuherrschen.

Die Nummulitenconglomerate, die auf der Nordseite der Osttatra so mächtig entwickelt sind, verschwinden bei Landok am äussersten Ostende der Kalkzone, sie biegen nicht um das Ostende herum, und sind auch, wie erwähnt, am Ostrande der Tatra nirgends nachweisbar. Es ist demnach sehr wahrscheinlich, wenn auch mangels grösserer Aufschlüsse nicht absolut sicher, dass im Osten der Tatra überall nur jüngere Alttertiärschichten an den Granitrand herantreten, der sich deutlich als Bruchrand kenntlich macht und derart nach Nordosten verläuft, dass man den Innenbruch der Rauschenbacher Gebirgsinsel als Fortsetzung des östlichen Randbruches der Tatra ansprechen kann.<sup>1</sup>

Vielgestaltiger sind die Verhältnisse am Südrande der Tatra. Ähnlich wie sich im Norden flaches Alttertiärland zwischen Tatra und Klippenzone einsenkt, greift auch im Süden zwischen Hohe und Niedere Tatra Alttertiär in Form einer langen, schmalen Senkung oder eines schmalen Kessels in das ältere Gebirge ein. Die Hochebene von Hochwald und der sogenannte Liptauer Kessel fallen diesem Senkungsgebiete zu, das im Osten mit dem Leutschau-Lublauer Alttertiärland in Verbindung steht, im Westen aber bei Rosenberg an der Waag, umrahmt von älterem Gebirge, zu Ende geht.

Aus der alttertiären Decke ragen, wie das zuerst D. Stur<sup>2</sup> erkannt und später G. Stache<sup>3</sup> bestätigt hat, Inseln mesozoischer Gesteine hervor. Dass dies nicht etwa Reste einer ehemaligen »südlichen Kalkzone« sind, hat schon F. v. Hauer<sup>4</sup> zutreffend betont, indem er sich darauf stützte, dass vor Allem das regelmässige Band von Permquarzit fehle, das auf der Nordseite die Unterlage der mesozoischen Formationen bilde, und dass zum Theil jungmesozoische Ablagerungen unmittelbar an den Granit anstossen.

Leider waren diese interessanten mesozoischen Schollen zur Zeit meiner Untersuchungen schwer zugänglich und schlecht aufgeschlossen. Gegenwärtig sind diese Verhältnisse etwas günstiger, da der Wald daselbst niedergelegt und der Touristenweg vom Czorber See nach Podbaňsko durch dieses Gebiet geführt wurde. Aber auch jetzt wird die Untersuchung noch mit Schwierigkeiten verbunden sein, denn die betreffenden Schollen ragen zwar als gerundete Kuppen auffallend genug aus dem flachen Alttertiärland auf, aber die Aufschlüsse gehen nicht tief hinab und auch die Geschiebedecke erweist sich als hinderlich.

Die grösste dieser mesozoischen Schollen liegt am Südfusse des Krivan. Es sind hier mehrere kleine und grössere Inseln vorhanden, die aller Wahrscheinlichkeit nach unter der Geschiebe- und Schuttdecke zusammenhängen. Das Anstossen an das Urgebirge ist nicht beobachtet, doch liegen zwei Partien, und zwar Fleckenmergel in der Gegend Nad Pawlowou und Triasdolomit in der Gegend der Kolibi podkrivanske (Velka Palenica, am Touristenwege), so nahe am Gebirgsrande, dass man wohl mit Sicherheit annehmen kann, dass sie unter dem Bergschutt unmittelbar an das Urgebirge angrenzen. Dass das Vorkommen der Kolibi podkrivanske Triasdolomit ist, schliesse ich blos aus dem Umstande, dass mit dem Dolomit rothe Keuperschichten auftreten. Eine kleine Dolomitpartie liegt südlich von dem ersterwähnten Fleckenmergel, und noch weiter südlich folgt die grosse Insel des Hradokberges (1136 m). Hier konnten bestimmt und in ziemlicher Ausdehnung bunter Keuper und Kössener Schichten mit *Terebr. gregaria* und Korallen, ferner Fleckenmergel und grauer, brecciöser und bituminöser Dolomit erkannt werden. Dieser letztere bildet den eigentlichen Hradok; er findet im Stari haj seine unmittelbare Fortsetzung, ist hier von Fleckenmergeln mit undeutlichen, höchst wahrscheinlich neocomen Ammoniten unterlagert und kann daher umso mehr als cretacischer Chocsdolomit angesprochen werden, als auch seine petrographische Beschaffenheit damit in Einklang steht. Das Schichtfallen ist ziemlich schwach südlich geneigt und es liegt am Hradok wahrscheinlich die vollständige Schichtreihe vom Keuper bis zum Chocsdolomit vor. Am Ostrande der Insel biegen die Rhätschichten bogenförmig nach Norden um. Die Lagerungsverhältnisse sind hier leider unklar.

<sup>1</sup> Jahrbuch geol. R. A. 1891, 41. Bd., p. 441.

<sup>2</sup> Jahrbuch geol. R. A. 1860, p. 120.

<sup>3</sup> Verhandlungen geol. R. A. 1868, S. 99.

<sup>4</sup> Jahrbuch geol. R. A. 1869, XIX. Bd., p. 502.

Die westliche Fortsetzung des Hradok im Stari haj, von diesem durch einen schmalen, schuttbedeckten Rücken getrennt, lässt nur Dolomit im Süden und grauen Fleckenmergel im Norden erkennen. Rhätische und Keuperschichten scheinen hier nicht vorzukommen. Ob die Fleckenmergel hier ausschliesslich zum Neocom gehören, wie nach dem Vorkommen von Ammoniten angenommen wurde, oder auch tiefere Horizonte in sich fassen, lässt sich nicht sicher entscheiden.

An die mesozoische Scholle im Stari haj grenzt Nummulitenkalk in flacher Lagerung an. Weit ausladend nehmen die Nummulitenkalke und damit verbundene Schiefer den ganzen Thalgrund der Bjelanska dolina ein. In zwei kleinen, aus dem Schutt aufragenden Partien reichen sie am neuen Touristenweg nahe an den Granit und an den Dolomit der Kolibi podkrivanske heran und bedecken, wenn die Voraussetzung des Zusammenhanges der beschriebenen mesozoischen Schollen richtig ist, diese auf eine weite Strecke. Sandig-poröse Kalke mit Orbitoiden und einzelnen Nummuliten umgeben die Dolomitinsel der Kolibi podkrivanske auch an der Westseite.

Im Süden dehnen sich die Nummulitengesteine bis zum Hruby grunj aus, wo nebst Nummulitenkalk ein ziemlich massiger, dichter weisser Kalk mit Foraminiferen, Bryozoen, seltener Gastropoden vorkommt, der vielleicht der Kreideformation angehört. Die Nummulitenkalke sind so flach gelagert, dass sie unter der Decke der jüngeren Alttertiärschichten auch im westlich folgenden Thale der Hibbica im Thalgrunde in zwei Partien zum Vorschein kommen.

Die mesozoische Scholle des Hradok am Fusse des Krivan besteht sonach aus Gesteinen der sub-tatrischen Entwicklung vom Triasdolomit angefangen. Permquarzit ist kartographisch nicht ausgeschieden, in Wirklichkeit dürfte er vorhanden, aber unter Schutt verdeckt sein, denn man findet südlich vom Hradok an den nach Vaszec herabführenden Wegen auffallend viel Quarzsandsteinblöcke, die nach ihrer petrographischen Beschaffenheit sicher aus der Permformation stammen.<sup>1</sup> Die Lagerungsverhältnisse der mesozoischen Schollen sind nur wenig bekannt, doch kann man soviel mit ziemlicher Sicherheit behaupten, dass nicht steile Aufrichtung, sondern vielmehr ziemlich flache Lagerung vorherrscht. Dies geht auch aus der breiten Ausdehnung und flachen Lagerung der auf dem Mesozoicum ruhenden Nummulitenkalke hervor.

Eine zweite kleine Gruppe von mesozoischen Schollen ist in der Gegend Pod Surowou und Suchy Hradok, westlich vom Belathal, nordöstlich von Pribilina bekannt. Am ersteren Punkte ragt aus diluvialen Geschieben eine kleine Dolomitkuppe auf, an die am Nordende eine vom Dolomit undeutlich geschiedene, dem Dolomit sehr ähnliche Eocänpartie angelagert ist. Beweise für das geologische Alter dieses Dolomits liegen nicht vor. Die Karte verzeichnet ihn als Chocsdolomit, weil die petrographische Beschaffenheit und der Umstand, dass der benachbarte Dolomit des Suchy Hradok zur Kreide gehört, dafür sprechen. Von der Urgebirgsgrenze ist die Dolomitkuppe Pod Surowou durch eine circa 750 m breite, mit Geschieben bedeckte Fläche getrennt. Die Streichungsrichtung ist anscheinend nordsüdlich bei östlichem Einfallen.

Die Insel des Suchy Hradok ist circa 2850 m lang, aber nur 600 m breit; sie grenzt unmittelbar an das Urgebirge, hier Gneis. Die Hauptkuppe besteht aus grauem Dolomit, der an der Urgebirgsgrenze überaus mürbe und gänzlich zerbröckelt erscheint. Da sich diese Eigenschaft von der Urgebirgsgrenze weg verliert, liegt es nahe, hierin die Folge der Bewegung am Bruche zu erblicken.

Westlich von dieser Dolomitmasse kommen, getrennt durch eine kleine Thalrinne, graue Fleckenmergel und röthliche Knollenkalke mit Spuren von Ammoniten zum Vorschein. Auf dem Fleckenmergel liegt eine kleine Partie von Dolomit, den man ebenso wie die grössere Masse des Suchy Hradok deshalb wohl als Chocsdolomit ansprechen darf. An die leider sehr undeutlich aufgeschlossenen rothen und grauen Knollenkalke grenzt eine kleine, Skalka genannte, eocäne Kalk- und Dolomitmasse mit gerundeten Geschieben und Foraminiferen an; im Übrigen aber scheinen Eocänkalke im Umkreise der mesozoischen Scholle zu fehlen

<sup>1</sup> Eine ähnliche Erscheinung dürfte auch am Ostrande der Tatra vorliegen. Hier treten nördlich von Tatra-Lomnitz nach freundlicher Mittheilung von Prof. Dénes so zahlreiche Quarzitgeschiebe auf, dass man auf das Anstehen dieses Gesteines unter der 2—5 m mächtigen Geschiebedecke schliessen möchte.

und jüngere Karpathensandsteine, die am Fusse des Suchy Hradok auftreten, unmittelbar an den Dolomit anzustossen. Die schmale Dolomitpartie östlich vom Suchy Hradok, bei Majer konar scheint rings von Karpathensandstein umgeben zu sein.

Leider konnte über Zusammensetzung und Lagerung der mesozoischen Schollen auch hier nur wenig ermittelt werden. Bestimmt tritt die Thatsache hervor, dass hier die jüngsten mesozoischen Bildungen mit Bruch an das Urgebirge grenzen und auch am Südrande gegen den Karpathensandstein an einer secundären Bruchlinie abschneiden.

Über das Alttertiär habe ich nicht viel mitzutheilen. Wie am Nordrande der Tatra auf den nördlich geneigten mesozoischen Kalken Nummulitenkalke und Conglomerate aufrufen und darüber mit gleichsinniger Neigung die obereocänen und oligocänen Schiefer und Sandsteine folgen, so besteht auch der nicht mehr in den Rahmen unserer geologischen Karte fallende Nordrand der Niederen Tatra und des Gebirges an der Schwarzen Waag aus nördlich fallendem Nummulitenkalk und Conglomerat, welche Felsarten von den jüngeren Karpathensandsteinen zunächst concordant überlagert werden. Die jüngeren Karpathensandsteine, die hier häufig eine stark schieferig-thonige Zusammensetzung annehmen und kalkreiche Hieroglyphensandsteine in sich fassen, behalten aber diese nördliche Einfallsrichtung nicht constant bei, sondern wechseln etwas weiter vom Nummulitenkalkbande entfernt häufig ihre Fall- und Streichungsrichtung. Die Lagerung ist im Allgemeinen flach, namentlich in der Umgebung der grossen Nummulitenkalkfläche zwischen Krivan und Hruby grunj. Tiefere Aufbrüche oder regelmässige Faltungszonen sind nicht vorhanden.

An vielen Stellen konnte das Anstossen der jüngeren Karpathensandsteine an das Urgebirge festgestellt werden, an anderen, besonders in der mittleren und östlichen Partie der Tatra, ist die Contactfläche durch Gebirgsschutt und Geschiebe verdeckt. Aber selbst bei anstehendem Gestein an der Contactfläche wurden leider nirgends so deutliche Aufschlüsse beobachtet, um über die Lagerung der Karpathensandsteine gegen das Urgebirge Klarheit gewinnen zu können. Dass übrigens der Urgebirgsrand ein Bruchrand ist, bedarf wohl keiner näheren Begründung, und es ist sehr wahrscheinlich, dass die jüngeren Karpathensandsteine vom Granit zunächst nach Süden abfallen, was der Schleppung am Bruche entsprechen würde. Auch das Verhalten der leider so schlecht aufgeschlossenen jüngeren Karpathensandsteine zu den mesozoischen Horsten ist an Stellen, wo kein Nummulitenkalk vorhanden ist, nicht klar ausgesprochen, doch wird die Annahme nicht zu umgehen sein, dass an solchen Stellen zwischen den mesozoischen Bildungen und den jüngeren Karpathensandsteinen secundäre Brüche bestehen. Das Alttertiärland im Süden der Tatra ist weithin von terrassirten Schottern und am Gebirgsrande auch von Bergschutt bedeckt. Die Vertheilung dieser Bildungen geht in ihren Hauptzügen aus der geologischen Karte hervor.

### Zusammenfassung.

Das Tatragebirge bildet ein aus vier Haupt-Anticlinalen und vier Haupt-Synclinalen bestehendes, ostwestlich streichendes Faltensystem. Die beiden südlichen Falten ( $A_1$ ,  $S_1$ ,  $A_2$ ,  $S_2$ ) gehören der hoch-, die beiden nördlichen ( $A_3$ ,  $S_3$ ,  $A_4$ ,  $S_4$ ) der subtatratischen Zone an.

Die krystallinische Centralaxe stellt als Anticlinale  $A_1$  die höchste und zugleich breiteste, also mächtigste Aufwölbung dieses Faltensystems vor, dessen nördlich folgende Aufbrüche stufenweise an Intensität abnehmen. Die zweite Anticlinale ( $A_2$ ) bringt wohl auch noch Urgebirge zum Aufbruche, aber in geringerer Mächtigkeit und nicht längs der ganzen Kette, während an der dritten ( $A_3$ ) nur noch die Untertrias und an einzelnen Stellen auch die Permformation, an der vierten ( $A_4$ ) nur die mittlere Trias zur Oberfläche gelangen.

Der Aufbruch  $A_2$  beschränkt sich auf zwei getrennte Partien der hochtatratischen Zone, auf die Gegend der Sziroka in der östlichen, auf die Gegend zwischen der Kopa Magóry und den Telkove Kominy in der westlichen Tatra; in den dazwischen gelegenen Theilen fliessen die Synclinalen  $S_1$  und  $S_2$  zusammen. Der

Aufbruch  $A_3$  erstreckt sich fast durch die ganze, die Syncline  $S_3$  durch die ganze Kette; der Aufbruch  $A_4$  reicht vom Ostende bis in die Gegend Miętusia in der Westtatra, die Syncline  $S_4$  endlich ist am Nordrande nur in einzelnen kleinen Partien erhalten. Ausser diesen Hauptfalten sind kleinere Nebenfalten vorhanden, und zwar sowohl secundäre Einmuldungen der Anticlinalzonen, wie auch secundäre Aufwölbungen im Bereiche der grossen Mulden. So tritt z. B. an der Holica in der Osttatra eine secundäre Einmuldung sämtlicher Schichten bis zum Neocom im Triasdolomitaufbruche  $A_3$  auf, und in der Mulde  $S_3$  erhebt sich aus Kreideschichten ein Rhätzug an der Juranowa in der Westtatra.

Die Falten der Tatra sind durchwegs schiefe, überliegende und selbst liegende Falten mit regelmässigem Verflächen der Schichten nach Norden. Die Mulden sind grösstentheils von den darauffolgenden Aufbrüchen überschoben, und zwar in der Richtung nach Süden, gegen die Centralaxe, an Überschiebungsflächen, die wie die Schichten nach Norden einfallen. Durch diese Überschiebungen zerfallen die Falten in vier auf einander geschobene Schuppen. Der Schuppenbau ist aber kein völlig durchgreifender, weil der Aufbruch  $A_2$  sich nicht durch die ganze Kette erstreckt und die Syncline  $S_3$  stellenweise voll ausgebildet ist und daher der Schuppenbau in regelmässigen Faltenbau übergeht. Endlich bewirken auch untergeordnete Überschiebungen eine weitere Complication.

Die regelmässigste Ausbildung entlang der ganzen Kette zeigt die der Anticline  $A_3$  und Syncline  $S_3$  entsprechende Schuppe; die Überschiebungsfläche, mit der diese Schuppe auf die südlich vorliegende rückt, lässt sich durch die ganze Kette verfolgen, und da sie zugleich die beiden Faciesgebiete scheidet, wurde sie als Hauptüberschiebung bezeichnet. Andere Überschiebungen, wie die von  $A_2$  auf  $S_1$ , von  $A_4$  auf  $S_3$  sind wohl auf weite Strecken, aber nicht durch das ganze Gebirge verfolgbar.

Neben den grossen Überschiebungen erster Ordnung kann man ähnlich wie in Nordschottland untergeordnete Überschiebungen zweiter Ordnung unterscheiden. Diese kleineren Bewegungen erfolgten in demselben Sinne wie die grossen Überschiebungen. Als Beispiele heben wir die secundäre Überschiebung im Litvorovy žleb an der Sziroka (vergl. Fig. 38), ferner diejenige zwischen dem Javorfelsen und der Kondraczka (s. Taf. I, Fig. 5) hervor. Auch das Auftreten eines schmalen Bandes von buntem Keuper im Triasdolomit des Bobroviec in der Árva ist wohl auf einen untergeordneten Wechsel zurückzuführen und desgleichen die wiederholten Verwerfungen im Triasdolomit an der Białka (s. Fig. 27). Fehlt es somit nicht an Beispielen für Erscheinungen dieser Art, so ist doch ihre Bedeutung im Verhältnisse zu den Überschiebungen erster Ordnung ziemlich gering.

Bei typischem Schuppenbaue sind die Mulden von den Hangend- oder Gewölbeschenkeln der folgenden Sättel überschoben und die Mittelschenkel verschwinden völlig. Dies ist hier nur an der durch das ganze Gebirge laufenden Hauptüberschiebungslinie (zwischen  $S_2$  und  $A_3$ ) der Fall. Bei den Überschiebungen dagegen, die sich nicht durch das ganze Gebirge erstrecken und daher eine geringere Stärke der Bewegung annehmen lassen, wie namentlich bei den Überschiebungen von  $A_2$  auf  $S_1$  und von  $A_4$  auf  $S_3$ , sind häufig auch Theile des Mittelschenkels erhalten, die die Möglichkeit eröffnen, den Übergang des Schuppenbaues in Faltenbau zu verfolgen. Derartige, bei der Überschiebung mitgeschleppte Partien des Mittelschenkels treten besonders deutlich an dem Wechsel zwischen  $S_3$  und  $A_4$  bei Zakopane und Javorina hervor, wo zugleich der Übergang aus der schiefen in die liegende Faltenstellung vorzüglich ausgeprägt erscheint. Selbst bei voller Ausbildung der schiefen Falte ist die Zerrung, der der Mittelschenkel ausgesetzt war, in der geringeren Mächtigkeit des Mittelschenkels angedeutet.

Die Überschiebungen der Tatra erstrecken sich vorwiegend nur auf die jeweils vorliegende Schuppe, so dass also z. B.  $A_4$  auf  $S_3$ ,  $A_3$  auf  $S_2$ ,  $A_2$  auf  $S_1$  geschoben erscheint. Am Ost- und Westende und an der Białka-Sigmoide greift aber die Überschiebung über die nächst vorliegende Schuppe hinweg auf die vorvorliegende, so dass  $A_3$  unmittelbar oder fast unmittelbar auf  $A_1$  zu liegen kommt. Am Westende greift sogar  $S_3$  über  $A_3$  und die vorliegenden Schuppen bis auf die Urgebirgsaxe  $A_1$ .

Den Überschiebungen steht eine andere, in der Tatra deutlich entwickelte tektonische Erscheinung nahe: die Aufschiebung oder Anpressung jüngerer Glieder der Schichtfolge auf ältere,

unter gänzlicher oder theilweiser Verschiebung der zwischenliegenden Schichtgruppen— So sind z. B. am Durlberg in den Béler Kalkalpen die liasischen Grestener Schichten auf den bunten Keuper und selbst auf den Triasdolomit, beim Drechslerhäuschen auf den Schiefer der unteren Trias gerückt. Auf der 3·5 *km* langen Strecke zwischen dem Jaworfels und dem Tomanowapasse fehlen zwischen dem Liasjurakalk und dem Permsandstein die Grestener Schichten und theilweise auch die Triasschiefer, so dass der helle Jurakalk auf Permsandstein zu liegen kommt. In der weiteren Fortsetzung dieses Zuges, im Koscielisker Thal und von da bis zu den Telkove Kominy fehlen zwischen dem Liasjurakalkstein und dem Triasschiefer die Grestener Schichten. An der Czerwena skala im Białkathale grenzen Triasdolomite unmittelbar an Liasfleckenmergel und rothe Oberliaskalke, und an der Miętusia sind ebenfalls rothe Oberliaskalke an kleine Fetzen von Keuper, Rhät, namentlich aber an Triasdolomit gepresst u. s. w. In anderen Fällen kommt es nicht zur völligen, sondern nur theilweisen Verdrängung einer Schichtgruppe, die dann an der betreffenden Stelle mit abnorm geringer Mächtigkeit auftritt.

Die geologische Karte zeigt an allen diesen Stellen den Ausfall einer oder mehrerer Schichtgruppen im Verbande einer sonst regelmässigen Schichtfolge oder verminderte Mächtigkeit einer Schichtgruppe an.

Wo es nicht möglich ist, diese Unregelmässigkeiten dem Wechsel der Facies zuzuschreiben, müssen Massenbewegungen angenommen werden, die im Wesentlichen darin bestehen müssen, dass der natürliche, ursprüngliche Normalabstand zwischen einer geologisch älteren und einer darauffolgenden geologisch jüngeren Schichtgruppe verringert, eventuell bis auf Null reducirt wird. Diese Annäherung könnte auf dem kürzesten Wege durch directe Gegeneinanderpressung der betreffenden Schichtgruppen, aber auch auf längerem Wege durch Auf- oder Überschiebung an einer schiefen Gleitfläche oder Abscheerung erfolgen. Unter Umständen besteht also eine gewisse Verwandtschaft zwischen dieser Erscheinung und den echten Überschiebungen; während aber bei diesen geologisch ältere Bildungen über jüngere zu liegen kommen, sind bei jenen geologisch jüngere auf viel ältere gerückt. Die schiefe Gleitfläche, an der sich die Bewegung vollzieht, greift bei den echten Überschiebungen aus dem Hangenden in das Liegende, bei den Aufschiebungen jüngerer Schichten auf ältere dagegen aus dem Liegenden in das Hangende.

Bei diesen Aufschiebungen oder Anpressungen muss, falls sie nicht an der Oberfläche oder Denudationsfläche einer in Faltung begriffenen Masse erfolgt, eine Verdrängung und Verschiebung von Gestein vorgenommen werden. In der That kann man an vielen Stellen Beobachtungen machen, die dies bestätigen. Wo eine derartig verdrängte Schichtgruppe, die eine Strecke weit an der Oberfläche fehlt, von Neuem auftritt, ist sie zumeist vielfach und unregelmässig in sich gefaltet, da zerrissen, dort gestaut und zu übergrosser Mächtigkeit angeschwollen. Sehr deutlich zeigen dies die Aufschlüsse westlich vom Tomanowapasse und östlich vom Jaworfels, zwischen welchen Punkten die Grestener Schichten und theilweise auch die rothen Triasschiefer fehlen. Am Ostrande des Jawor kommen die Grestener Schichten, westlich vom Tomanowapasse die rothen Triasschiefer und die Grestener Schichten in aussergewöhnlicher Mächtigkeit und namentlich an letzterer Stelle auch hochgradig gestört zum Vorscheine. An der Tomanowa sind die genannten Schichten in solcher Masse zusammengedrängt, dass hiedurch ein Aufbruch oder eine Aufwölbung quer zum Hauptstreichen bewirkt wurde. Man scheint selbst annehmen zu wollen, dass ein Theil der verdrängten Gesteinsmasse sogar nach oben gepresst wurde, wie das unten, S. 70, auseinandergesetzt ist. Eine ähnliche Erscheinung bietet dasselbe Band von Triasschiefern und Grestener Schichten am Südwestabhange der Telkove Kominy und manche andere Punkte.

Das Abfliessen der durch diese Aufschiebungen und Anpressungen verdrängten Gesteinsmasse konnte nach verschiedenen Richtungen erfolgen, vor Allem nach der Richtung des geringsten Widerstandes und frei gewordenen Raumes. Die sich verschiebende geologisch jüngere Gesteinsmasse musste in Folge dieser Bewegung einen Raum freigeben, der wiederum von dem verdrängten älteren Gesteine eingenommen wurde. Wir haben also hier correlate Bewegungen anzunehmen.

Am nachgiebigsten erweisen sich, und das ist ja ganz natürlich, die plastischen Schiefer und Sandsteine, doch scheinen auch harte Kalksteine zu bedeutenden Verschiebungen befähigt zu sein, wie das

Beispiel des Nordabhanges der Sziroka zeigt, wo die hochtatischen Kalksteine der Syncline  $S_2$  zu einer gewaltigen Masse zusammengedrängt sind, während sie westlich davon auf eine weite Strecke gänzlich fehlen (vergl. S. 76).

Ob die, das Fehlen einzelner Schichtgruppen ausgleichenden, zusammengedrängten Massen derselben Schichten an der Oberfläche nachweisbar sind, hängt von der Lage dieser Massen zur Denudationsfläche ab, und so kann z. B. der Mangel solcher Massen an den Urgebirgsaufbrüchen der Czerwone wierchy, wo die Schichtfolge zwischen dem Urgebirge und Liasjurakalken höchst lückenhaft ist, nicht weiter befremden.

Die hier beschriebenen Erscheinungen sind von dem »Auswalzen«, wie es von manchen Geologen mit A. Heim angenommen wird, wohl zu unterscheiden. Beim Auswalzen wird eine Zerrung der Masse einer Schichtgruppe und Vertheilung auf eine grössere Fläche angenommen, wobei natürlich die Mächtigkeit geringer werden muss. Die Anpressungen und Aufschiebungen bewirken dagegen einen unregelmässigen Zusammenschub auf eine kleinere Fläche, sie bewirken ein locales Zerreißen oder Ausquetschen einer Schichtgruppe, die in einem beliebigen seitlichen, unteren oder selbst oberen, bei derselben Bewegung frei gewordenen Raume zusammengedrängt wird. Wie die regelmässige Faltung und die wohl auch bei typischen Überschiebungen vorkommenden Verdrängungen plastischer Gesteine, so sind auch diese unregelmässigen Verschiebungen jüngerer Gesteine auf ältere nichts Anderes als die Anpassung der Gesteinsmasse an die einwirkenden Kräfte auf Grund der verschiedenen Elasticität und Plasticität der Gesteinsschichten. Kaum ein Kettengebirge dürfte so regelmässig gefaltet sein, um nicht wenigstens Spuren unregelmässiger Verschiebungen einzelner Schichtgruppen erkennen zu lassen.<sup>1</sup> Müssen doch selbst Mächtigkeitsschwankungen und Faciesunterschiede einer und derselben Schichtgruppe bereits eine gewisse ungleichmässige Wirkung der Faltung hervorrufen.

Das Vorrücken der Schuppen nach Süden vollzog sich bei den Überschiebungen entweder gleichmässig, so dass die betreffenden Schuppen auf der ganzen Linie gleichmässig vorgeschoben wurden, oder es rückten einzelne Theile seitlich weiter vor, während andere zurückblieben, ein Verhältniss, das offenbar hauptsächlich von der Art des der Bewegung entgegenstehenden Widerstandes abhängt; der erstere Fall deutet im Allgemeinen auf gleichmässigen, der zweite auf geringeren, der dritte auf grösseren Widerstand. Die vorrückende Schuppe erscheint entweder durch Blätter in Theilstücke zerlegt, die staffelförmig vorgeschoben erscheinen, oder es tritt eine allmälige, bogenförmige Krümmung oder auch eine sigmoide Verschiebung ein. Für die Verschiebung an kleinen Staffelblättern bietet namentlich die Jaworzynka-Alpe in der westlichen Tatra und der Durlberg und Rothe Lehm in den Béler Kalkalpen schöne Beispiele. Da die kleinen Blattverschiebungen nach Süden aufgeschobenen Schollen angehören, so wären sie genauer als Diagonalverschiebungen im Sinne E. Philipp's<sup>2</sup> anzusprechen, d. i. als Querverschiebungen, die mit einer aufsteigenden Bewegung zusammenhängen. Ebenso wie den kleinen Blättern, liegt auch der grossen Sigmoide oder Schiebungsflexur an der Białka (Bialka-Verschiebung) eine nach Süden aufsteigende Bewegung zu Grunde.

In manchen Fällen halten die einzelnen Schichtgruppen einer überschobenen Schuppe den ursprünglichen, durch die wahre Mächtigkeit gegebenen Abstand unter einander fest, in anderen erfahren diese Abstände Veränderungen, indem plastische Schichtgruppen seitlich verdrängt werden und die oben gekennzeichneten Aufschiebungen jüngerer Schichten auf geologisch ältere erfolgen. Im Sinne der Bewegung vorn liegende, geologisch ältere Schichten werden in diesem Falle von hinten nachrückenden, geologisch jüngeren Schichten gleichsam überholt. Auch für diese Erscheinung bietet wiederum die Jaworzynka-Alpe (Fig. 22) ein gutes Beispiel: das Oberliasband der betreffenden Schuppe ist in der östlichen Partie bis auf den Triasdolomit vorgeschoben, die westliche Partie dagegen lässt in Folge des Vorrückens des Triasdolomits nach Süden Raum für die überholten, zwischenliegenden Schichtgruppen

<sup>1</sup> So zeigen die plastischen Schichtgruppen der so regelmässig gebauten Sandsteinzone, besonders die obercretacischen Ropianka-Schichten, sehr häufig Faltungen im Streichen, die wohl nur auf derartige seitliche Zusammenschiebungen zurückzuführen sind.

<sup>2</sup> Geologie von Lecco, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1897, S. 329, 330.

(Liasfleckenmergel, Grestener Schichten, Rhät und Keuper), die nun, an Staffelblättern verschoben, an die Oberfläche kommen.

Alle diese Dislocationen: Wechsel, Aufschiebungen jüngerer Schichten auf ältere, Diagonalblätter und Sigmoide, stehen in innigem Zusammenhange mit der Faltung und Überschiebung, wogegen Spuren von andersartigen Bewegungen, z. B. Senkungsbrüchen, im Bereiche der Falten mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden konnten. Wohl aber sind am Rande des Gebirges Brüche vorhanden, die durch Senkung in einer späteren Periode als die Falten entstanden sind. Diese Randbrüche treten namentlich im Osten und Süden des Gebirges unverkennbar hervor, scheinen aber, wie noch im folgenden Abschnitte ausgeführt werden wird, mehr oder minder älteren Überschiebungen zu folgen. Am Nordrande kommen die Randbrüche weniger scharf zum Ausdrucke.

Bei aller Einheitlichkeit des geologischen Baues lassen sich zwischen der hoch- und der subtatrischen Zone gewisse Unterschiede feststellen. Während z. B. in der hochtatrischen Zone einzelne Partien (Czerwone wierchy, Sziroka) südlich einfallende Schichten und daher eine Umkehrung der Bewegungsrichtung erkennen lassen, ist das in der subtatrischen Zone nirgends der Fall; hier folgen die Schichten ausnahmslos dem Gesetze nördlichen Verflächens und die Überschiebungsf lächen neigen sich durchgehends nach Norden. Die subtatrischen Aufbrüche haben einen viel regelmässigeren Verlauf; die Entwicklung der Faltung und Überschiebung war allem Anscheine nach freier und unbehinderter als in der hochtatrischen Zone, in der auch die seitlichen Verschiebungen plastischer Schichtgruppen eine besonders grosse Rolle, und zwar hauptsächlich in denjenigen Partien spielen, wo eine Umkehrung der Bewegungsrichtung erfolgt ist. So fehlen in der Umrahmung der Granit- und Gneis-Aufbrüche der Czerwone wierchy bei Zakopane Perm- und Triasformation, in manchen Partien auch die Grestener Schichten, so dass das Urgebirge unmittelbar den hellen Liasjurakalk berührt, und ähnlich verhält es sich im Sziroka-Gebiete. Wie die Umkehrung der Bewegungsrichtung, so deuten auch diese Erscheinungen auf eine besondere Heftigkeit und Unregelmässigkeit der Bewegungen in der hochtatrischen Zone hin, die hier in einzelnen Partien zu abnormen tektonischen Verhältnissen geführt haben.

Im Sziroka-Gebiete sehen wir im östlichen Theile des Aufbruches  $A_2$  dadurch, dass die Syncline  $S_1$  von der Anticline  $A_2$  nach Süden über-, die Anticline  $A_2$  von der Syncline  $S_2$  nach Süden untergeschoben ist, diejenige Lagerungsform zu Stande kommen, die M. Lugeon *pli-en-champignon* genannt hat (s. Taf. II, Fig. 4). Noch merkwürdigere Verhältnisse bietet der Aufbruch  $A_2$  in der Gegend der Czerwone wierchy: er erhebt sich zwischen der Kopa Magóry und der Kondraczka als eine mächtige, rechteckig umgrenzte Masse, die sich mit einemale förmlich zu einem feinen, selbst unterbrochenen Faden reducirt, um am Małolęcziak neuerdings, doch nicht mehr zur ursprünglichen Breite quer zum Hauptstreichen anzuschwellen. Dann erfolgt eine zweite Einschnürung des Aufbruches und ein abermaliges, aber wieder schwächeres Anschwellen, so dass gewissermassen eine perlschnurartige oder gedrosselte Aufbruchsform, mit unvermitteltem Auf- und Anschwellen entsteht. Während man sonst die Kettengebirgsaufbrüche als langgezogene, nach beiden Enden spitz auslaufende Zonen aufzufassen gewohnt ist, setzt der Aufbruch  $A_2$  an seinem Ostende mit ganzer Breite ein, und nur nach Westen findet eine Verschmälerung in der angegebenen, eigenthümlichen Weise statt. Besonders merkwürdig erscheint der Umstand, dass dieser Aufbruch nicht, wie sonst breit-massige Anticlinen, eine verhältnissmässig flache, kuppelförmige Aufwölbung bildet, sondern trotz seiner Breite und fast viereckigen Umrahmung nach zwei Seiten, nach Süden und Osten überschoben ist.

Die als erster Aufbruch aufzufassende Centralaxe der Tatra ( $A_1$ ) besteht grösstentheils aus Granit, der namentlich am Nordrande mit einer aplitischen und pegmatitischen, wahrscheinlich auch basische Ausscheidungen führenden Randfacies ausgestattet und in einzelnen Zonen, besonders auch am Nordrande, mit Parallelstructur versehen ist. Krystalline Schiefer sind am Nordrande schwach vertreten, stärker im Süden. Sie weisen auf der Südseite ein der Neigung der Sedimente entgegengesetztes Verflächens und dazu auch ein Streichen auf, das mit dem Verlaufe der geschichtlichen Ablagerungen nicht übereinstimmt. Auch an der Nordseite der Centralaxe scheint die richtende Wirkung, die bei der Faltung der mesozoischen Bildungen

auf der Unterlage ausgeübt wurde, nicht weithin gereicht zu haben, denn man beobachtet auch da südlich geneigte krystallinische Schiefer.

Das Alttertiärland zwischen Tatra und Klippenzone erscheint als eine flach muldenförmig eingesunkene Tafel, die von zahlreichen, wahrscheinlich meist ostwestlich verlaufenden Brüchen durchsetzt, von Faltungen dagegen nicht betroffen ist. Den Nordfuss der Tatra bilden Nummulitenkalke und Conglomerate, die zwar gleichsinnig auf den älteren Ablagerungen ruhen, aber doch discontinuirlich gebildet sind. Dies beweisen die Conglomeratblöcke des Eocäns und der Umstand, dass das einheitliche Eocänband am Nordrande in seinem regelmässigen Fortstreichen verschiedene ältere Bildungen zur Unterlage erhält und dass kleine Lappen von Eocängesteinen auch tiefer in das Gebirge, ja selbst bis auf Granit übergreifen.

Schon vorher erfuhr die Ablagerung eine Unterbrechung zur Zeit der Oberkreide, deren Schichten sich gegen die geologisch älteren Bildungen deutlich discordant und transgredirend verhalten.

Aus der alttertiären Decke am Südrande der Tatra ragen mehrere kleine Inseln mesozoischer Gesteine in leider etwas unklarer, keinesfalls aber hochgradig gefalteter Lagerung hervor. Sie sind umrahmt und bedeckt von Nummulitenkalk, und da sie an zwei Stellen mit geologisch jungen Bildungen an das Urgebirge angrenzen, so können sie nicht als Gegenstück der Falten am Nordrande angesehen werden.

Zum Schlusse dieser kurzen Zusammenfassung sei noch darauf hingewiesen, dass auch der folgende Abschnitt tektonische Fragen streift, und zwar namentlich diejenigen, die mit der geologischen Geschichte des Gebirges und mit der Entstehung der Faltungen in Zusammenhang stehen.

---

## III.

## GEOLOGISCHE GESCHICHTE DES TATRAGEBIRGES.

Die folgenden Betrachtungen werden durch die räumliche Isolirung des Tatragebirges wesentlich begünstigt. Die Natur hat hier einen Theil des grossen karpathischen Gebirgsbogens aus seinem ursprünglichen Zusammenhang herausgehoben und eine kleinere Einheit geschaffen, deren geologische Verhältnisse sich leichter als bei dem Gebirgsganzen überblicken lassen. Namentlich die Zusammensetzung und Lagerung der versteinерungsführenden Formationen schliessen hier Thatsachen in sich, die fast von selbst zu Vorstellungen über die Entwicklung des Gebirges in geologischer Zeit hinleiten. Für die Aufhellung der Vorgänge in vorgeologischer, archaischer Zeit ist dagegen die Isolirtheit der Tatra von Nachtheil. Zwar sind die wesentlichen Bestandtheile des Urgebirges, Granit, Gneiss und die Mannigfaltigkeit der krystallinen Schiefer, auch hier ausgestaltet, aber es ist weder die ursprüngliche Begrenzung der Granitmasse, noch auch die der Urschiefer erkennbar, und selbst der Verband beider Bildungen ist nur in beschränkter Ausdehnung der Beobachtung zugänglich. Noch grösseren Schwierigkeiten würde die Feststellung der Beziehungen zu den Urgebirgsmassen der benachbarten Gebirgstheile begegnen, denn diese Beziehungen lassen sich mangels ähnlicher Anhaltspunkte, wie sie in den normalen geschichteten Formationen die Versteinерungen bieten, vornehmlich nur durch schrittweises Verfolgen der einzelnen Bildungen im Gebirge erkennen, welchen Weg zu gehen die Isolirtheit des Tatragebirges nicht zulässt.

Wir werden daher hier hauptsächlich nur auf diejenigen Verhältnisse des Urgebirges eingehen, die durch die aufgelagerten Sedimente eine gewisse Aufhellung erfahren.

In dieser Beziehung ist vor Allem die Thatsache von grundlegender Bedeutung, dass der die Sedimentreihe eröffnende Sandstein der Permformation auf verschiedenen Bildungen des Urgebirges, bald auf Granit, bald auf Gneiss und den verschiedenen Urschiefern, aufruht und an seiner Basis ein Grundconglomerat aus Granitblöcken enthält. Der Granit der Tatra ist also ein vorpermisches Gebilde. Da er eine Structur, bestehend aus südlich geneigten Klüften, erkennen lässt, die nicht in die Permgesteine übergehen (s. I. Theil, Fig. 1, S. 647 [7]), so ist auch diese Structur ein Ergebnis vorpermischer Einwirkung, und zwar vermuthlich derselben, die die Stauung und Aufrichtung der krystallinen Schiefer zur Folge hatte. In welche nähere Periode der vorpermischen Zeit diese Ereignisse zu verlegen sind, kann in der Tatra nicht entschieden werden, vielleicht aber, wenigstens mit grösserer Genauigkeit, im Sohler, Gömörer und Zipser Comitat, wo bekanntlich die Wiener Reichsgeologen Gesteine der Devon- und Carbonformation von theilweise leicht metamorphem Habitus zwischen den krystallinischen Schiefen und dem Permsandstein nachgewiesen haben.

Dagegen bietet die Tatra in anderer Hinsicht bemerkenswerthe Verhältnisse: sie enthüllt einen auffallenden Gegensatz zwischen der Neigung der Sedimente und der der krystallinen Schiefer. Jene fallen nach Norden ein, diese nach Süden und Südosten, und zwar die letzteren am Südabhang durchgehends, am Nordabhang wenigstens theilweise. Vielleicht erfolgte also die Aufrichtung des tatratischen Urgebirges in vorpermischer Zeit durch eine Kraft, deren Richtung der jüngeren, cretacischen

und nachcretacischen Faltung entgegengesetzt war. Da aber die Richtung der Überschiebung eines Faltengebirges und die Richtung der Bewegung von einander unabhängig<sup>1)</sup> und daher sichere Schlüsse aus jener auf diese nicht möglich sind, so möchte ich diese Frage zunächst noch offen lassen. Jedenfalls waren bei der vorpermischen Faltung des Urgebirges andere Umstände bestimmend, als bei der späteren mittelcretacischen und voreocänen Faltung. Es ist nicht zu erwarten, dass die nähere Kenntnis dieser Umstände aus der Untersuchung eines so kleinen Gebirgsstückes wie die Tatra hervorgehen wird. Vielleicht wird aber die Erforschung des Gebirgs Ganzes, besonders der übrigen Theile der Central- und Westkarpathen, auch hierüber Licht verbreiten.

Das in vorpermischer Zeit aufgerichtete Urgebirge der Tatra dürfte, wie sich aus dem Mangel der älteren paläozoischen Formationen ergibt, lange Zeit hindurch eine kleine Continentalmasse gebildet haben. Erst in der Permperiode wurde dieses Festland vom Meere nicht nur überzogen, sondern auch völlig abradirt. Der Permsandstein zeigt die Merkmale eines echten Abrasionssedimentes. Die äusserst regelmässige, ebenflächige, an hohen Abhängen weithin verfolgbare Schichtung lässt auf eine ebene Auflagerungsfläche schliessen, womit die relative Seltenheit des Grundconglomerates und die Zusammensetzung des Sandsteines übereinstimmen. Bei der Aufarbeitung des Grundgebirges blieben nur Quarzkörnchen und kleine Feldspathkörnchen zurück, die den Permsandstein der Hauptmasse nach zusammensetzen.<sup>2</sup> Der Permquarzit wird am Nordabhange nicht nur am Rande der Kalkzone, sondern auch weiter südlich im Bereiche des Granits (Ornak-Rücken), angetroffen, und er dürfte auch südlich vom Hauptkamme nicht fehlen, wie aus losen, im Smrecsany-Thale gefundenen Stücken, namentlich aber aus den grossen und zahlreichen Geschieben dieser Felsart südlich der Sedimentärsinsel des Hradok hervorgeht. Diese Umstände, wie auch die gleichartige Ausbildung der Permformation in den Karpathen lassen vermuthen, dass das vorpermische Karpathengebirge in der Permzeit einer starken Einebnung ausgesetzt war.

Über dem permischen Abrasionssandstein erscheinen bunte, vorwiegend rothe Thone im Wechsel mit Sandsteinen, eine Änderung des Niederschlagscharakters, die man mit einigem Grund in den Beginn der Triasperiode verlegen kann. Vorerst herrschten damals im ganzen Gebiete noch gleichartige Verhältnisse, aber schon in der mittleren Trias begann jene bemerkenswerthe Differenzirung, die zur Unterscheidung eines südlichen, hochtatratischen und eines nördlichen, subtatratischen Faciesgebietes genöthigt hat.

In der subtatratischen Zone wurden in der mittleren Triaszeit und bis in den Keuper hinein mächtige Dolomite mit Crinoidenkalken abgesetzt. Die Keuperzeit brachte neuerdings ein Vorherrschen continentaler Sedimente, unter denen auch grosse Geschiebe nicht fehlten, bis im Rhät wieder der marine Einfluss durchdringt. Während sich dies in der subtatratischen Zone vollzog, erfolgten in der hochtatratischen Zone nur dürftige Absätze, und der marine Einfluss der Rhätzeit macht sich in der hochtatratischen Zone nur an einer Stelle, am Bobrovec geltend, während an anderen Landpflanzen vorkommen. Diese Verhältnisse scheinen, wie auch schon im Vorhergehenden angedeutet wurde [I. Th., S. 42 (682), S. 17 (657)], darauf hinzuweisen, dass von dem vorpermischen Urgebirgsfestland derjenige Theil, der heute als tatratische Centralaxe die C culmination der Karpathen bildet und zur Zeit der Permtransgression abradirt war, in der Triasperiode eine Untiefe bildete und zeitweilig vielleicht sogar den Meeresspiegel überragte.<sup>3)</sup>

Durch die reichliche Ablagerung von Dolomit und buntem Keuper im subtatratischen Gebiete dürften die Meerestiefen der beiden Faciesregionen eine Ausgleichung erfahren haben, und es scheint, dass hierdurch die gleichartigen Ablagerungsverhältnisse ermöglicht wurden, die in beiden Faciesgebieten zu Beginn des Unterlias während der Bildung der Grestener Schichten eintraten. Terrigene Sedimente, Geröll, Sand und Schlamm wurden neuerdings in bedeutender Mächtigkeit über beide Gebiete ausgestreut. Zu unterst liegen

<sup>1</sup> Vgl. A. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung I, S. 232—235.

<sup>2</sup> Im Klein-Krivangebirge konnte ich beim Anstieg auf den Berg Jodlovina bei Várna im Permquarzit deutliche Diagonalschichtung, also ein Anzeichen ufernaher Bildung beobachten.

<sup>3</sup> Es ist vom Interesse, daran zu erinnern, dass F. Teller (Verhandl. geol. Reichsanst. 1887, S. 267) und F. Frech (Karnische Alpen, 1894, S. 419) für die Obertrias der Karawanken und der karnischen Alpen zu einem ähnlichen Ergebnis, aber auf Grund anderer Thatsachen, gelangt sind. Sie statuiren ein Inselgebirge namentlich für die Zeit der Raibler Schichten.

dunkle Mergelschiefer, die den Übergang zu den rhätischen Schichten vermitteln, dann folgen die mächtigen Pisana-Conglomerate und Sandsteine, die im hochtatratischen Gebiete zum Theil unter Wechsellagerung in Kalke übergehen, im subtatratischen Gebiete aber von sandigen Mergelschiefern überlagert werden.

Nach Ablauf dieses Zeitabschnittes hört die Zufuhr von terrigenem Sediment für längere Zeit ganz auf: vom Unterlias bis in die Unterkreide herrschen in beiden Faciesgebieten fast ausschliesslich Kalkabsätze, deren Beschaffenheit beweist, dass in dieser Zeit über beiden Faciesgebieten tiefes Meer stand. Wenn das krystallinische Urgebirge zur Zeit der Obertrias und des Unterlias wirklich kleinere Inseln gebildet hat, so tauchten sie in den Centralkarpathen zweifellos schon während der Oberstufe des Unterlias unter das Meer, die hydrokratische Bewegung nahm zu und erreichte im Oberjura ihr Maximum. Es braucht kaum betont zu werden, dass hier nicht nur eine Übereinstimmung mit den Verhältnissen der Alpen vorliegt, sondern dass so ziemlich für das ganze eurasiatische Gebiet der Oberjura die Periode der grössten Meeresbedeckung bildete, wie das Neumayr in so genialer Weise erkannt und zusammenfassend dargestellt hat.

Im hochtatratischen Gebiete entstanden reine Kalke mit nur geringen Spuren von Thon, im subtatratischen Hornsteinkalke und Fleckenmergel, die in ihrem tieferen liasischen Theile, wenigstens in den Béler Alpen, noch ziemlich viel terrigenes Sediment einschliessen (vgl. I. Th., S. 681).

In beiden Regionen dürften die Meerestiefen zeitweilig ziemlich ausgeglichen gewesen sein, denn es kommen da wie dort identische Ablagerungen, z. B. Crinoidenkalke, knollige Ammonitenkalke vor. Die Hauptmasse der Gesteine ist aber verschieden. Wenn der, Radiolarien und Spongien führende Hornstein, der zu den regelmässigen und bezeichnenden Bildungen der subtatratischen Region gehört, thatsächlich dem Radiolarienschlick der Tiefsee entspricht, wie vielfach angenommen wird, so war das subtatratische Gebiet durchschnittlich eine Region grösserer Meerestiefe als das hochtatratische, wo neben Ammoniten- und Crinoidenkalken auch Bänke mit Gastropoden und namentlich auch Korallen vorkommen.

Im hochtatratischen Gebiete fehlen auffallender Weise die jüngsten Bildungen der Unterkreide, die als Chocsdolomit und Murankalk in der subtatratischen Region eine grosse Rolle spielen. Vielleicht ist das die Folge einer früheren Trockenlegung des hochtatratischen Gebietes [s. I. Th., S. 43 (683)]. Stellt man dieser Erscheinung an die Seite, dass das hochtatratische Gebiet vermuthlich eine Region geringerer Meerestiefe war und in der Trias eine Zeit lang vielleicht sogar trocken lag, so könnte man dies als ein Beispiel dafür hinstellen, dass bestimmte Regionen ihr ursprüngliches geodynamisches Verhalten längere Perioden hindurch festzuhalten suchen; ähnlich wie M. Bertrand den Nachweis erbracht hat, dass sich die Falten im Pariser und Londoner Becken immer an denselben Stellen gebildet haben.<sup>1</sup>

Der Wandel der Ablagerungstiefe einer grösseren Folge von Sedimenten ist kürzlich von G. Gürich<sup>2</sup> graphisch, durch eine Curve, dargestellt worden, deren Ordinaten die jeweilige Meerestiefe andeuten. Die Methode hat den Vortheil grosser Übersichtlichkeit und wird sich namentlich für Gegenden mit grossem Fossilreichtum empfehlen. Für die äusserst fossilarmen Ablagerungen der Tatra erschien mir ein derartiger Versuch noch verfrüht. Schwierigkeiten stehen solchen graphischen Darstellungen übrigens auch bei günstigerer Entwicklung der Ablagerungen entgegen. Die Facieslehre ist noch nicht genügend entwickelt, um die Bildungstiefe der Ablagerungen mit genügender Verlässlichkeit und Genauigkeit angeben, oder auch nur die Eintheilung in Bildungen des Strand, der küstennahen, der küstenfernen Flachsee und der Tiefsee in genügend zahlreichen Fällen vornehmen zu können. Zu dieser Schwierigkeit gesellt sich eine zweite: nicht immer gelingt es festzustellen, ob gewisse Faciesänderungen auf einen Wechsel der Meerestiefe und in diesem Falle, ob auf Verschiebung der Strandlinie (Meereswandel, J. Walther) oder auf Aufschüttung oder Bewegung des Meeresbodens, oder ob sie auf, davon ganz unabhängige Vorgänge am Festlande, Klimaschwankungen u. dgl. zurückzuführen sind. Oder es können Veränderungen in der Configuration des Festen und Flüssigen, Entfernung oder Aufrichtung von Barren eintreten, die ihren Einfluss weithin äussern, ohne Änderung der Meerestiefe an den Ablagerungsorten.

<sup>1</sup> Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France, 3. sér., XX, p. 118, 1892.

<sup>2</sup> Das Palaeozoicum im Polnischen Mittelgebirge. Verhdl. k. russ. mineral. Ges. S. Petersburg, XXXII. Bd., 1896, S. 429.

So könnte, um Beispiele anzuführen, die Verdrängung der Dolomitfacies der mittleren Trias durch den bunten Keuper einem Seichterwerden des Meeres zugeschrieben werden. Aber dieselbe Erscheinung könnten wir uns bei der auffallenden Ähnlichkeit des Karpathenkeupers mit dem bunten Keuper der germanischen und Polnischen Trias auch ohne Veränderung der Meerestiefe durch eine freiere Verbindung mit den deutschen und polnischen Keupergewässern, namentlich durch das Eindringen nördlicher Meeresströmungen, entstanden denken. Auch das Auftreten der Grestener Schichten über den Lithodendron- und Terebratelkalken der Kössener Schichten muss nicht unbedingt die Folge eines Meereswandels gewesen sein, sondern es liegen dieser Erscheinung vielleicht lediglich Vorgänge auf den benachbarten Festlandsgebieten, z. B. Verstärkung der Verwitterung und der Geschiebebildung zu Grunde. Um solche Fragen zu entscheiden, müsste man grosse Gebiete in ihrer Entwicklung und gegenseitigen Beeinflussung erforschen, eine Aufgabe, die vielleicht heute noch nicht mit vollem Erfolg ausführbar und auch nicht im Rahmen dieser Localstudie gelegen ist.

Wir beschränken uns also darauf, hervorzuheben, dass in der Tatra mit Rücksicht auf die Beschaffenheit und Folge der Sedimente zwei grosse Ablagerungsphasen unterschieden werden können: die erste, von der Permformation bis einschliesslich zur Tiefstufe des Unterlias, ist durch das Vorherrschen von continentalen Sedimenten, Thonen, Sanden und Conglomeraten, die zweite, vom Unterlias bis zur Unterkreide, durch die fast ausschliessliche Entwicklung kalkiger, organogener Sedimente gekennzeichnet. Diese dürften sich im Allgemeinen aus tieferem, jene aus seichterem Meere niedergeschlagen haben. Ferner scheint die Meerestiefe der subtatrischen Region zeitweilig etwas grösser gewesen zu sein als die der hochtatrischen. Die Aufschüttung mechanischer Absätze wurde zweimal durch dolomitische und kalkige Bildungen unterbrochen: in der mittleren Trias für längere, an der Grenze der Obertrias, im Rhät für kürzere Zeit. Ist für die Bildung des Dolomites der mittleren Trias wohl sicher eine Vertiefung des Meeres anzunehmen, so muss für die zweite Kalk-Episode im Rhät nicht nothwendiger Weise zu derselben Erklärung gegriffen werden. Diesem Wandel der ersten Phase steht gegenüber die Stätigkeit der zweiten, in der zwar auch ein gewisser Facieswechsel, aber unter Beibehaltung kalkigen Charakters herrscht und mechanisches Sediment nur untergeordnet beigemischt erscheint.

Soviel bisher bekannt, dürften die Verhältnisse der Sedimentirung, wie sie hier für die Tatra skizzirt sind, auch für einen grossen Theil der mittleren und westlichen Karpathen Geltung haben, nur ist zu bemerken, dass aus diesen Gebirgen mit Ausnahme der Klippenzone, in der die versteinungsreiche Ausbildungsweise (Neumayr's »subkarpathische« Facies) einigermaassen unserer hochtatrischen entspricht, bisher nur Bildungen von subtatrischer Facies beschrieben sind. In den Ostalpen findet die subtatrische Entwicklung, wenn man vom Keuper und von der Dolomit-Recurrenz der Unterkreide absieht, in der subalpinen ein ziemlich genaues Analogon. Bemerkenswerther aber ist die Ähnlichkeit der hochtatrischen Ausbildung mit der hochalpinen der Westalpen; wie in diesen der helle jurassische Hochgebirgskalk (Quintnerkalk, Troskalk) die Hauptmasse des Sedimentes bildet, so in der Tatra der hochtatrische Liasjurakalk. In beiden Gebieten ist die Trias nicht nur dürftig, sondern auch im Einzelnen ähnlich entwickelt, insofern Röthidolomit und Quartenschiefer der Westalpen der dolomitischen Wacke und den darüber liegenden Schiefen der hochtatrischen Region entsprechen. Die Grestener Schichten und Pisana-Sandsteine sind dagegen im Westen nicht vertreten. Vielleicht wäre hier noch an eine andere, allerdings fern liegende Ähnlichkeit zu erinnern; die hochtatrische Trias mit ihrem Versteinermangel, dem Vorherrschen rother Schiefer und Sandsteine und ihrer nach der Permformation hin schwankenden Abgrenzung bietet gewisse Beziehungen zu der central- und ostrussischen tatarischen Stufe.

Die bedeutsamen geodynamischen Veränderungen, die sich zu Beginn der Oberkreide auf einem grossen Theil der Erdoberfläche vollzogen, waren auch für die Entwicklung der Hohen Tatra mitbestimmend. Mit Beginn der Oberkreide tritt unser Gebiet, wie wohl auch das ganze Karpathengebirge, in eine Phase wiederholten Wechsels von Gebirgsbildung und Meeresingression, eine Phase der Wechselwirkung dieser Vorgänge, deren mannigfaltige Veränderungen mit der Passivität der einförmigen permisch-mesozoischen Sedimentirungs-Periode lebhaft contrastirt.

Wir mussten dem transgredirenden Auftreten und den gesammten Lagerungsverhältnissen der Oberkreide entnehmen (s. S. 77), dass nach Abschluss der Unterkreide (in weiterem Sinne) und vor Absatz der Oberkreide nicht nur die Faltung des Gebirges begonnen, sondern das gehobene Gebiet auch schon ein Denudationsrelief angenommen hatte. Das vordringende Meer der Oberkreide fand, wie es scheint, ein karstartiges Kalkgebirge vor, in dessen Vertiefungen es thonig-sandig-mergeliges Sediment absetzte. Nirgends liegt die Oberkreide unmittelbar auf dem Urgebirge, somit dürfte die Tatra zur Oberkreidezeit ein homöomorphes Gebirge gebildet haben, dessen Urgestein noch von den mesozoischen Felsarten bedeckt war. Für eine Bestimmung der Intensität der mittelcretacischen Faltung konnten keine Anhaltspunkte gewonnen werden; von den später stark prononcirten Falten war vielleicht nur die erste Anlage vorhanden. Dass sich die Hauptmasse der Oberkreidemergel nahe der Hauptwechselfläche in der Mulde  $S_2$  vorfindet, könnte vielleicht dahin gedeutet werden, dass sich hier nahe der Grenze der subtrischen Zone in der später am stärksten überschobenen Partie schon damals eine tiefere Mulde angelegt hatte, die am meisten Sediment aufnehmen konnte. Nichts deutet auf eine qualitative Verschiedenheit, wenn man so sagen darf, zwischen der mittel- und nachcretacischen Faltung, und so dürfte diese in gleichem Sinne gewirkt und gleichsam nur eine Fortsetzung jener gebildet haben. Sind diese Vorstellungen über die Bedeutung der mittelcretacischen Faltung mehr oder minder hypothetisch, so steht dagegen eine Thatsache fest: die Überschiebungen sind erst ein Werk der voreocänen Hauptfaltung, denn die Oberkreide wurde von diesen Überschiebungen mitbetroffen, wie das namentlich aus den Aufschlüssen des Tycha-Thales deutlich und unzweifelhaft hervorgeht.

Die Oberkreide der Tatra enthält keine groben Gerölle oder grössere Sandmassen, die auf Abrasion hindeuten würden, sondern es herrscht überall von der tiefsten bis zur obersten Schicht ein und derselbe einförmige, thonige, pyritreiche Mergel, ein Sediment, wie es in stillen, brandungslosen Buchten oder halbgeschlossenen Lagunen erwartet werden kann. Im Gegensatz dazu ist die Oberkreide der Klippenzone reich an Conglomeraten und so scheint man annehmen zu sollen, dass sich an diesem Inselbogen die Kraft der von Norden her vordringenden Brandung gebrochen habe. Kam das Oberkreidemeer von Norden, so wird auch der hercynische Charakter der Sedimente wie auch der Fauna wohl verständlich, der mit dem mediterranen Typus der meisten anderen karpathischen Bildungen lebhaft contrastirt.<sup>1)</sup> Weiter südlich, im Inneren Ungarns zeigt die Oberkreide mediterranen Charakter, hier war eine Verbindung mit dem südlichen Meere vorhanden und eine breite Festlandszone trennte, wenigstens auf weite Strecken, das südliche vom nördlichen Gebiete. Ähnliche Verhältnisse bieten übrigens zu dieser Zeit auch die Ostalpen; die Oberkreide der Flyschzone besteht ebenfalls nur aus Anlandungen des hercynischen Meeres, während weiter südlich die Gosaubildungen mediterran entwickelt sind. Nur scheint in den Ostalpen die Grenze weniger scharf gewesen zu sein als in den Karpathen. Selbst in dem viel südlicher gelegenen Kaukasus zeigt die Oberkreide am Nordabhange nordischen Typus und bietet so eines von den zahlreichen Beispielen, die beweisen, dass die Verbreitung der Faunen nicht nur von der geographischen Breite, sondern vorwiegend auch von den Meeresverbindungen abhängt.

Die Ablagerungen der Oberkreide stehen in der Tatra an keinem Punkte mit dem Eocän in Verbindung oder auch nur in Berührung. Die obercretacische Sedimentirung wurde durch neuerliche Faltung unterbrochen: diese jüngere Faltung, von der zugleich mit den älteren Sedimenten auch die Kreidemergel ergriffen wurden, fand vor Ablagerung des Eocän statt und ist zweifellos als die Hauptfaltung des Tatragebirges zu betrachten. Nicht das Miocän, wie man früher in unrichtiger Verallgemeinerung der in den Alpen gemachten Wahrnehmungen angenommen hat, sondern die Wende zwischen Oberkreide und Eocän war die Periode, in der die permisch-mesozoischen Ablagerungen der Karpathen oder zum Mindesten der Tatra die Haupterhebung erfahren haben. Die ältere Anschauung fand seinerzeit willige Aufnahme und wird wohl auch jetzt noch vielfach getheilt. Daher möchte ich wiederholen, was zur Begründung der hier vertretenen Ansicht geführt hat.

<sup>1)</sup> Sitzungsber. kais. Akad. 106. Bd., S. 190, Wien, 1897. Jahrbuch geol. Reichsanst. 1890, S. 785.

Die Nummulitenkalke, Conglomerate und Breccien enthalten bald gerundete, bald eckige, kleine und grosse Bruchstücke aller älteren tatrischen Felsarten, und zwar an jedem Punkt vorwiegend Bruchstücke und Gerölle desjenigen Gesteines, das gerade die Unterlage bildet [s. I. Th., S. 38, 39, (678, 679)]. Von den Gesteinen, auf denen die Nummulitenkalke aufliegen, sind sie scharf geschieden, dagegen nach oben mit den Schiefen und Sandsteinen des oberen Eocän durch allmähliche Übergänge und Wechsellagerung verbunden. Von den Oberkreidemergeln räumlich getrennt, erscheinen sie am Nordsaum der Tatra als ein regelmässiges schmales Band, das zwar dem Hauptstreichen der Kalkzone ungefähr gleichläuft, das auch, wie die älteren Gesteine nach Norden geneigt, aber trotzdem mit der Unterlage nicht regelmässig verbunden ist. In Wirklichkeit schneidet das Band des Nummulitenkalkes und Conglomerates verschiedene, an den Nordrand herantretende ältere Gesteinszonen, und der Parallelismus des Hauptstreichens des Eocän mit den älteren Gesteinen, sowie die gleiche Schichtneigung finden darin ihre Erklärung, dass durch die ostwestliche Streichungsrichtung der Kalkzone die Richtung der Küstenlinie zwischen dem gefalteten Gebirge und dem Eocänmeere vorgeschrieben war und der Absatz der Eocänbildungen entlang der ziemlich geradlinigen Küste auf den nach Norden gesenkten Kalkbänken des älteren Gebirges in ursprünglich geneigter Form erfolgen musste. Noch deutlicher, als aus dem Hauptbande, geht die Discordanz des Eocän aus den kleineren, von diesem abgesprengten Partien, hervor, die als ringsum denudirte kleine Inseln im älteren Gebirge auf verschiedenen Bildungen auflagern, am besten jedenfalls aus der kleinen Kuppe von kalkigem Nummuliten-Conglomerat, das nördlich der Palénica (Zuberec) unmittelbar auf Granit aufrucht (s. Fig. 42).

Die Rolle des Eocän als transgredirende Formation haben denn auch die Reichsgeologen in den Karpathen schon frühzeitig erkannt, und F. v. Hauer sagt von diesen Eocän-Gebilden, dass sie in den Westkarpathen eine analoge Rolle spielen, wie die Gosauablagerungen in den nordöstlichen Alpen.<sup>1</sup>

In den Perioden vor Absatz der Oberkreide und vor und während des Absatzes des Eocän wurde das zu bedeutender Höhe gehobene Gebirge denudirt. Dass schon damals, vor Ablagerung des Eocän, das Tatragebirge, soweit es sich um die krystallinische und die Kalkzone handelt, im Allgemeinen die Gestalt von heute erhalten hatte, geht mit, wie mir scheint, unbezweifelbarer Sicherheit aus dem Umstande hervor, dass das Eocänband am Nordrande aus Galizien gleichmässig in die Arva streicht, also aus dem Theile, wo die Kalkzone sich an das krystallinische Urgebirge (Tatra) anlehnt in denjenigen, wo die Gebirgskette ausschliesslich aus Kalkbildungen zusammengesetzt ist (Chocs-Prosecsno-Zug). Wäre die Umbiegung der Kalkzone am Westrande in geologisch jüngerer Zeit erfolgt, müssten ja die Eocänkalke sie mitmachen. Ebenso entscheidend ist in dieser Beziehung das Vorkommen des Nummuliten-Conglomerates auf dem Granit bei Zuberec, das ganz nahe dem Westrande der krystallinischen Axe gelegen ist und damit den Beweis liefert, dass nicht nur die Umbiegung der Kalke am Westrande der Tatra, sondern auch deren theilweise Denudation vor Absatz des Eocän erfolgt sein musste. Der Granit der Centralaxe war schon vor Absatz des Eocän an einer Stelle, die nur wenige Meter von der heutigen Contactfläche zwischen Granit und Mesozoicum entfernt ist, frei von jeglicher Auflagerung, so dass sich das kalkreiche Nummuliten-Conglomerat unmittelbar auf dem Granit ablagern konnte.

Dieser Beweis erfährt durch die Lagerungsverhältnisse des Alttertiärs zwischen Tatra und Klippenzone eine wichtige Ergänzung: hier breitet sich das Alttertiär flach schüsselförmig aus, es wird wohl, namentlich in der nördlichen Parthie, von zahlreichen kleineren Brüchen durchschnitten, zeigt wohl auch Spuren einer untergeordneten Knickung, aber nirgends sind Andeutungen von wirklichen Falten vorhanden, wie ein Blick auf den Durchschnitt Taf. II b, Fig. 5 erkennen lässt. So erweist sich's, dass die Periode vor Absatz des eocänen Nummulitenkalkes nicht nur die Hauptfaltungsperiode der Tatra bildete, sondern dass auch nach Absatz des Alttertiärs keine nennenswerthen Faltungsbewegungen in der Tatra und ihrer nächsten Umgebung stattgefunden haben.

Wenn hier die voreocäne Hauptfaltung von der obercretacischen Faltung ausdrücklich unterschieden wird, so geschieht es nur, um die Perioden der lebhaften Bewegung anzudeuten. Vielleicht war auch die

<sup>1</sup> Jahrb. geol. Reichsanst. 1869, 19. Bd., S. 530.

Zwischenzeit während der Ablagerung der Oberkreide keine Periode vollkommener Ruhe, sondern nur eine Periode der Abschwächung der gebirgsbildenden Vorgänge: das würde unseren Vorstellungen von der Wirksamkeit dieser Kräfte besser entsprechen, als die Annahme absoluten Stillstandes. Aber praktisch genommen, bedeutet eine solche Abschwächung doch eine Art Unterbrechung. Mit der Hauptfaltung war eine Continentalperiode verbunden, die bis zum Einbruch des mitteleocänen Meeres andauerte und demnach ungefähr die Zeit des Untereocän ausgefüllt haben dürfte. Sie hat in den Resten von Landpflanzen, die bei Turek an der Basis des Nummulitenkalkes und bei Gombosi vch gefunden sind, ferner im Kohlenlager von Vaszec am Nordrand der Niederen Tatra, Spuren hinterlassen.

Die Niederungen zwischen den gefalteten Erhebungszonen, der Hohen und Niederen Tatra und dem Klippenbogen bildeten die natürlichen Recipienten des Eocänmeeres, das die Klippenzone bedeckte, das Tatragebirge umgab und sich bis zum Nordabfall der Niederen Tatra ausbreitete. An der Niederen Tatra war die Küstenlinie mehrfach gebuchtet, im Gegensatz dem ostwestlich geradlinigen Küstensaume der Hohen Tatra. Auf den mitteleocänen Strandbildungen lagerten sich mit regelmässigen, ebenflächigen Bänken die Sandsteine und bituminösen Schiefer des jüngeren Alttertiär ab. Sowenig sind die unteren Partien dieser, wohl mehr als 400 *m* mächtigen Schichtgruppe von den oberen verschieden, dass man meinen möchte, sie müssten sich stets in ungefähr gleichbleibender Meerestiefe bei ansteigender Strandlinie abgesetzt haben. Wahrscheinlich wurde hierbei auch die Zone der Strandconglomerate gebirgswärts in immer höhere Horizonte verschoben und die kleine Partie von Nummulitenbreccie auf dem Granit bei Zuberec, die sich in der vergleichsweise bedeutenden Höhe von ca. 1400 *m* befindet, könnte möglicher Weise ein Rest dieser später wieder grösstentheils denudirten Strandbildungen sein. Jedenfalls waren zur Zeit des jüngeren Alttertiär viel grössere Theile des Gebirges vom Meere überzogen, als bei Beginn dieser Periode; die Inseln mesozoischer Gesteine, die sich bei Rauschenbach nördlich und am Hradok etc. südlich der Hohen Tatra vorfinden und an deren Aussenrand Nummulitenkalk anlagert, wurden wie die Klippenzone gänzlich unter Sand und Thon begraben, desgleichen grosse Theile des Chocs-Prosecsno-Zuges und der tatriscen Kalkzone. Die Sandsteine und Schiefer des jüngeren Alttertiärs enthalten in mehreren Horizonten Conglomeratlagen, deren gerundete Bestandtheile meistens kleiner als faustgross und als tatriscen Gesteine kennbar sind. Diese Conglomerate führen häufig abgerollte oder zerbrochene Nummuliten, die von G. Stache als auf zweiter Lagerstätte befindlich angesprochen wurden. Es wäre sehr wohl denkbar, dass sie von jenen Anlandungen der steigenden Strandlinie her zeitweilig in das Flyschmeer eingeflösst wurden, während die Hauptmasse der thonig-sandigen Sedimente des Flysch allem Anscheine nach nicht tatriscen Herkunft ist.

Nach Ablauf des Flyschmeeres trat eine Senkung des mit terrigenen Sedimenten beladenen Gebietes der Niederungen ein. Am Nordrande der Hohen Tatra und der Rauschenbacher Insel scheint diese Senkung in breiter Zone, am Südrande der Tatra und der Klippenzone dagegen an einem scharfen Randbruche erfolgt zu sein, worauf wir weiter unten noch zurückkommen werden. In diesem Zeitabschnitte und nachher wurden die höheren Gebirgspartien durch Denudation von den auflagernden Flyschmassen befreit, die Strandbildungen, deren höchste in ca. 1400 *m* erhalten blieb, wurden bis zu diesem Niveau herab gänzlich und unterhalb desselben theilweise entfernt, und so wurde allmählich der gegenwärtigen Configuration entgegengearbeitet.

Grundverschieden waren dagegen die Vorgänge in den Flyschablagerungen nördlich der Klippenzone und in dieser selbst. Findet man den Flysch südlich der Klippenzone bis zur Tatra flach gelagert, ungefaltet und nur von untergeordneten Verwerfungen durchschnitten, so unterlag er nördlich der Klippenzone bis an den Nordrand wie bekannt einer intensiven Faltung, die im Allgemeinen Schuppenstructur mit Überneigung der Schichten nach Norden zur Folge hatte. Ein auffallender schroffer Gegensatz entwickelt sich so zu beiden Seiten der Klippenzone: im Norden erscheinen die alttertiären Sandsteine zu, bis zu 1200—1300 *m* hohen, die Klippenzone bedeutend überragenden Bergen gestaut und im Kleinen wie im Grossen stark gefaltet, im Süden liegt eine Bank eben und regelmässig auf der anderen, ohne Spuren von Faltung, ein flaches, ganz allmählich ansteigendes Gelände zusammensetzend. Die Bewegung, die das ganze Flyschband nördlich der Klippenzone so mächtig ergiffen hat, setzt schon in dieser Zone an. Nur die grossen

Klippen bewahren hier die nördliche Fallrichtung, conform der Kalkzone der Tatra, die kleinen, die der Bewegung weniger Widerstand boten, nehmen zugleich mit den sie einhüllenden Flyschschichten die südliche Neigung an, die im ganzen Flyschgebiete nördlich davon bis an den Karpathennordrand vorherrscht.

Am Schlusse des Alttertiärs erscheint das Flyschmeer bis nahe an den Nordrand der Karpathen hinausgedrängt. Nur hier finden sich jene eigenthümlichen salzreichen Ablagerungen von flyschartigen Gesteinen, die gemeinhin der ersten Mediterranstufe des Miocän zugeschrieben werden. Aber schon in der zweiten Mediterranstufe gewinnt das Meer neuerdings an Ausdehnung; im alttertiären Flyschgebiete Westgaliziens tauchen da und dort Reste von Tegel-, Sand- und Kohlenablagerungen mit zahlreichen Versteinerungen der II. Mediterranstufe auf, die beweisen, dass das Meer dieser Stufe, wenigstens in Westgalizien, bis in das Herz der Waldkarpathen vorgedrungen war. An der südlichsten von diesen Stellen, bei Sandec, liegt das Miocän horizontal über gefaltetem Flysch: somit ist auch die Faltung des Flyschgebietes älter als die zweite Mediterranstufe, und der jungmiocänen Faltungsperiode, der man vordem die Hauptaufthürmung der Karpathen zuschrieb, bleibt lediglich der Karpathennordrand als Domäne vorbehalten. Am äussersten Nordsaum wirkte diese Faltung, deren Spuren namentlich in den subkarpathischen Salzbergwerken verfolgt werden können, äusserst intensiv, und zwar in demselben Sinne, wie die Flyschfaltung. Auch die transgredirenden Lappen der II. Mediterranstufe südlich vom Nordrande sind von dieser Bewegung noch betroffen, aber schon minder intensiv, und so scheint diese Faltung nach Süden hin ausgeklungen zu sein, ohne die Mittelzone der Flyschkarpathen (in der Gegend von Sandec) erreicht zu haben.

Wenn diese, schon an anderen Orten veröffentlichten<sup>1</sup> Erscheinungen hier nochmals zur Sprache gebracht wurden, so geschah es zur Vervollständigung des geologischen Entwicklungsbildes der Centralkarpathen. Mit seltener Klarheit tritt hier nicht nur wiederholte und unterbrochene Gebirgsfaltung in die Erscheinung, sondern auch eine Art zonaren Wanderns der Faltung. An die archäische Kernmasse lagern sich aussen die Bildungen der permisch-mesozoischen Reihe als erstes, die Klippenzone noch mitumfassendes Band an, dann folgt der Ring der obercretacisch-alttertiären Flyschbildung, und endlich als letzter Ansatz das Miocänband am Nordrande. So wie diese Bildungen der Zeit und dem Orte nach auf einanderfolgen, so macht auch jede ihre eigene Faltung mit, und was von jüngeren Bildungen im Bereiche der älteren abgelagert wurde, erscheint den jüngeren Bewegungen gleichsam entrückt. So war der Flysch im Umkreise der Hohen Tatra vor der Flyschfaltung, das Miocän im Flyschgebiete bei Sandec vor der Miocänfaltung bewahrt, dagegen waren diese Gebiete der Bruchbildung ausgesetzt.<sup>2</sup>

Die Bruchbildung nach Ablauf der Alttertiärzeit beschränkte sich auf das Gebiet der Niederungen im Süden, Norden und Osten der Tatra. Im Bereiche der Kalkzone und der Centralaxe fehlen Spuren späterer Bruchbildung, nur am Rande traten Brüche und posthume Nachsenkungen längs der durch die Hauptfaltung geschaffenen Linien ein, wodurch das Gebirge aus seiner Umgebung noch schroffer und höher hervortrat. An den Bandbrüchen kommen an mehreren Stellen Thermen und Sauerquellen hervor (Rauschenbach, Lucsky, Säuerling am Ausgange der Mala Bela, Jaszczurówka, vielleicht auch die Sauerquellen von Schmecks). Die für die Karpathen so charakteristischen Trachytausbrüche fehlen in der Tatra, dagegen erscheinen sie in der Klippenzone bei Kroszienko, Czorsztyn und Szczawnica, circa 21 km nördlich vom Tatarande.

Für viele der hier hervorgehobenen Hauptzüge der geologischen Entwicklung finden wir in den viel genauer bekannten Alpen Analogien; so vor Allem für die mehrfach unterbrochene Faltung, die schon seit Lory's Untersuchungen in der Dauphinée für die Alpen in Anspruch genommen wird. Auch in den Alpen bilden: Continuität der Meeresablagerungen vom Perm bis zum Schluss der Unterkreide, Maximum der

<sup>1</sup> Jahrbuch geol. Reichsanst. 1890, S. 810, Jahrbuch geol. Reichsanst. 1894, S. 197.

<sup>2</sup> Am Südrande des krystallinischen Zips-Gömörer Erzgebirges liegt bei Rosenau ein ausgedehntes mesozoisches Kalkplateau (ungar. Karst). Wäre die Lagerung hier wirklich so flach, als es nach den geologischen Karten den Anschein hat, so wäre dies ein Beweis dafür, dass auch die obercretacische Faltung auf die inneren Theile des Gebirges weniger eingewirkt hat, als auf die äusseren Zonen.

Meeresbedeckung zur Zeit des Oberjura, vorpermische Faltung, Transgression der Oberkreide, Erscheinungen, die so allgemein bekannt und anerkannt sind, dass sie näherer Nachweise umsoweniger bedürfen, als die in den letzten Jahren über grössere Theile der Alpen erschienenen Arbeiten sich eingehend mit diesen Fragen beschäftigen.<sup>1</sup> Auch die Transgression des Eocän ist mehrfach nachgewiesen, aber wohl nicht so allgemein angenommen, wie die oben erwähnten Erscheinungen. Seitdem das Vordringen des Eocänmeeres selbst bis an die Centralzone der Radstädter Tauern nachgewiesen ist, dürfte übrigens die Bedeutung auch dieser Transgression keinem Zweifel mehr begegnen.<sup>2</sup> Bei näherer Vergleichung der Erscheinungen ergeben sich allerdings beträchtliche Abweichungen, sowohl zwischen einzelnen Theilen der Alpen, als auch zwischen diesen und der Tatra. Von diesen Abweichungen beruhen einzelne vielleicht nur auf mangelhafter Beobachtung, andere bringen vielleicht nicht so sehr Unterschiede der Entwicklung, als der schulmässigen oder individuellen Deutung zum Ausdruck, aber andere entsprechen den Thatsachen und beweisen die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen auch auf dem Gebiete der Gebirgsbildung.

Es ist hier nicht der Ort, um einzelne Theile der Alpen nach dieser Richtung hin mit einander zu vergleichen, wir wollen auch nicht alle Momente, die sich aus der Geologie der Tatra ergeben, hier erwägen, da dies bei der unvollständigen Kenntniss der einschlägigen Thatsachen zu keinem bestimmten Ergebnisse führen könnte, sondern werden uns auf einige besonders markante Differenzen beschränken.

Während wir die voreocäne als die Haupt-Faltungsperiode der Tatra ansehen mussten, wird diese Rolle von vielen Autoren, auch solchen, die ältere Faltungen anerkennen, in den Alpen der jungmiocänen oder pliocänen Faltung zugeschrieben. Auf der anderen Seite wird, namentlich in den Ostalpen, wo man die Transgression und Faltung der Oberkreide stets entsprechend würdigte, die vor-obercretacische (mittelcretacische) Faltung in gewisser Hinsicht als bedeutungsvoller angesehen, als sich dazu in der Tatra Anlass bietet. So bedeckt nach E. v. Mojsisovics die Gosauformation der Nordalpen Bruchlinien, die für den Gebirgsbau von einschneidender Bedeutung sind; ähnlich lässt A. Rothpletz,<sup>3</sup> der im Übrigen das Pliocän als Hauptfaltungsperiode betrachtet, das Cenoman bei Füssen eine Bruchlinie überlagern, und A. Bittner<sup>4</sup> schloss aus dem Auftreten der Gosauschichten an der Bruchlinie Buchberg-Windischgarsten, dass das Kalkgebirge schon während der Oberkreideperiode in annähernd gleicher Gestaltung wie später bestanden haben müsse. In den Ostalpen scheinen also die Hauptbruchlinien der permisch-mesozoischen Schichtreihe älter zu sein als die Oberkreide, in der Tatra dagegen ist die Oberkreide von den Überschiebungen zweifellos mitbetroffen, diese sind also sicher jünger als die Bruchlinien.

Übrigens bestehen in dieser Richtung auch in den Karpathen Unterschiede zwischen einzelnen Theilen des Gebirges. Während z. B. in der Tatra die Oberkreide auf Granit nicht bekannt ist und das archaische Urgebirge zur Oberkreidezeit noch nicht entblösst gewesen zu sein scheint, greift in den Ostkarpathen die Oberkreide in weiten Decken auf das Urgebirge über, ähnlich wie auch die Gosauformation in den Ostalpen bis in die krystallinische Centralzone eindringt, wie das z. B. an der Kainach in Steiermark der Fall ist.

Welche Bedeutung den einzelnen Faltungsphasen für den Gesamtbau zukommt, lässt sich in den Karpathen, wie es scheint, namentlich deshalb sicherer beurtheilen, weil hier die breite Entwicklung der einzelnen Zonen die Erkenntniss ebensowohl erleichtert, als das Gedrängtsein der Falten und Zonen in den Alpen sie erschwert.

In den vorhergehenden Zeilen wurde der Versuch gemacht, die geologische Entwicklungsgeschichte des Tatragebirges in den Hauptzügen zu verfolgen. Dabei blieben gewisse tektonisch-genetische Verhältnisse nicht gewürdigt, denen wir nun speciell gerecht zu werden trachten wollen.

<sup>1</sup> Vergl. namentlich C. Diener, Gebirgsbau der Westalpen, 1891; F. Frech, Karnische Alpen, 1894; Rothpletz, Querschnitt durch die Alpen, Stuttgart 1894, S. 192—200; W. Kilian, Montagne de Lure, Paris 1889. F. Teller, Erläuterungen zur geolog. Karte der Karnischen und Julischen Alpen, 1896, S. 146, 149.

<sup>2</sup> E. v. Mojsisovics, Über das Auftreten von Nummulitenschichten bei Radstadt, Verhdl. geol. Reichsanst. 1897, S. 215.

<sup>3</sup> Querschnitt durch die Alpen, Stuttgart 1894, S. 191.

<sup>4</sup> Verhdl. geol. Reichsanst. 1887, S. 98.

Das Tatragebirge stellt sich, wie eingangs dieses Abschnittes bemerkt wurde, als ein aus seinem ursprünglichen Zusammenhange herausgehobenes, isolirtes Theilstück der Karpathen dar. Man braucht vom Südrande 10, vom Nordrande 15 *km*, um über flaches Alttertiärland wieder auf zusammenhängende Faltenzüge von permisch-mesozoischen Felsarten zu stossen, und vom Ostrand gelangt man erst nach 43 *km* zu der archaisch-mesozoischen Scholle des Braniszko-Gebirges. Die Flyschauflagerung entzieht also im Umkreise der Tatra viel mehr vom alten Gebirge unserer Kenntniss, als jetzt an der Oberfläche der geologischen Beobachtung zugänglich ist. Befinden sich unter der alttertiären Auflagerung hochgradig gefaltete Ketten, ähnlich denen der Tatra, die erst niederbrechen oder sich senken mussten, um dem Eocänmeer Zugang zu schaffen, oder bilden die mesozoischen Gesteine daselbst eine flache oder nur schwach gefaltete Decke? Über diese Cardinalfrage muss vor Allem Rechenschaft gegeben werden.

Alle Vorstellungen über den geologischen Bau dieser, unter der alttertiären Auflagerung verborgenen Gebiete müssen an die kleinen Inseln mesozoischer Gesteine bei Rauschenbach im Norden, bei Pribilina und am Fusse des Krivan im Süden der Tatra anknüpfen, da diese Inseln als die Reste jener unter Flysch begrabenen Gebiete einzig directe Beobachtungen ermöglichen. Trotz Kleinheit und schlechten Aufschlüssen sichern sie doch gewisse Ergebnisse. Betreffs der Insel von Rauschenbach<sup>1</sup> konnte im Jahre 1891 festgestellt werden, dass die Lagerung hier im Allgemeinen ziemlich flach ist und Spuren energischer Faltung vermisst werden, und ein damit übereinstimmendes Resultat ergab die Untersuchung der mesozoischen Inseln südlich der Tatra. Die Überlagerung dieser mesozoischen Schollen durch flach liegende, wenig gestörte Nummulitenkalke und Conglomerate beweist ferner, dass dieser Zustand schon in der vor-eocänen Periode bestanden hat, und dass seither nur theilweise und verschieden starke Senkungen eingetreten sind.

Da kein Grund vorliegt, um den durch Alttertiär verdeckten Theilen dieser Gebiete einen wesentlich anderen geologischen Bau zuzuschreiben, als den von dieser Decke entblössten, so ist man wohl berechtigt, an Stelle der Flyschdecken zwischen Niederer und Hoher Tatra und zwischen dieser und der Klippenzone ziemlich flach gelagerte und wahrscheinlich nur schwach gefaltete mesozoische Schollen einzufügen. Auf diese Weise ergibt sich folgende Vorstellung über die Gestaltung der Falten südlich und nördlich der Hohen Tatra nach Abschluss der Hauptfaltung:

Eine Haupterhebung bildet südlich der Hohen Tatra die krystalline Axe der Niederen Tatra (das Djumbir- und Kralowa Hola-Gebirge); an diese schliessen sich nördlich Falten, ähnlich denen der Hohen Tatra, aber wohl etwas weniger intensiv, an, die sich nach Norden senken und schliesslich in ein schwach undulirtes Gebiet ausklingen, aus dem als zweite noch stärkere Hebung das krystalline Urgebirge der Hohen Tatra hervorspringt. Auch hier senken sich die Falten nach Norden, um ebenfalls in eine breite Zone geringer Hebung auszulaufen. Endlich erscheint als dritte und schwächste Hebungszone der Klippenbogen, und bei den mächtigeren Klippen, die die ursprüngliche Lagerung der Hauptfaltungsperiode bewahrt haben, zeigt sich ebenfalls der Steilabfall im Süden und Senkung der Schichten nach Norden. Sonach schalten sich in den Centrankarpathen zwischen Niedere und Hohe Tatra, zwischen diese und den Klippenbogen, breite Austönungszonen ein, deren flache Lagerung auf ein allmähliges Ausklingen der nur in schmalen Faltenzonen sich heftig und gleichsinnig äussernden Massenbewegung hinweist (s. Taf. II, Fig. 6).

Vor Ablagerung des Eocän erhoben sich die ungefähr parallelen Ketten der Hohen Tatra und des Klippenbogens (die »parallelen Hebungen« Zeuschner's) aus gleichartig zusammengesetztem und wenig gefalteten Lande, und so könnte man sie auch als *Parmas* im Sinne der Nomenclatur von E. Suess<sup>2</sup> bezeichnen.

Von der Austönungszone der Hohen Tatra ist einzig die Rauschenbacher Insel im Niveau der jetztzeitlichen Denudationsfläche erhalten; etwas zahlreicher sind die Reste der Austönungszone der Niederen Tatra, die bis an den Südrand der Hohen Tatra reichen, und es sind gerade zumeist die jüngsten Bildungen der

<sup>1</sup> Jahrbuch geol. Reichsanstalt 1891, XLI., S. 437—442.

<sup>2</sup>) Antlitz der Erde, I., S. 645, 774.

mesozoischen Serie, Chocsdolomit und Neocomfleckenmergel, die hier mit dem Granit und Gneis in Contact stehen. Dass diese Thatsache geologisch bedeutungsvoll ist, hat schon F. v. Hauer's Scharfblick erkannt. Man scheint früher die mesozoischen Inseln am Südrande der Tatra für die Reste einer südlichen »Kalkzone« der Hohen Tatra gehalten und hierin einen Beweis gegen die von E. Suess behauptete Einseitigkeit der Karpathen erblickt zu haben; dagegen bemerkt F. v. Hauer, dass gegen eine solche Auffassung die Erscheinung spreche, »dass im Westen sowohl wie im Süden, wo man derartige isolirte Partien von Sedimentgesteinen in unmittelbarem Contact mit den krystallinischen Felsmassen beobachtet, es nicht die ältesten in der Tatra entwickelten Formationsglieder, die Quarzite, sondern Kalksteine der Trias-, der Lias-, ja selbst der Kreideformation sind«. Ferner entwickelt F. v. Hauer eine Vorstellung vom Baue der westkarpathischen Ketten, die einige Berührungspunkte mit der oben vertretenen Auffassung aufweist und von der hier Kenntniss zu nehmen ein gewisses Interesse bietet. F. v. Hauer erkennt ein gewisses Abhängigkeitsverhältniss zwischen den älteren Sedimentgesteinen und den krystallinischen Centralstöcken. »Meist einseitig, und zwar an der Nordwest- oder Nordseite der Centralstöcke kommen stets die ältesten Schichten zum Vorscheine. Nur ausnahmsweise bilden die Sedimentgesteine einen auch auf der Südseite der krystallinischen Centralstöcke fortlaufenden Ring; diese Südseite stösst vielmehr häufig unmittelbar an jungtertiäre oder diluviale Ablagerungen oder aber kommt mit den höheren Formationsgliedern derjenigen Gruppe von Sedimentgebilden in Contact, welche der nächst südlicher gelegenen Centralmasse angehören. Sämmtliche Centralmassen kann man daher als isolirt, und zwar meist als einseitig emporgehobene Schollen betrachten, die im Süden oder Südosten durch eine Bruchlinie begrenzt sind, während sie nach Norden mit grösserer oder geringerer Regelmässigkeit ihren ursprünglichen Bau noch erkennen lassen.«<sup>2</sup> F. v. Hauer rechnet also jene Kalkinseln am Südrande der Hohen Tatra, die wir als Austönungszone der südlich gelegenen Niederen Tatra auffassen, ebenfalls zur Niederen Tatra, und er erblickt in diesem Südrande einen Bruchrand. In der That kann das Angrenzen des jüngeren Alttertiärs an den Südrand der Tatra an langer Linie nur als Folge eines Bruches in der Zeit nach Ablagerung des Alttertiärs betrachtet werden, denn läge hier Anlagerung vor, wie am Nordrande, dann müsste ein Band von Nummulitenconglomerat zwischen Urgebirge und jüngerem Alttertiär verlaufen, entsprechend dem Eocänbände des Nordabhanges.

An dieser Bruchlinie ist nicht nur das Gebirge südlich der krystallinischen Centralmasse der Hohen Tatra, sondern auch das Gebirge südlich vom Kalkzuge des Prosecsno und Chocs niedergegangen, so dass nun die jüngsten Schichten des Alttertiärs an das archaisch-mesozoische Gebirge anstossen. An dieser Senkung müssen auch jene oft erwähnten mesozoischen Inseln und die daran und darüber gelagerten Nummulitenconglomerate theilgenommen haben, denn es ist ein und dieselbe durchlaufende Linie, an der das Mesozoicum wie das Alttertiär an das Krystallinische angrenzt, nur war diese Senkung in den kleinen Partien, wo jetzt mesozoische Felsarten zum Vorscheine kommen, offenbar viel geringer. Dieser Bruch erklärt es, warum die Strandconglomerate der Nummulitenkalkstufe nur auf der Nordseite der Tatra in fortlaufendem Bände, auf der Südseite aber nur da zu sehen sind, wo mesozoische Kalkhorste erhalten blieben. Die geringen Lagerungsänderungen der Nummulitenkalke im Süden der Tatra beweisen, dass ausser diesen Senkungen und Brüchen beträchtliche Veränderungen seit Ablauf der Hauptfaltung nicht vor sich gegangen sind und dass schon damals junges Mesozoicum unmittelbar an Gneis und Granit angrenzte, und so erhebt sich weiter die Frage, welcher Art dieser Contact gewesen ist.

Bedenkt man, dass die Falten der Hohen Tatra sich von Norden nach Süden zu immer grösserer Höhe erheben, wobei immer ältere Bildungen in den Anticlinalzonen zum Aufbruche gelangen, bedenkt man ferner, dass schon in der dritten Anticlinalzone (von Norden gerechnet) Granit und Gneis hervorkommen und dass mit Abschluss der Hauptfaltung und vor Ablagerung des Eocän die Centralmasse erhoben und freigelegt war, so kann man im Sinne des ganzen Bauplanes der Tatra in dieser Centralmasse unmöglich etwas Anderes erblicken, als eine vierte, am stärksten und mächtigsten emporgewölbte Anti-

1) Jahrbuch geol. Reichsanst. 1869, XIX. Bd., S. 502.

2) l. c. p. 506.

clinal, wie das vorgreifend schon in einem früheren Abschnitte bemerkt wurde. Erscheinen für diese Auffassung die rechteckige Form der Centralmasse, die der üblichen Vorstellung der sich nach beiden Enden hin ausspitzenden Anticline nicht entspricht, und die südliche Fallrichtung der Gneise der Südseite befremdend, so ist auf die Verhältnisse des fast quadratischen Urgebirgsaufbruches des Goryczkowakammes bei Zakopane hinzuweisen, der im Kleinen ein Bild des Aufbruches der Centralaxe bietet und so die Erscheinungen derselben zu verstehen hilft. Sowie der Goryczkowa-Aufbruch eine südlich geneigte Gneiszone enthält, obwohl er einer nach Norden einfallenden Aufbruchzone angehört, so ist das auch bei der Centralaxe der Fall, und so wie der Goryczkowa-Aufbruch nur an der Nordseite die regelmässige Folge der jüngeren Sedimente trägt, an seinem Westrande aber an einer scharfen nordsüdlichen Linie zu Ende geht und hier jüngere Kalke an das Krystallinische angrenzen, so zeigt auch der Aufbruch der Centralmasse im Norden die regelmässige Auflagerung und schliesst im Westen an einer nordsüdlichen Linie ab, an der das jüngere Mesozoicum unter Bruch und Überschiebung an Granit und Gneis herantritt. Ist die ganze Kalkzone sammt den Aufbrüchen von krystallinischem Gestein von ein und demselben tektonischen Grundgesetze beherrscht, so muss wohl auch der südlichste grösste Aufbruch diesem entsprechen, und so drängt sich bei dieser Vollständigkeit der Analogie die Vermuthung auf, der Aufbruch der Centralaxe habe ebenso wie die anderen Aufbrüche der Tatra die mesozoischen Bildungen an seinem Südrande mehr oder minder stark überschoben. Diese Auffassung macht es auch verständlich, warum die grössten Höhen der Centralmasse nahe dem Südrande vorkommen; das muss ja bei einem nach Süden überhängenden Aufbruche naturgemäss der Fall sein.

Dass sich am Ostende der Kalkzone die beiden subtrischen Triasdolomitaufbrüche fast bis zur völligen Vereinigung einander nähern und hier die subtrische Mulde zu Ende geht, muss wohl als Hinweis auf das Ausklingen der Faltung nach Osten hin verstanden werden, und so scheint man annehmen zu sollen, dass der gegenwärtige Ost-, genauer gesagt Südostrand der Centralmasse auch so ziemlich der ehemaligen Aufbruchsgrenze der Centralmasse entspreche. Die Gesamtheit dieser Erwägungen führt somit zu dem Ergebniss, dass die Centralmasse der Tatra, trotz ihrer an beiden Enden gleichsam quer abgestutzten Form eine den übrigen anticlinalen Aufbrüchen der Tatra conforme Aufwölbung bilde, die nur im Norden die regelmässige Folge der permisch-mesozoischen Gesteine trägt, im Süden die Austönungszone der weiter südlich folgenden Faltenregion mehr oder minder stark überschiebt. Wir haben uns die Centralmasse der Hohen Tatra nach Abschluss der Hauptfaltung so ziemlich in ihrer jetzigen Ausdehnung von permisch-mesozoischen Sedimenten umgeben zu denken. Ein wenig gehobenes Gebirge von jungmesozoischen Felsarten in nicht sehr stark gestörter Lagerung, wie es jetzt am Westrande der Tatra auftritt, dürfte auch am Ostrand und im Süden entwickelt gewesen sein. Von dieser Umrahmung des Aufbruches der Centralmasse blieb der nördliche und westliche Theil fast ganz, der südliche nur in kleinen Fragmenten erhalten, alles Übrige ist in jungtertiärer Zeit niedergebrochen. Demnach haben wie jetzt, so auch schon zur Eocänzeit Niederungen das Tatragebirge umgeben und dem vordringenden Eocänmeere Zugang gewährt.

Die Anzeichen der Festlandsperiode vor Eintritt der marinen Ingression der Eocänzeit, die Ablagerung der mitteleocänen Strandconglomerate, Breccien und Nummulitenkalke, die bei steigender Strandlinie erfolgte Anhäufung von thonig-sandigen Sedimenten in der jüngeren Periode des Alttertiärs haben wir bereits kurz besprochen und wollen hier nur noch einige Worte über die späteren Senkungen anfügen.

Der Nordrand der Tatra trägt entgegen den Verhältnissen am Ost-, Süd- und Westrande keinerlei Anzeichen weder eines vor-, noch eines nach-eocänen, den ganzen Rand betreffenden Abbruches. Nur an einzelnen Partien, wo die Festigkeit der Gesteine in Folge besonders starker Faltungen und Verschiebungen aussergewöhnlich stark beansprucht war, wie z. B. zwischen dem Grossen Kopiniec und der Białka-Verschiebung, wo die schiefe Falte ( $A_4$ ) in eine liegende übergeht, ferner bei Jaworina, wo die Dolomitzone  $A_4$  zum Ausgleiche der Białka-Verschiebung in einem von Alttertiär bedeckten Bogen die Muldenmitte  $S_3$  umfasst, dürften vor Ablagerung der Nummulitenconglomerate kleinere, im Zuge der Hauptfaltung erfolgte Brüche vorhanden gewesen sein, während an einem anderen Punkte, an der nordwestlichen Ecke des

Gebirges, wo das Alttertiär an den Granit der Centralaxe grenzt, vielleicht auch ein kleiner nacheocäner Bruch anzunehmen ist.

Aber abgesehen von diesen untergeordneten Erscheinungen, tauchen die mesozoischen Schichten am ganzen Nordrande mit ziemlich gleichmässiger Neigung zur Tiefe und sind von Nummulitenkalk und Conglomerat überlagert. Gerade dieses so regelmässige Abflachen der mesozoischen Kalkbänke zur Tiefe ist mit ein Grund für die Annahme, dass schon hier am gegenwärtigen Nordrande der Übergang der stark gehobenen Falten in eine schwach betroffene und niedrig gebliebene Austönungszone stattfindet. Auch die jüngeren Alttertiärschichten zeigen hier am Fusse des Gebirges in der Zone der nördlichen Neigung keine auffallenden Brüche, wohl aber stellen sich diese Lagerungsstörungen in dem südlich geneigten Nordflügel der alttertiären Senke zahlreich ein (vergl. Taf. 2, Fig. 5). Sie erfolgten zumeist in demselben Sinne als Staffelbrüche, und ganz besonders scharf tritt der Bruch am Südrande der Klippenzone hervor. Diese Lagerungsverhältnisse führen zu dem Schlusse, dass die mit terrigenen Sedimenten wohl mehr als 400 m hoch beladene Austönungszone zwischen Tatra und Klippenbogen in nacheocäner Zeit Senkungsbewegungen ausgeführt habe, die am Nordrande der Hohen Tatra in Form einer allmähig nach aussen zunehmenden Senkung in breiter Zone, am Südrande des Klippenbogens dagegen an einem scharfen Randbruche und an zahlreichen kleineren, vermuthlich parallelen Brüchen im Sinne der schematischen Darstellung (Taf. II, Fig. 6) erfolgt ist. Ob auch im Liptauer Kessel oder der Austönungszone zwischen Hoher und Niederer Tatra eine ähnliche Gliederung der Senkungsregion in eine südliche, im Ganzen gesenkte, und eine nördliche, von mehrfachen Staffelbrüchen durchzogene Partie besteht, ist nicht bekannt.

Meine Beobachtungen reichen nur an einzelnen Punkten bis an den Rand der Niederen Tatra und genügen nicht zu einer klaren Einsicht in diese Verhältnisse. Es scheint, dass das Alttertiär hier reichlicher und regelmässiger gebrochen ist als in der Niederung zwischen der Hohen Tatra und dem Klippenbogen. Aber darin besteht Übereinstimmung, dass die Schichten am Nordrande der Niederen Tatra ebenfalls ziemlich allmähig unter das Alttertiär tauchen, während der Bruch am Südrande der Hohen Tatra scharf und bestimmt in die Erscheinung tritt. Somit constatirt man am Südrande der jeweiligen Faltungszonen (Klippenbogen, Hohe Tatra) scharfen Abbruch, am Nordrande allmähige Senkung.

Diese Differenzirung in der Periode der tertiären Senkungen scheint durch die Verhältnisse bedingt zu sein, die durch die Hauptfaltung geschaffen wurden. Am Südrande der Tatra bot die bei der Hauptfaltung entstandene Überschiebungs- oder überhaupt Dislocationsfläche zwischen dem krystallinischen Aufbruche der Centralmasse und den mesozoischen Sedimenten der Austönungszone geringen Widerstand, daher ist es ganz natürlich, wenn sich die Ablösung der mit den alttertiären Gesteinen bedeckten Austönungszone vom Urgebirge ungefähr an dieser Überschiebungsfläche vollzog. Dagegen waren die mesozoischen Schichten am Nordrande der jeweiligen Faltungszonen widerstandsfähiger, und so erfolgte hier die nachmalige jungtertiäre Senkung in breiter Zone und nur ausnahmsweise mit scharfem Bruche. Der Südrand der Hohen Tatra geht allmähig in den Südostrand über, und es ist zu vermuthen, dass auch im Südosten der Abbruch ungefähr der früheren Überschiebungsfläche folgte. Dieser Bruch lässt sich übrigens weiter nach Nordosten verfolgen: höchst wahrscheinlich ist der Bruch am Südostrande des Rauschenbacher Horstes, der im Kleinen die Verhältnisse der Tatra insofern wiederholt, als auch hier scharfer Abbruch im Süden herrscht, allmähige Senkung im Norden, nichts Anderes, als die Fortsetzung des östlichen Randbruches der Hohen Tatra.<sup>1</sup>

Die Verhältnisse am Westrande der Tatra scheinen der Annahme, es wäre die jungtertiäre Senkung den alten Bruchflächen nachgegangen, entgegenzustehen, weil hier zwar eine scharfe Trennungsfläche zwischen der Centralmasse und den mesozoischen Kalken vorhanden, dagegen eine namhafte Senkung, namentlich ein scharfer, tief hinabgehender Bruch doch nicht eingetreten ist. Dies könnte aber mit der Lage der Trennungsfläche zusammenhängen, die am Westrande vom Gebirge, am Süd- und Südostrande, entsprechend der vermutheten Überschiebung, gegen das Gebirge einfällt oder sehr steil gestellt ist. Der

<sup>1</sup> Jahrb. geol. Reichsanst. 1891, 41. Bd. S. 441, Fig. 6.

Zug nach innen musste im ersteren Falle mehr Widerstand begegnen als im letzteren. Dass an den Randbrüchen an einigen Punkten Thermen und Sauerquellen austreten, wurde bereits hervorgehoben.

Die Hohe Tatra gewinnt auf Grund dieser Darstellung einen eigenthümlichen tektonischen Charakter: sofern die Umgebung dieses Gebirges in jungtertiärer Zeit gesunken und die Begrenzung nach zwei Richtungen durch Brüche gebildet ist, darf es als ein Horst, und zwar als ein Horst nach Art des Erzgebirges oder Schwarzwaldes mit durchgehendem Bruche auf einer, und mit allmäliger Abdachung nach der anderen Seite (Keilschollengebirge F. v. Richthofen) bezeichnet werden; aber sofern seine Erhebung ursprünglich durch Faltung herbeigeführt wurde, erscheint es als ein echtes, und zwar einseitiges Faltengebirge. Jedenfalls bildete vorwiegend die Faltung das formbestimmende Moment, und dies umsomehr, als selbst die Lage der späteren Brüche und Senkungsgebiete durch die vorhergehende Hauptfaltung vorbestimmt wurde.

Die westkarpathischen Centralmassen und ihre sedimentäre Umrahmung scheinen, so weit bekannt, der Tatra ziemlich analog gebaut zu sein. Wenn das wirklich der Fall ist, wäre anzunehmen, dass die Centralmassen der Westkarpathen mit ihren Granitkernen thatsächlich Centra der Erhebung gebildet haben, an die sich vorwiegend einseitig schmale Faltungszonen anschlossen und zwischen denen ziemlich breite, nachmals wieder eingesunkene Austönungszonen lagen. Wenn nun thatsächlich anzunehmen ist, dass sich unter dem Eocän der innerkarpathischen Senkungen nicht hochgradig gefaltete Verbindungsstücke der zu Tage erhaltenen Faltenzonen befinden, sondern relativ wenig gestörte, überhaupt niemals zu so grosser Höhe, wie die benachbarten Ketten, emporgefaltete Schichten, so muss man sich fragen, ob man berechtigt ist, vorauszusetzen, dass die grossen Niederungen zwischen Alpen und Karpathen oder die Niederung am Ostrande der Centralkarpathen in ihren Tiefen die gefalteten Verbindungsstücke enthalten oder ob nicht vielmehr auch hier nur wenig gefaltete Schollen liegen. Ein Abbruch ist hier gewiss vorhanden, aber vielleicht wurde er ehemals in ähnlicher Weise wie in der Tatra schon durch die Hauptfaltung vorgezeichnet und betraf Gebiete, die nicht mit hochgradig gefalteten Ketten, sondern mit schwächer dislocirten Austönungszonen oder mit Schollengebirgen (etwa ähnlich dem Bakony und Bükk) vergleichbar waren.

Die Vorstellungen, zu denen wir über den geologischen Bau der Tatra gelangt sind, entbehren demnach nicht einer gewissen Tragweite für die übrigen Theile der Karpathen. Aber gerade deshalb ist umsomehr Vorsicht geboten, und deshalb sollen diese Fragen hier nicht weiter verfolgt, sondern künftigen Detailarbeiten zur Lösung anheimgestellt werden.

Dagegen erscheint es geboten, nebst den schon besprochenen Unterbrechungen und Wiederholungen der Gebirgsbildung und dem zonaren und zeitlichen Vorrücken der Faltung von Süden nach Norden auch noch der Neigung der Falten einige Worte zu widmen.

Selbst flüchtiger Betrachtung kann der Gegensatz zwischen den nach Süden, d. i. nach der concaven Seite des Gebirges gerichteten Überschiebungen der permisch-mesozoischen Serie und den nach Norden übergeneigten Falten der Flyschzone nicht entgehen, ein Gegensatz, der durch die südliche Neigung der tatratischen Urgebirgsschiefer noch bemerkenswerther wird.

Es liegt sehr nahe, diesen Unterschied auf entgegengesetzte Richtung des die Faltung bewirkenden Seitendruckes zurückzuführen. Tangentieller Druck kann aber, wie A. Heim gezeigt hat, Überneigung der Schichten nach entgegengesetzter Richtung zur Folge haben, und da im vorliegenden Falle Faltungsvorgänge in Frage stehen, die sich zu verschiedenen Zeiten und jedenfalls unter modificirten Umständen vollzogen haben, so wäre die Annahme umsomehr zulässig, dass die Richtung und Natur des Seitendruckes bei den Faltungen der permisch-mesozoischen Serie und der Sandsteinzone dieselben waren, und nur der äussere Effect an der Oberfläche der Erdkruste sich verschieden gestaltete. Diese Vorstellung könnte auch aufrecht erhalten werden, wenn statt tangentiellen Druckes ein einseitiger Schub im Sinne der herrschenden Anschauung angenommen würde. Wenn dagegen in den Erscheinungen der Gesteinslagerung der obersten Krustenpartie das entscheidende Moment erblickt, und zum Beispiel aus der Neigung von Überschiebungsflächen nach Süden ein Abfliessen der Falten oder eine Verfrachtung der bewegten Gesteinsmasse nach Norden, aus der Neigung von Überschiebungsflächen nach Norden eine Verfrachtung des Materiales nach

Süden erschlossen wird, wie das jetzt ziemlich allgemein geschieht, so erscheint der Gegensatz des geologischen Baues der Sandsteinzone und der permisch-mesozoischen Serie der Tatra weit bedeutungsvoller.

In Beschränkung auf die Verhältnisse des Tatragebirges wollen wir den Gegensatz zwischen der Sandsteinzone und dem permisch-mesozoischen Gebirge unberührt lassen und untersuchen, ob und welche Schlüsse aus der entgegengesetzten Lagerung der Urschiefer und der permisch-mesozoischen Schichten der Tatra ableitbar sind.

War die Aufwölbung des Urgebirges und die Erhebung der Centralaxe zu überragender Höhe durch denselben, jedenfalls sehr mächtigen Seitenschub hervorgebracht, der auch den Faltenbau der Kalkzone bewirkte, so mussten die Schichtung der Sedimente und die Schieferung der krystallinen Schiefer eine annähernd parallele Lagerung annehmen; es musste sich entweder die Kalkzone dem Urgebirge oder dieses jener anpassen.

Wird aber zur Erklärung dieser mangelnden Übereinstimmung der Lagerung angenommen, dass das Urgebirge zur Zeit der obercretacisch-eocänen Faltung nicht mehr die erforderliche Plasticität besessen und daher die ursprüngliche, durch einen viel älteren Faltungsprocess hervorgerufene Structur beibehalten habe, so kann seine Aufwölbung nicht durch den Seitendruck der obercretacisch-eocänen Faltung entstanden sein, denn eine derartige Emporhebung durch Faltung kann ohne innere Verschiebungen nicht gedacht werden.

Eine zweite bedeutungsvolle und höchst auffallende Erscheinung bildet die quadratische oder rechteckige Form mehrerer krystallinischer Anticlinalmassen der Tatra, besonders auch der Centralaxe. Wenn Anticlinalen lediglich durch Seitendruck oder Schub entstehen, müssen sie wohl, wie das ja auch in Faltengebirgen meistens zutrifft, eine längliche, beiderseits in Spitzen auslaufende Form annehmen, und es ist schwer verständlich, wieso durch Seitendruck fast quadratische Aufbrüche oder jener merkwürdige perlschnurförmige oder gedrosselte Urgebirgs-Aufbruch, den wir in den Czerwone wierchy kennen gelernt haben, entstehen konnten.

Diese eigenthümlichen Urgebirgsaufbrüche zwingen uns anzunehmen, dass hier das Urgebirge in quadratischen oder rechteckigen Massen zu bedeutender Höhe emporgestiegen sei, wobei die vorhandene innere Structur so sehr geschont wurde, dass selbst in dem quadratischen Aufbruche des Goryczkowa-Kammes, der von nördlich einfallenden mesozoischen Kalken umschlossen ist, Partien von Gneis mit südlicher Fallrichtung erhalten blieben.

In einem Gebirge, in dem Schuppe auf Schuppe mit Abfall der Schichten nach Norden lagert, müsste, wenn nebst der Faltung keine andere Ursache mitgewirkt hat, die nördlichste Schuppe die grösste, die südlichste die geringste Höhenlage einnehmen, gleichviel, ob die Schuppenstructur durch Unterschiebung von Süden oder durch Überschiebung von Norden zu Stande kam. In der Tatra erhebt sich aber umgekehrt die südlichste Scholle zur grössten Höhe und die nördlichste fällt am stärksten ab.

Man könnte die grössere Höhe des Urgebirges mit dem Umstande erklären wollen, dass dasselbe vermöge seiner Eigenschaft als älteres Festland schon ursprünglich eine bedeutend grössere Höhe innegehabt habe als die permisch-mesozoischen Ablagerungen. Aber diese Anschauung trifft nicht zu, denn die Natur und Verbreitung der permischen Quarzite beweist, dass das gesammte krystallinische Grundgebirge zur Permzeit gleichmässig abradirt wurde. Ferner ist aus der Beschaffenheit der Jura- und Neocom-Bildungen mit Sicherheit zu entnehmen, dass das Grundgebirge in dieser der Faltung unmittelbar vorangehenden Periode von tiefem Meere überzogen war. Wenn wir auch annehmen konnten, dass die, die Centralaxe mitumfassende hochtatratische Region in mesozoischer Zeit etwas höher lag als die subtatratische und daher von weniger tiefem Meere überzogen war als diese, so war dieser Unterschied zwar vielleicht nicht ohne Bedeutung für die nachmalige Emporhebung der Centralaxe, aber er gestattet keine Auslegung in dem oben angedeuteten Sinne, denn auch die Centralaxe war von mächtigen mesozoischen Ablagerungen bedeckt und lag daher tiefer als die Hauptmasse dieser Ablagerungen.

Diese Erwägungen scheinen somit der Vermuthung Raum zu geben, dass Seitendruck oder Schub allein die eigenthümliche Tectonik der Tatra zu schaffen nicht vermochte. Wenn man dagegen annehmen könnte, es hätte gleichzeitig mit dem tangentiellen Druck eine, das Urgebirge vertical

hebende Kraft eingewirkt, so wären viele Erscheinungen des geologischen Baues der Tatra erklärlich. Durch den Seitendruck wurden die mesozoischen Ablagerungen in, nach Norden abfallende schiefe Falten gelegt und die Überschiebungen hervorgebracht, das starre, bereits gefaltete Urgebirge wurde dagegen von diesem Drucke nur in den, an die mesozoischen Falten unmittelbar angrenzenden Partien derart beeinflusst, dass eine theilweise Umlagerung und Schieferung parallel den permisch-mesozoischen Bildungen eintrat, im Übrigen blieb die ursprüngliche Neigung der krystallinischen Schiefer nach Süden erhalten und der Seitendruck kam im Bereiche der Centralaxe vielleicht nur in der angenommenen leichten und vielleicht nur theilweisen Überschiebung der Austönungszone am Südrande der Centralaxe zum Ausdrucke.

Wenn dem Urgebirge, besonders dem Granit, wirklich die Tendenz der Hebung innewohnte, die das Urgebirge mit allen Kennzeichen der ursprünglichen Lagerung emporhob, so erklärt sich nicht nur die stufenweise Abnahme der Intensität der Aufbrüche nach Norden und die überragende Höhe der Centralaxe, sondern auch der Mangel einer deutlichen und allgemeinen Kataklas-Structur im Granit. Die subtatrische Zone, die der in Hebung begriffenen Centralaxe ferner lag, konnte dem Seitendrucke unbehindert nachgeben, und so konnte hier ein viel regelmässigerer und einheitlicherer geologischer Bau entstehen als in der hochtatrischen Zone, die eine Interferenzregion bildete und daher mancherlei Abweichungen vom regelmässigen subtatrischen Bauplane erleiden musste.

Nur in der hochtatrischen Zone haben wir in einzelnen Partien eine Umkehrung der Lagerung, Einfallen der Kalke nach Süden kennen gelernt. Hier treten die so merkwürdigen quadratischen und quer gerichteten Aufbrüche auf, und Verschiebungen mächtiger Sedimentmassen, Aufschiebungen jüngerer Bildungen auf ältere erlangen hier eine grosse Bedeutung. Wenn man annimmt, dass sich die Granitmasse der Wołoszyn-Kette, die die Unterlage der Sedimentärbildungen zwischen der Suchawoda und der Białka bildet und durch ihre bedeutende Höhe auffällt, viel stärker erhob als die östlich benachbarte Granitpartie, musste dadurch nicht nur das der Wołoszyn-Kette vorliegende Sedimentärgebiet der Poroniner Kopa etwas mehr nach Norden vorgedrängt werden als die benachbarten Theile der Kalkzone, sondern es waren auch die Bedingungen für die Entstehung der Białka-Sigmoide gegeben: die nach Süden gepressten mesozoischen Bildungen fanden östlich der Wołoszyn-Kette viel geringeren Widerstand als an dieser Kette selbst und konnten so östlich der Białka viel weiter nach Süden vordringen als westlich davon, wo sie durch die mächtige Erhebung der Wołoszyn-Kette aufgehalten wurden. Durch die Stauung an der Wołoszyn-Kette und die Bewegung an der Białka-Sigmoide finden aber auch die Zurückdrängung des Dolomitbandes  $A_3$  in der Gegend der Suchawoda, ferner die Anpressung der subtatrischen Grestener Schichten an den hochtatrischen Kalkstein des Przysłop, der Übergang der schiefen in eine liegende Falte an der Poroniner Kopa, überhaupt die gesammten Lagerungsänderungen in der Gegend des Kopiniec und der Kopa eine befriedigende Erklärung. Und ähnlich lassen sich alle Eigenthümlichkeiten im Baue der hochtatrischen Zone, die oben (S. 97) besprochen wurden, als das Ergebniss der Wechselwirkung von Hebung und Seitendruck, dieser vermittelt durch die permisch-mesozoischen Sedimente, jene durch das Urgebirge, auffassen.

Das Eintreten von Hebungen wird als Folgeerscheinung des Seitendruckes und der Faltung allgemein zugegeben. Hierauf kann aber, wie schon angedeutet wurde, die Hebung des tatrischen Urgebirges nicht zurückgeführt werden, denn die Hebung durch Seitendruck hätte mit Anpassungen und Umlagerungen des Granits und der krystallinen Schiefer vor sich gehen müssen, deren Fehlen ebenso auffallend ist. Über die Natur dieses Emporsteigens der granitischen Kerne Vermuthungen aufzustellen, wäre gegenwärtig umso mehr ein müssiges Unternehmen, als die Sache selbst erst der Bestätigung bedarf. Wenn im vorliegenden besonderen Falle nicht eine Täuschung unterläuft oder die Erklärung der tectonischen Verhältnisse auch ohne diese Annahme unter Zugrundelegung der gangbaren Anschauungen in befriedigender Weise erfolgen kann, was ich wohl nicht für wahrscheinlich, aber auch nicht für unmöglich halte, so müssten sich ähnliche Verhältnisse auch in anderen Gebirgen vorfinden. In der That scheint auch in anderen Gebieten das Bedürfniss empfunden worden zu sein, zu erklären, warum so häufig Granitmassen die höchsten Gebirgs-erhebungen einnehmen. Genauere Untersuchungen in solchen Gebieten werden uns mit der Zeit vielleicht eine tiefere Einsicht hierüber vermitteln. Ohne die Bedeutung des Specialfalles der Tatra zu überschätzen,

halte ich es doch für nützlicher, auf dieses Verhältniss, dessen Erklärung die bestbegründeten Ansichten zu versagen scheinen, die Aufmerksamkeit zu lenken, statt es mangels einer befriedigenden Erklärung zu übergehen.

Hält man daran fest, es habe sich die krystalline Centralaxe während der Faltung der permisch-mesozoischen Ablagerungen an der Stelle ihres gegenwärtigen Auftretens erhoben, so muss man folgerichtig annehmen, dass die Zufuhr des Gesteins für die Falten der Kalkzone am Nordabfalle der Centralaxe von Norden her aus der Region der flachen, niederen »Austönungszone« erfolgte und daher während dieser Faltung eine Bewegung der mesozoischen Schichten gegen die Centralmasse, und zwar am Nordabhange gegen Süden, am Westrande gegen Osten stattfand. Zu diesem Schlusse gelangt man aber auch, wenn man von der Rolle des Granitkernes und der Art seiner Emporwölbung ganz absieht und die Überschiebungen in üblicher Weise deutet: nach Norden einfallende Überschiebungsflächen werden ja immer als Anzeichen einer in entgegengesetzter Richtung, also nach Süden erfolgter Bewegung angesehen. Mit Bezug auf den gesammten Karpathenbogen ergeben sich sonach in der Tatra, einem allerdings nur kleinen Theile dieses Gebirges, Anzeichen einer gegen die Concavität des Gebirges gerichteten Bewegung.

Derartige, gegen die Concavität des Bogens gerichtete Überschiebungen bezeichnete E. Suess<sup>1</sup> kürzlich als charakteristisches Merkmal nordamerikanischen Gebirgsbaues. Die betreffende Erscheinung fehlt, wie Suess hervorhebt und auch unser Beispiel zeigt, nicht völlig in Europa, ist aber nicht in derselben Grossartigkeit wie in Amerika entwickelt. Ferner weist E. Suess darauf hin, wie diese Verschiedenartigkeit des Bauplanes gewissen Vorstellungen über die Entstehung der Gebirge in Amerika Geltung verschaffte, die in Europa nicht die gleiche Beachtung finden konnten, nämlich den Vorstellungen der Isostasie der Erdkruste und den darauf begründeten Theorien.

Bedingen nun die nach innen, gegen die Centralmasse, gerichteten Überschiebungen eine wichtige Analogie zwischen dem Gebirgsbau der Centralkarpathen und der nordamerikanischen Gebirge, so gewinnt auch die isostatische Lehre für die Verhältnisse der Centralkarpathen eine erhöhte Bedeutung, und es wird daher angezeigt sein, dieser Lehre, wie sie namentlich Ch. Dutton ausgearbeitet hat, zum Schlusse noch einige Beachtung zu schenken.

Nach Dutton wird durch massenhafte, dem Festlande entnommene und dem benachbarten Ocean, namentlich der Küstenstrecke überlieferte Sedimente das isostatische Gleichgewicht der Erdkruste gestört. Wenn die so entstehenden statischen Kräfte grösser werden als die Starre der Erdkruste, müssen Bewegungen zur Herstellung des isostatischen Gleichgewichtes eingeleitet werden, die sich von der Küstenregion gegen das Festland richten werden, weil dieses wegen seiner Entlastung die Tendenz zur Hebung haben und daher den geringsten Widerstand bieten wird. Dieses Andrängen der Uferbildungen gegen das benachbarte Festland soll stark genug sein, um mächtige Faltungen parallel dem Rande des Festlandes hervorzurufen.

Zufolge der Hypothese Dutton's muss eine einmal bestehende Kette die Angliederung neuer, jüngerer Ketten in parallelen Zonen nach sich ziehen, und gerade diese Anschweissung jüngerer Parallelketten ist für den Bau der Centralkarpathen in der That sehr bezeichnend. An das archäische Urgebirge lagern sich die permisch-mesozoischen Ketten, an diese die Flyschfalten, an die Flyschfalten die Falten der Molasse. Auch die Lagerungsverhältnisse der permisch-mesozoischen Kalkzone am Nordrande der Tatra können mit einem Aufsteigen der Centralmasse und einer gegen diese gerichteten Bewegung der mesozoischen Schichten sehr gut in Beziehung gebracht werden. Diesen der isostatischen Hypothese günstigen Verhältnissen stehen aber andere gegenüber, die ihr bestimmt widersprechen. Wir wollen hier nur auf eine That-sache hinweisen, die für die isostatische Theorie eine kaum zu überwindende Schwierigkeit bilden dürfte.

---

<sup>1</sup> Über die Asymmetrie der nördlichen Halbkugel. Sitzungsber. kais. Akademie. Wien 1898. 107. Bd. S. 97.

Während der oberjurassischen Zeit war nicht nur die Tatra, sondern überhaupt das ganze alpin-karpathische Gebiet von tiefem Meere überzogen. Dies währte bis zum Schlusse der Unterkreide, ein grösseres Festland, eine Gebirgskette, die durch Erosion und Entlastung hätte aufsteigen und die Faltung im Sinne Dutton's hätte anregen können, bestand also nicht, und doch erhoben sich am Schlusse der Unterkreide die mesozoischen Ablagerungen und legten sich in Falten.<sup>1</sup> So scheint die Lehre Dutton's trotz bestechender Einzelheiten nicht geeignet, die Contractionstheorie zu verdrängen.

---

<sup>1</sup> Vergl. Neumayr, Erdgeschichte, II. Auflage, I. Band, S. 386 und 387.

## IV.

# BEITRÄGE ZUR OBERFLÄCHENGEOLOGIE.

Die Glacialgeologie ist in den letzten Jahrzehnten, wie bekannt, zu einem selbständigen Zweige der Naturforschung herangewachsen. Daher können bedeutungsvolle Ergebnisse auf diesem Gebiete nur durch, eigens auf dieses Ziel gerichtete Untersuchungen gewonnen werden, die auszuführen nicht in meiner Absicht lag. Trotzdem wurde meine Aufmerksamkeit doch auf diese so interessanten Bildungen gelenkt, aber nur in dem Rahmen, der durch das Bedürfniss der geologischen Karte gegeben war. Hierbei konnten einzelne Beobachtungen gemacht werden, die in den folgenden Zeilen mitgeteilt sind, nicht mit dem Anspruche hiermit einer Erweiterung der hauptsächlich von J. Partsch und S. Róth geschaffenen Grundlage der Glacialgeologie der Tatra bewirkt zu haben, sondern lediglich in dem Wunsche, die gesammelten Beobachtungen nicht verloren gehen zu lassen und die Aufmerksamkeit der Glacialforscher neuerdings auf dieses dankbare Gebiet zu lenken. <sup>1</sup>

Das Tatragebirge ist nicht so gross, um nicht in allen seinen Theilen von einem Forscher untersucht und überblickt werden zu können, aber doch gross und hoch genug, um eine genügend deutliche Ausprägung des Glacialphänomens nach seinen verschiedenen Seiten hin zu verbürgen. Es stellt einen anderen Typus vor als die Alpen, unterscheidet sich aber auch von den Mittelgebirgen, und auch die klimatischen Verhältnisse weichen, namentlich durch geringere Niederschläge, von den westeuropäischen nicht unwesentlich ab. So lässt eine Vereinigung mehrerer Factoren die nähere glaciale Erforschung des Tatragebirges aussichtsreich erscheinen.

Klarer als in manchen anderen Gebirgen tritt hier der innige Zusammenhang der eiszeitlichen Vergletscherung mit der Kahr- und Seebildung zu Tage. Thäler mit diluvialen Moränen zeigen in der Tatra ausnahmslos Kahr- und Seebildung, und zwar so, dass diese Erscheinungen bei stärkerer Vergletscherung stärker, bei schwächerer Vergletscherung schwächer ausgeprägt erscheinen. Wo dagegen Moränen fehlen, wird man auch nach Kahrbildung und Seen vergebens suchen.

Die Kahre der Tatra mit ihren regelmässigen, modellartigen Formen waren schon wiederholt Gegenstand eingehender Beschreibung, auf die hier verwiesen werden kann. <sup>2</sup>

<sup>1</sup>) Nachstehend die wichtigste Literatur über die diluviale Vergletscherung des Tatragebirges: F. v. Hauer, Geolog. Übersichtskarte der Österr.-ung. Monarchie. Jahrb. geol. Reichsanst. 1869. 19. Bd. p. 532. Die ältere Literatur ist bei Partsch und Róth aufgezählt.

J. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands, Breslau 1882.

Samuel Róth, Die einstigen Gletscher auf der Südseite der Hohen Tatra, Földtani közlöny. XV. Bd. (1885). Heft 1 u. 2. Budapest 1884. S. Róth, Spuren einstiger Gletscher auf der Nordseite der Hohen Tatra. Földtani közlöny, XVIII. Bd. (1888.) Budapest 1887.

A. Alth. Sprawozdanie z badań geologicznych, przedsięwziętych w. r. 1878 w Tatrach galicyjskich. Bericht d. physiogr. Commission Krakau 1878, XIII. Bd., p. 260.

Anton Rehmann, Eine Moränenlandschaft in der Hohen Tatra und andere Gletscherspuren dieses Gebirges. Mitth. der Geogr. Gesellsch. Wien 1893. p. 473—589.

<sup>2</sup>) Kořistka, Die Hohe Tatra. Petermann's Mitth., Ergänzungsheft zu Nr. 9, 1862, p. 14. — Partsch, l. c. p. 180—195, S. Róth, l. c. p. 7. — F. Dénes, Die Hohe Tatra, Textbeilage zu Hölzel's geograph. Charakterbildern (Fischsee und Meeraugspitze). Kolbenheyer, Die hohe Tatra (Reisehandbuch), Teschen, 1.—7. Aufl.

Der Kahrboden ist verschieden stark ausgehöhlt oder wellig gestaltet, und so in verschiedenem Grade zur Aufnahme von Wasser, also zur Seebildung befähigt, die in manchen Fällen noch durch das Vorhandensein von Rückzugsmoränen gefördert wird.<sup>1</sup>

Die Höhenlage der Kahre hängt bekanntlich von der Lage der Schneegrenze und zugleich der Vegetationsgrenze ab. So finden sich nach E. Richter die Botner im Norden Norwegens in tieferem Niveau als im Süden, weil im Norden die Vegetations- und Schneegrenze tiefer liegt. Ebenso verhält es sich im Tatra-gebirge: Hier liegt auf der Nordseite die Vegetationsgrenze vieler Gewächse, besonders auch die Waldgrenze, tiefer als auf der Südseite, und dasselbe Verhältniss hat offenbar in der Diluvialzeit auch betreffs der Schneegrenze geherrscht, und daher sind die Kahre auf der Nordseite an ein tieferes Niveau gebunden, als auf der Südseite. Während die Kahre der Nordseite zwischen 1391 *m*<sup>2</sup> (Grosser Fischsee) und 2047 *m*<sup>2</sup> (Gefronner See am Polnischen Kamm) schwanken und im Mittel 1700 *m*<sup>3</sup> hoch liegen, befinden sich die Kahre der Südseite 200—400 *m*, durchschnittlich also um 300 *m* höher.

Wenn in der niedrigeren West-Tatra zumeist nur einfache, in der höheren Ost-Tatra hauptsächlich Treppenkahre vorkommen, so stimmt das ebenfalls mit den bisherigen Erfahrungen überein. »Das Niveau der Kahrböden«, sagt A. Penck<sup>4</sup>, entspricht im Allgemeinen einer bestimmten Höhenlage der Firngrenze, Treppenkahre ferner deuten bestimmte Stadien in der Verrückung der Firnlinie an. Einfache Kahre zeichnen die Gebiete aus, welche während der Eiszeit gerade noch in das Reich des ewigen Schnees hineinragten, wie z. B. die deutschen Mittelgebirge, Treppenkahre sind charakteristisch für Gebirge, welche die gesammte Ortsveränderung der Schneegrenze von deren tiefster Lage bis zur heutigen Lage erlebt haben.« So bietet uns die Tatra den Vergletscherungs- und Kahrtypus der Mittelgebirge in einem Gebirgsstock vereint mit dem der Hochgebirge.

Auf die Entstehung der merkwürdigen Hohlform der Kahre näher einzugehen, ist hier nicht der Ort, nur wenige Bemerkungen mögen gestattet sein. Alle bisherigen Erklärungsversuche können der glacialen Scheuerung nicht ganz entrathen, wenn auch die erste Anlage auf verschiedene und davon unabhängige Vorgänge zurückgeführt wird.<sup>5</sup> In der Tatra erhöhen sich die Schwierigkeiten dadurch, dass hier die Anzeichen einer energischen glacialen Glättung ziemlich gering sind. So finden sich Rundhöcker ziemlich selten und in geringer Ausdehnung, und auch die Grundmoränen scheinen nicht sehr mächtig gewesen zu sein. Man ist daher hier mehr noch als in anderen Gebirgen genöthigt, von der glacialen Scheuerung abzu- sehen und die subglaciale Erosion und Corrosion heranzuziehen, die aber auch zu einer völlig befriedigenden Deutung kaum genügen dürften.

An die Region der Kahre schliessen sich unmittelbar Moränen an, die verschieden weit in die Thäler hinabreichen und zum Theil selbst in das ebene Vorland vorgeschoben sind. Bei guter Erhaltung der Endmoränen treten auch hier wieder Seen auf, Moränenseen, wie der Csorbaer-See, die Toporowy stawy u. m. a., oder vertorfte Mulden, so dass in der Tatra am oberen wie am unteren Ende der Moränen Seen erscheinen, wogegen die Zwischenstrecken, das Bett der ehemaligen Eisströme, seefrei bleiben.

Im westlichen Theile des Gebirges blieben die Gletscherzungen ziemlich tief im Gebirge zurück, in das Vorland drangen nur die Eisströme der Hohen Tatra, und zwar war hier in dieser Richtung wider Erwarten die Südseite begünstigt. Das liegt hauptsächlich an der eigenthümlichen Vertheilung der Höhen in der Tatra, der wir schon in den vorhergehenden Abschnitten Erwähnung gethan haben. Während die vom Hauptkamme nordwärts abzweigenden Querkämme zumeist rasch an Höhe abnehmen und die Thalsohlen hier schon ziemlich knapp am Hauptkamme eingeschnitten sind, bewahren die Querkämme an der Südseite

<sup>1</sup> Untersuchungen über die Tiefe der Tatraseen wurden namentlich von Dziejewski ausgeführt.

<sup>2</sup> Laut Neuaufnahme.

<sup>3</sup> Mittel von 26 Seen, nach F. Dénes.

<sup>4</sup> Morphologie der Erdoberfläche, II. 1894, p. 309.

<sup>5</sup> Vergl. bes. Penck, Morphologie der Erdoberfläche, II., p. 307 und E. Richter, Sitzungsber. k. Akad. 1896, 105. Bd.

nicht nur bis zu ihrem Abbruch bedeutende Höhen, wie die Končyzsta (2540 *m*), der Krivan (2469 *m*), die Schlagendorfer Spitze (2453 *m*), die Warze (2492 *m*), sie enthalten sogar die grössten Höhen, wie die Lomnitzer Spitze (2634 *m*) und die Gerlsdorfer Spitze (2663 *m*).

Nicht am Hauptkamme, sondern an diesen südlich, südöstlich oder südwestlich abzweigenden Querkämmen culminirt die Hohe Tatra, und so liegen hier auch die Cirken und Thalfurchen ganz wesentlich höher, und daher erhoben sich hier breitere Flächen über die eiszeitliche Schneegrenze, als auf der Nordseite. Auf dieser Seite hatten die Eisströme bis zum Gebirgsrande einen langen Weg in tief eingeschnittenen schmalen Thälern zurückzulegen; auf der Südseite dagegen quollen die Eismassen aus hochgelegenen und dem Gebirgsrande nahen Firnkesseln theils unmittelbar, theils nach kurzem Thallaufe in das Vorland und dürften durch Abschmelzung weniger verloren haben als die Gletscher der Nordseite, die infolge der Vertheilung des Eises auf lange schmale und tiefe, dabei geringes Gefälle aufweisende Thalfurchen, und durch die Einwirkung der starken Insolationswärme der Thallehnen trotz nördlicher Lage einer starken Ablation ausgesetzt waren. So konnte es durch das Zusammenwirken dieser und vielleicht noch anderer Einflüsse geschehen, dass die Eisströme auf der Nordseite der Hohen Tatra nur in vier Thälern den Gebirgsrand erreichten oder eine kurze Strecke darüber hinausgingen, während sie auf der Süd- und Südostseite weit in das Vorland hinabreichten, ja zu einem continuirlichen Eispanzer am Fusse der Hohen Tatra zusammenflossen.

Wo wir diesen eiszeitlichen Eisring voraussetzen, befindet sich gegenwärtig ein gewaltiger Blockwall, der den Südfuss der Hohen Tatra vom Krivan bis zum Stösschen des Weisswasserthales bogenförmig umspannt und in der Mitte eine Breite von circa 4,5 *km* aufweist. Von der nach Südosten hin sich ausbreitenden Zipser Hochebene hebt sich dieser Wall, dessen Lage und Begrenzung aus der geologischen Karte hervorgehen, durch eine steile, circa 80–150 *m* hohe, auffallende Terrainstufe ab. Er enthält jene prächtigen Moränen-Amphitheater am Ausgange der Hauptthäler, die schon von J. Partsch und S. Róth, neuerdings auch von A. Rehmann beschrieben wurden. Hier lenkt vor Allem das wohl erhaltene typische Moränen-Amphitheater des Kohlbachthales die Aufmerksamkeit auf sich, das ehemals in der Christelau vermuthlich einen See umschloss<sup>1)</sup>, und jetzt noch auf dem welligem Moränenrücken kleine Wasseransammlungen birgt. Westlich folgen die ausgezeichneten ringförmigen, über 100 *m* hohe Steilhänge (»Kreutzhübel«) bildenden Stirnmoränen des Felker Thales, des Annawassers und des Heuhaufens (3 Seen) südlich der Schlagendorfer Spitze, ferner die Ringmoränen des Botzdorfer- und die viel kleineren des Suchawoda-Thales, endlich die mächtigen, förmliche Vorberge bildenden Moränenzüge des Popperthales, der Mlinica, Furkota und des Handel-Thales. Ungewöhnlich wohl erhalten, ja fast unverwischt ist hier die eiszeitliche Moränenlandschaft, deren Detail erst jetzt so recht erkennbar wird, nachdem der dichte Hochwald, der diese ehemals fast gänzlich unzugängliche Wildniss überzog, stark gelichtet wurde, und grosse Flächen unverhüllt überblickt werden können. Dieser Umstand kam der neuen Originalaufnahme des k. u. k. Militärgeographischen Institutes zu Gute, so dass die neue, meisterhaft ausgeführte topographische Karte alle Einzelheiten mit überraschender Deutlichkeit wiedergibt und die ehemaligen Eisströme gleichsam mit Händen greifbar darstellt. Nebst dem Jamsko pleso, dem Csorbaer See, der in diese Moränen eingebettet, einen der anziehendsten landschaftlichen Reize der Tatra bildet, und einigen kleineren Wasseransammlungen enthält dieses Gebiet zahlreiche vertorfte oder moorige Mulden, aus denen das Wasser schon abgezogen ist. Professor Rehmann beschäftigt sich in seiner Arbeit sehr eingehend mit diesen Bildungen.

Nicht nur die genannten grossen Hauptthäler, zu denen im Osten noch das Weisswasserthal mit seinem »Weisse Wand« genannten Moränenende hinzuzufügen ist, haben den Eisgürtel am Fusse der Tatra genährt, es waren offenbar auch mehrere der kleinen, über den Gebirgsabhang herabziehenden Thälchen vereist, so das Thal des Leitbaches zwischen Ratzenberg und Hundsdorfer Spitze und der Gerlsdorfer Kessel am Südabhange der Gerlsdorfer Spitze. Das Steinbachthal an der Lomnitzer Spitze liess sein Moränenmaterial sogar nahe an Tatra-Lomnitz hinab. Aber selbst wenn man den Succurs dieser secundären

<sup>1)</sup> Vergl. Róth, l. c. p. 63. Rehmann l. c. p. 508.

Gletscher hoch einschätzt, bleiben doch beträchtliche Partien des vorausgesetzten Eisgürtels, die nicht in unanfechtbarer und leicht kenntlicher Weise auf bestimmte Thäler bezogen werden können und die daher durch seitlichen Zufluss gespeist werden mussten, wie z. B. die Partie am Fusse der Königsnase, wo Tátra-Füred steht, oder die Partie am Fusse der Tupa. Trotz der Schwierigkeiten, die diese Annahme bereitet, hat sich S. Roth<sup>1</sup> ziemlich bestimmt für den ehemaligen Bestand eines continuirlichen Eisgürtels am Südfusse der Hohen Tatra ausgesprochen, und noch positiver lässt sich F. Dénes<sup>2</sup> vernehmen: »Viele, an der Vertheilung und Anhäufungsart des Moränenmaterials sichtbaren Zeichen sprechen ferner dafür, dass auch die Tatra gleich den Alpen und gleich Norddeutschland, dessen südlichste Eiszungen der Tatra bis auf 80 *km* nahe kamen, ihre erste grosse und ihre zweite minder ausgedehnte Vergletscherung hatte. Der den gesammten Südfuss der Hohen Tatra wie ein zusammenhängendes breites Band umschliessende, bis 900 *m* herabreichende Moränengürtel, in dem die Tatrabäche 40—60 *m* tiefe, steilrandige »Weisswände« bildende Gräben sich eingerissen haben, ist der ersten Vergletscherung zuzuschreiben, deren Schneegrenze bis etwa 1550 *m* herabreichen mochte. Unser Hochgebirge war damals in der Art, wie gegenwärtig die Neuseeländischen Alpen mit ungeheuren zusammenhängenden Schneemassen bedeckt. Der zweiten Vergletscherung dagegen, die an Intensität der jetzt in den Alpen, z. B. in der Mont Blanc-Gruppe vorhandenen ähnlich sein mochte, und deren Schneegrenze etwa 1750 *m* betrug, gehören die oberen inneren, im Kohlbachthale etwa 1100 *m* hoch gelegenen Moränenhügelkränze an, die den Ausgang der Thäler halbkreisförmig absperrten. Das Gletschereis war in der ersten grossen Eiszeit mindestens 200 *m* mächtig, wie es granitische Streublöcke, die vom Eisstrom über 200 *m* hohe Thälerrücken hinweg auf ganz fremdartigen, z. B. kalkigen Gesteinsboden ausgeschüttet wurden, auf das unzweideutigste beweisen.«

F. Dénes spricht sich also nicht nur für den Bestand eines continuirlichen Eisgürtels am Fusse der Hohen Tatra aus, sondern erkennt auch Anzeichen zweimaliger Vergletscherung. Die Gründe, die mich bestimmen, der Annahme eines continuirlichen Eisgürtels am Südfusse der Tatra beizupflichten, entnehme ich der Beschaffenheit und Zusammensetzung der Partien des Blockwalles zwischen den deutlichen Moränen-Amphitheatern, ferner der geschlossenen Form dieses Blockwalles und seiner Verknüpfung mit fluvioglacialen Sanden an seinem Aussenrande.

Die Blockablagerungen gerade der zweifelhaftesten Partie sind bei Schmecks (Tátra-Füred) in grossen Gruben erschlossen und zeigen eine Zusammensetzung, wie sie wohl nur Moränen zukommt. Theils kantige theils etwas gerundete Granitblöcke von 1, 2, selbst 3 *m* Durchmesser liegen hier regellos in bald feinem, bald grobem Sande oder Schmand eingebettet. Weder Schutt- noch Flussbildungen haben eine derartige Beschaffenheit, die von der sicherer Moränen kaum abweicht. Auch die Oberfläche dieses Geländes mit ihren unregelmässig vertheilten kantigen Blöcken hat den Charakter einer Moräne.

An den continuirlichen, bogenförmigen Steilabfall des Moränenwalles schliessen sich südlich Sande und Kiese mit deutlich fluvialer Schichtung an, deren Korn und Mächtigkeit nach dem Popper-Flusse hin immer kleiner werden. Unmittelbar am Rande des Moränenwalles bilden sie eine fast geschlossene Decke, und nur an wenig Punkten kommt in dieser Region unter dem Sande Karpathensandstein zum Vorschein. Weiter nach dem Popper-Thale hin tritt aber der Karpathensandstein in immer grösseren Flächen hervor und ist in manchen, seither vertieften Bachrinnen angeschnitten. In einer noch etwas ferner vom Gebirgsrande gelegenen Zone erscheint über dem Sande eine schwache Lage von lössartigem Lehm und zu den Geschieben tatrischer Herkunft treten auch schon Brocken von Karpathensandstein hinzu. Bei Kesmark ist diese Lehmlage ungefähr 1 *m* mächtig; die Sande gehen in die Hochterrasse der Popper über.

Die Lagerung und Beschaffenheit der Sande und Schotter am Fusse des Moränenwalles lässt keinen Zweifel darüber, dass wir es hier mit den Alluvionen der Glacialzeit, mit den Anschwemmungen der ehemaligen Gletscherbäche zu thun haben<sup>3</sup>, jenen Schotterflächen, die den Gletschern entströmende Wildwasser vor den Gletscherenden ablagern. Die Grenze der fluvioglacialen Sande gegen den Moränenwall ist

<sup>1</sup> L. c. p. 75.

<sup>2</sup> L. c. p. 20.

<sup>3</sup> K. Keilhack, Beiträge zur Geologie von Island. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 38. Bd., 1886, p. 444.



zur Ableitung der Wässer aus einem Bachlaufe in den benachbarten benützt. Professor Dénes, einer der besten Kenner der Topographie der Tatra, hält es für sehr wahrscheinlich, dass alle diese Flusstheilungen ein Kunstproduct sind, ganz sicher aber namentlich die von Prof. Rehmann<sup>1</sup> beschriebene Bifurcation der Csorbaer Mlinica. Auch die »Nova voda«, die nach Gerlsdorf fliesst, ist südwestlich von Westzerheim aus dem Felkabach abgeleitet, ebenso der Forberger Bach aus dem Weisswasser. Der Bach an der Berglehne bei der Station Csorba, den man beim Anstieg zum Csorbaer See passiert, fliesst ebenfalls in einem künstlichen Gerinne.

Im westlichen Theile der Tatra bewegen sich die Glacialerscheinungen entsprechend der geringeren Höhe des Gebirges in viel bescheideneren Verhältnissen. Nur der Gletscher des Koprovathales, das indessen von manchen noch zur Hohen Tatra gerechnet oder als Grenzscheide angesehen wird, erreichte den Thalausgang, alle übrigen fanden ihr Ende tief im Hochgebirge. Übrigens wurde auch der Koprowagletscher nur von der Hohen Tatra her unterhalten, er erhielt Eiszuflüsse aus den Seitenthälern zwischen dem Kriwan und dem Hauptkamme (Kotliny, Neftzerka, Hlinska, Smreciner Thal und aus dem ziemlich flachen Kahr des Priehyba-Joches am Gładkie), dagegen scheint der Westabhang des Thales, an dem sich zahlreiche Schuttkegel finden, kein Eis in das Thal entsendet zu haben.

Ziemlich mächtige Längsmoränen sind namentlich im oberen Theile des Koprowathales entwickelt, ferner ist eine mächtige Blockanhäufung am Ausgange des Thales, an der rechten Seite des Flusses, wohl auch sicher als Moräne anzusprechen; dagegen möchte ich kein bestimmtes Urtheil darüber abgeben, ob die zum Theil auch bedeutenden Blockmassen zwischen dem Ausgange des Koprowathales und der Mündung des Flusses in die Tycha in einzelnen Partien Moränen enthalten oder gänzlich als glaciäre Alluvionen aufzufassen sind. Für die Hauptmasse dürfte die letztere Deutung zutreffender sein, die Terrassenform kommt hier deutlich zum Vorschein, wie auch S. Róth hervorgehoben hat. Der Rücken Velka Palenica, an dessen Nordabhänge sich diese Terrassen anlehnen, besteht aus Karpathensandstein und trägt keine Moräne.

Das weiter westlich folgende, sehr ausgedehnte Tychathal kommt vom niedrigsten Theile des Hauptkammes. Von ihm hat denn auch das Thal nur wenig Eis bezogen, weder der Lilienpass noch der Goryczkowakamm zeigen Spuren ehemaliger Vergletscherung; nur im Kessel zwischen der Swinica und der Spitze Nad kamenem-Walentkowa und an der Priehyba, sowie im Tomanowi zleb, an der Ostseite des Tomanowa-Passes, bestanden vom Hauptkamme abgehende Gletscher. Ob aber das Eis aus dem kleinen, zwei unbedeutende Seen enthaltenden Kahr östlich vom Tomanowa-Passe ehemals das Hauptthal erreicht hat, ist fraglich, die hier austretende kleine Moräne endet weit oberhalb des Hauptthales.

Der Hauptsitz der Vereisung war im Tycha-Thalgebiete jedenfalls der Nordabhang der Velka Kopa (2054 m), und das Eis, das hier aus drei grösseren Kesseln heraustrat, dürfte wohl in das Hauptthal vorgedrungen sein, obwohl hier nicht viel zu sehen ist, was auf Moränen bezogen werden könnte. Von da ab, wo das Tycha-Thal aus der ostwestlichen Längs- in die nordsüdliche Querrichtung übergeht, war die Thalfurche wohl sicher nicht vereist, doch bestanden vermuthlich kleinere Gehänge-Gletscher im obersten Theile der Hlina (an der Ostseite der Velka Kamenista) und im obersten Theile der Spania, an deren Mündung in das Hauptthal ein ziemlich grosser Schuttkegel liegt. Nebst mehreren kleineren Schuttkegeln befindet sich am Ausgange der Koprovica eine grosse derartige Schuttanhäufung, vielleicht die grösste der ganzen Tatra.

Das Kamenistathal enthält auffallender Weise keine deutlichen Moränen, und auch die Kahrbildung ist im Zuge der Hauptthalfurche sehr zurückgeblieben. Am Thalausgange befinden sich dagegen mächtige, offenbar fluvioglaciäre Schotterbänke, die ohne Vereisung kaum entstanden sein könnten. Da überdies zwei kleine, aber ziemlich ausgeprägte Kessel zwischen Sziroki Uplazi und Bisztra am rechten Abhänge auf Firnbildung hinweisen, so dürfte die Kamenista wohl auch vereist gewesen sein. Deutlicher äussert sich die Vereisung in dem kleinen Thälchen Bisztra, westlich der Kamenista, und zwar sowohl in ausgeprägter Kahrbildung, wie auch in schön entwickelten, über 1 km langen Seitenmoränen.

Vom Rackowothale konnte ich leider nur den östlichen Zweig, die eigentliche Rackowa dolina besuchen; sowohl dieser, wie der westliche Zweig, die Mala Bela, waren vergletschert.

<sup>1</sup> L. c. S. 496.

Der Gletscher der Račkowa dolina nahm seinen Ursprung in zwei kleinen, nicht sehr steilwandigen, aber wohl ausgebildeten Kahren am Hauptkamm, von denen das westliche kleine Wasseransammlungen, Račkowa plesa, enthält. Daran schliesst sich ein langgestrecktes, fast durch das ganze Thal verfolgbares schmales Band von Blöcken, das wohl als Moräne betrachtet werden muss. Solche Blockmassen liegen nach Beobachtungen meines Freundes Prof. Dénes auch im Thale Mala Bela, dessen Gletscher vornehmlich aus dem kleinen, sehr regelmässigen und zwei kleine Seen führenden Kessel Uptesi südlich vom Volowec gespeist wurde.

Wahrscheinlich haben die schmalen Eisströme der Račkowa und Mala Bela nicht bis zur Vereinigung dieser beiden Thäler gereicht; von dem Zusammenfluss dieser Thäler bis zum Thalausgang am Südrande des Gebirges sind keinerlei Spuren ehemaliger Vergletscherung wahrzunehmen, und so dürfte diese unterste Thalstrecke jedenfalls eisfrei gewesen sein.

Im westlichsten Abschnitte der Tatra erhebt sich der granitene Hauptkamm in der Rohač-Banikowgruppe neuerdings zu bedeutenderer Höhe und daher bewirkt diese Granitmasse, deren Bergformen sich mit ihren steilen, felsigen Wänden und schmalen Kämmen dem Typus der Hohen Tatra nähern, eine kleine Verstärkung der Glacialerscheinungen.

Beobachtungen konnte ich hier nur im Jaloweckithale am äussersten Westrande der Tatra vornehmen. Im Hauptthale legt eine sehr schmale, aber in ihren Formen typische und sehr wohlerhaltene Längsmoräne für die Vergletscherung Zeugnis ab, die in dem bogenförmigen, nur 1.500–1.800 *m* hochgelegenen Kahr nördlich vom Salatinsky wrch begann und ungefähr bis zur Einmündung des kleinen Thälchens reichte das westlich vom Salatinsky wrch und nördlich von der Jalowecka hora eingesenkt ist und in seinem obersten Theile wohl auch vergletschert war. Ferner war jedenfalls auch der Ursprung des weiter südlich folgenden Seitenthales des Hlubokow potok von einem kleinen Eisfelde bedeckt. Ebenso ist nicht zu zweifeln, dass auch das Smrečankathal aus den beiden grossen Kesseln zwischen dem Plačlivo und dem Banikow wrch, Eis erhielt, wie auch auf der Nordseite der Banikow-Rohač-Gruppe die verschiedenen Thalfurchen, die vom Hauptkamme nach Nordosten in das Rohačthal münden, und die ich zu besuchen leider nicht in der Lage war, ziemlich stark vergletschert gewesen sein müssen.

Auf der Nordseite der Hohen Tatra nahm die eiszeitliche Vergletscherung in Folge der abweichenden Gestaltung des Gebirges eine andere Form an als auf der Südseite; nicht ein zusammenhängender Eisgürtel breitete sich am Fusse des Gebirges aus, sondern das Eis floss, die langen Querthäler entlang, in wohlgeschiedenen Betten und quoll nur aus den grossen Hauptthälern, dem Jaworinka-, Bialka-, Pańszczyca- und Suchawoda-Thale, in solcher Masse hervor, um sich mit fächerförmig ausgebreiteter Stirn auf das Vorland ergiessen zu können. Die aus dem Eise hervorbrechenden Schmelzwässer haben die Stirnmoränen hier anscheinend stärker angegriffen als auf der Südseite, denn die äussersten Endmoränen sind fast durchwegs weniger scharf ausgeprägt, sie sind in ein Haufwerk von Blöcken aufgelöst oder gehen ohne deutliche Grenze in Blockfelder über, an die sich erst die Region der Sande anschliesst. Die geologische Karte kann dieses Verhältniss nicht zur Darstellung bringen, hier musste eine scharfe Grenze verzeichnet werden, wo in der Natur in Wirklichkeit nur eine verschwommene Übergangszone besteht.

Am weitesten ist die Auflösung der Endmoräne, wie es scheint, am ehemaligen Jaworinka-Gletscher gediehen. J. Partsch und S. Róth, die beide den Jaworinka-Gletscher sehr eingehend studirt haben, sprechen sich übereinstimmend dahin aus, dass das genaue Ende dieses Gletschers kaum jemals mit voller Sicherheit bestimmt werden wird, dass er aber jedenfalls, wie granitische Streublöcke beweisen, wenn auch nur als dünne Kruste, die Kuppe des, dem Gebirge vorgelagerten flachen Howancova-Rückens erreicht haben dürfte. Von dieser Kuppe konnten Eis und Blöcke in das nach Nordosten abgelenkte Jaworinka-, wie auch in das Bialka-Thal abgehen. Im Jaworinka-Gletscher vereinigten sich zwei Eisströme, der des Jaworowe-Thales und der der Hinteren Kupferschächte; dieser nahm seinen Ursprung in dem Kahre nördlich der Weissseespitze und erhielt den Hauptzufluss aus dem Plocksee-Thal (Kolowe-Thal), jener kam aus dem Cirkus des Kroten-Sees und wurde von den Firnfeldern des Grünen Sees an der Sziroka und besonders des Schwarzen Seethales gespeist.

Das obere Jaworowe-Thal scheint als Hauptsitz der Firmmassen sehr arm an Moränen zu sein, dagegen ist die Wannenform alter Gletscherbetten deutlich ausgesprochen. J. Partsch hat die Rückzugs-Moränen des Grünen Sees und des Jagnence-Thales beschrieben. Mehr als diese Thäler scheint das Pflocksee-Thal an Geschiebematerial beigesteuert zu haben. Der Pflock-See ist thalwärts von Moränen abgedämmt, die den weiten Kessel zwischen Jagnence und Portki erfüllen und in Form zweier mächtiger Längsmoränen (vgl. Photographie, Tafel VI) in das Kupferschächten-Thal treten, wo sie über den, jetzt vom Thalwasser durchsägten, Triasdolomit-Felsen hinweg dem Hauptthale zustreben. Nur aus den südlichen Querthälern kam, wie S. Róth richtig hervorgehoben hat, Eis in das Längsthal der Hinteren Kupferschächte, und drang, mit Granit beladen, an die nördliche Thallehne. Dagegen blieb der Hauptursprung am Kupferschächtenpasse oder „Sattel“ (Kopa) ebenso unvereist wie die gesammte, vom Zuge der Béler Kalkalpen gebildete nördliche Thalseite. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich auch auf der Ostseite des Passes: auch hier wurde der ehemalige Weissbach-Gletscher nur aus den geräumigen Kahnen der Weissen Seen und des Grünen Sees gespeist, während das Hauptlängsthal zwischen dem Durlberg und den Fleischbänken an der Ostseite des Sattels und die Nordseite des Thales keine Gletscherspuren, weder Moränen, noch bezeichnende Terrainformen erkennen lassen.

Vermuthlich bestanden hier in den todten Winkeln zwischen Pass und Gletscher zeitweilig Seen, wenn das Niederschlags- oder Schnee-Schmelzwasser nicht durch die Randkluft abfliessen oder den Gletschergrund erreichen konnte, und der flache, meist aus Thon gebildete Wiesengrund unterhalb des Béler Koschars scheint aus dem Bodensatze dieses Stausees zu bestehen. Die Erscheinung, dass die secundären Wasserscheiden in den tektonischen Längsthälern unvereist blieben oder nur auf einer, der Ostseite, Gletschereis entwickelten, wiederholt sich auch in anderen Theilen des Gebirges. Die nach Norden exponirten Béler Kalkalpen blieben nicht nur an ihrem Südfalle nach den Vorderen und Hinteren Kupferschächten eisfrei, sie lassen auch auf dem Nordabhang keine deutlichen Spuren ehemaliger Vereisung erkennen.

Die Mächtigkeit des Jaworinka-Gletschers muss nach J. Partsch nach der Vereinigung aller Quellarme 100 *m* überstiegen haben. Vielleicht war die Mächtigkeit nicht unbeträchtlich grösser, denn an dem niederen Sattel zwischen dem nordöstlichen Sziroka-Zweig und dem Holy vrch, der aus dem Jaworinka- in das Sziroka-Thal führt, liegen am Ostabhange am neuen Reitsteige granitische Irrblöcke ungefähr 90 *m* über der Thalsole, und doch liegt dieser Punkt südlich von der Vereinigung mit dem Kupferschächten-Gletscher. Von der Ostseite reichte das Eis der Jaworinka nahe an den erwähnten, 170 *m* über der Thalsole gelegenen Sattel heran, dem von Westen her die Moräne des Sziroka-Gletschers ebenfalls sehr genähert erscheint.

Der ehemalige Sziroka-Gletscher war ein Gletscher zweiter Ordnung, er erreichte nicht das Jaworinka-Thal, wie schon Partsch und Róth bemerkt haben. Zwei Gletscher-Quellarme, der des Stillen Sees und der der Swistowa dolina vereinigten sich in der durch die starke Entwicklung der untertriadischen Schiefer bedingten Niederung, in der sich die Sucha dolina, Swistowa und Sziroka dolina treffen. Diese Niederung, die die Fortsetzung des oben erwähnten niederen Sattels bildet, ist mit Moränenmaterial erfüllt. Weiter nördlich sperrt der felsige Zug von Triasdolomit den Weg, das Eis scheint aber doch durch die enge Thalschlucht noch weiter nach Norden vorgedrungen zu sein, denn der im Streichen des bunten Keupers etwas erweiterte Thalboden enthält hier in der Gegend der Kubalowa polana abermals bedeutende, anscheinend als Moräne aufzufassende Blockmassen. Die unterste, circa 1·5 *km* lange Thalstrecke war wohl sicher eisfrei.

Westlich vom Jaworinka-Thale liegt im Gebiete der Bialka das ausgedehnteste und stärkst verzweigte Thal der Tatra. Dem entsprechend bietet hier die diluviale Vereisung bei gewaltigen Dimensionen bemerkenswerthe Verhältnisse, die namentlich S. Róth eingehend untersucht hat. Das Hauptthal, Poduplaski-Bialka, hat eine fast meridionale Lage, mit Ausnahme des Rowinki-Thales nahm es Eiszuflüsse nur von Westen auf, auf der Ostseite kam es in keinem der kleineren Thälchen zur Gletscherbildung. Das hängt zum Theil mit der Bialka-Sigmoide zusammen; denn da östlich der Bialka die Bildungen der Kalkzone nach Süden verschoben sind, erreichen hier die Gipfel nicht so bedeutende Höhen, wie auf der Westseite des Thales. Nur der Umstand ist auffallend, dass vom Sziroka-Sattel nach Osten ein starker Eisstrom durch das Grünsee-

Thal, dessen Rückzugsmoräne J. Partsch beschrieben hat, zur Jaworinka abging, während der Litworowy zleb auf der Westseite dieses Sattels unvereist blieb. Ähnlich, wie im Jaworowe-Thal, lassen die oberen Thalstrecken wohl ausgezeichnete Kahre, da und dort auch Glättungen, aber nur wenig Blockanhäufungen erkennen, weil auch hier die auf Firn und Gletscher gefallenen Blöcke nicht abgelagert, sondern weiter hinabtransportirt wurden. Erst an der Mündung des Froschsee-Thälchens nehmen die Moränen eine deutliche Gestaltung an und eine weitere Verstärkung erfahren sie durch Zuzug aus dem Bialka-, Rostoka- und Koszysta-Thale. Nördlich von der Einmündung der Rostoka breitet sich der Bialka-Gletscher, dessen Mächtigkeit von J. Partsch und S. Róth mit Recht auf ungefähr 240 *m* geschätzt wird, weit aus; höher oben ist er in ein circa 750 *m* breites Bett gebannt, dagegen bespannt er in der Gegend der Waksmundska dolina eine doppelt so breite Fläche, und während das Bialka-Thal nach Nordosten abschwengt, streckt der Gletscher seine Hauptmasse in der bisher eingehaltenen nördlichen Richtung vor, überzieht die Rusinowa polana, die Kuppe Goly und endet mit breit gerundeter Stirn im Vorlande, in nicht genau bestimmbarer Lage auf der Kuppe Glodówka.

Die merkwürdigen Verhältnisse am Stirnrande des Gletschers wurden zuerst von S. Róth erkannt und beschrieben. Nahe seinem Ende gab der Gletscher entsprechend der Tendenz zu fächerförmiger Ausbreitung zwischen der Rusinowa polana und der Kuppe Goly einen kleinen Seitenzweig westlich in das Thälchen Za Zadne ab, bespannte weit vorragend die Kuppe Glodówka und entliess einen schmalen Arm an das rechte Bialka-Ufer, wo er in viel tieferem Niveau die prächtige, von J. Partsch genau beschriebene Seitenmoräne trug, die in geringer Entfernung nördlich von der Strasse Jaworina-Lysa zu Ende geht. Zwischen dem tiefen Bialka-Arm und der breiten hochgelegenen Hauptmasse des Gletschers auf der Glodówka lag der Felsvorsprung Skalki, der aber, obwohl ihn das Eis beiderseits überholte, doch keinen echten, ringsum von Eis umschlossenen Nunatak gebildet haben, sondern nach Nordosten eisfrei geblieben sein dürfte; hier scheint am Fusse des Felsens Skalki der Gletscherbach aus dem tief liegenden und wahrscheinlich der Abschmelzung besonders stark ausgesetzten Arm des Bialka-Gletschers hervorgetreten zu sein, da hier die fluvioglaciale Terrasse in unmittelbarem Anschlusse an die Moräne beginnt. Der Scheitel des Felsens Skalki war grösstentheils oder gänzlich von Eis bedeckt.

Auf der Westseite des Bialka-Gletschers scheint die kleine Kuppe Goly insoferne eine ähnliche Rolle wie die Skalki-Wand gespielt zu haben, als hierdurch der Abschwung eines Theiles des Gletschers in das Thälchen Za Zadne gefördert wurde. In diesem zur Filipka herabziehenden Thälchen senkte sich der Gletscher von circa 1.200 *m* sehr rasch zu circa 1.000 *m* Höhe. Die Moräne des Thälchens Za Zadne ist zwar vom Wasser zerrissen, aber eine kleine Partie blieb am Ausgange der Filipka am Gebirgsnordrande, gelehnt an Triasdolomit, erhalten. Auch an diese Moräne grenzt unmittelbar fluvioglacialer Schotter an, der im Filipka-Thal ein schmales, zum Theil verortetes Band im Thalboden einnimmt. Diese Verbindung mit fluvioglacialem Schotter ist an der Hauptstirnpartie nicht zu constatiren, aus naheliegendem Grunde: die Gletscherwässer, die aus dem auf einer Kuppe zu Ende gehenden Eisstrom hervorchoben, konnten wohl Blöcke und feines Material nach rechts in das Bialka- und links in das Filipka-Thal führen, aber es konnte sich hier keine zusammenhängende derartige Ablagerung bilden und erhalten.

Nähere Glacialstudien im Bereiche des Bialka-Gletschers auszuführen, war ich nicht in der Lage, ich verweise diesbezüglich auf die Arbeit von S. Róth, der hier im Rostoka-Thale schöne Rundhöcker und Gletscherschliffe, im Bialka-Thale Grundmoränen erkannt hat. Ich möchte nur noch erwähnen, dass die Bialka an der Polana Bila woda von einer anscheinend fluviatilen Niederterrasse begleitet wird, deren genaue Verfolgung vielleicht die Festlegung der Grenze der jüngeren Vereisung ermöglichen wird.

Waren die Endmoränen des Jaworinka- und Bialka-Gletschers wegen weitgehender Auflösung durch die Schmelzwässer und exponirter Lage auf Vorlandskuppen nur annähernd bestimmbar, so zeichnet sich der westlich folgende Suchawoda-Pańszyca-Gletscher in dieser Richtung durch besseren Erhaltungszustand aus und er bietet auch sonst ein vom Bialka- und Jaworinka-Gletscher abweichendes Bild dar. Obwohl das Sammelgebiet des Suchawoda- und des damit vereinigten Pańszyca-Gletschers nur auf die Cirkuse der Gaśienicowe stawy, des Czarny staw und der Pańszyca beschränkt und daher weder gross

noch besonders hoch<sup>1</sup> gelegen war, entstand doch aus dem Zusammenfluss dieser beiden Gletscher ein Eisfeld, dessen Breite an der breitesten Stelle mindestens *3 km* betrug und das so gewaltige Blockmassen führte, dass hierdurch das ganze Gebiet zwischen dem Przysłop und der Poroniner Kopa im Osten und der Kopa Królowa, Kopa Magóry und dem Wielki Kopiniec im Westen mit mindestens *200—250 m* mächtigen Moränen bedeckt werden konnte. Unter diesen ist besonders die ausnehmend schöne und regelmässige, selbst Laien auffallende Seitenmoräne der Suchawoda hervorzuheben, die, wie A. v. Alth erkannt und S. Róth bestätigt hat, einen Seitenzweig in das Olczysko-Thal abgab, und dieses Thal mit zahlreichen grossen Irrblöcken erfüllte. Nicht minder verdient die linke Seitenmoräne der Pańszczyca, beziehungsweise die Mittelmoräne des vereinigten Eisfeldes hervorgehoben zu werden; sie bildete gleichsam die Fortsetzung des Zółta-Kammes und setzt da ein, wo sich dieser Kamm zu circa *1680 m* Höhe senkt. Weiter unterhalb entwickelt sich hier, nach S. Róth, in dichtem Urwalde eine Moränenlandschaft, deren Details in der Specialkarte 1:75.000 zu wenig berücksichtigt sind. Die rechte Seitenmoräne der Pańszczyca dringt beim Przysłop-Sattel nach Osten vor, um im weiteren Verlaufe die Höhe zu erreichen, die gegenwärtig das unterste Pańszczyca-Thal nach Nordosten begrenzt. Ähnlich wie die linke Seitenmoräne der Suchawoda gab auch die rechte des Pańszczyca-Gletschers Blöcke an das östlich benachbarte, auf der Karte leider unbenannte Thälchen ab; ob ein förmlicher Eisstrom hier abzweigte, scheint bei der Steilheit des Gehänges nicht sicher, vielleicht bestand hier nur eine Art Eiskatarakt. Blockmaterial gelangte jedenfalls in beträchtlicher Menge in dieses, an der Westflanke der Kopa eingesenkte Thälchen. Es scheint hier ein ähnliches Verhältniss geherrscht zu haben, wie am Nordostrande des Weissbach-Gletschers, der aus seinem Hauptbette in das Becken der Weidau und hier bis zur Wasserscheide des Liebseifen-Thales vordrang. Von hier stammen die Irrblöcke des Liebseifen-Thales, wie das S. Róth beschrieben hat; ob aber auch ein Eisstrom herabzog, bleibt fraglich.

Die Mächtigkeit des ehemaligen Suchawoda-Pańszczyca-Gletschers überschritt *200 m* und erreichte im Gebiete stärkster Entwicklung mindestens *260 m*. Die nähere Erforschung dieses bemerkenswerthen Moränenfeldes wird sicher noch manches interessante Detail ergeben. Meine Bemühungen waren hier hauptsächlich auf die Feststellung von, durch die Suchawoda etwa angeschnittenem Grundgebirge gerichtet, aber auch dieses Ziel konnte nur theilweise erreicht werden, sofern erkannt werden konnte, dass im Oberlaufe der Suchawoda unterhalb der Einmündung des Czarny staw-Wassers bunte Triasschiefer, weiter unten in der Gegend der Höhengoten *1.300* und *1.280* nur Moränen aufgeschlossen sind. Ob aber auch noch weiter unten bis zum Suchawoda-Stege nirgends Grundgebirge angeschnitten ist und somit die Gesamthöhe der tiefen Suchawoda-Schlucht für die Mächtigkeit der Moränen in Anschlag gebracht werden kann, konnte nicht auf der ganzen Strecke sicher ermittelt werden.

Bezüglich der so schön erhaltenen und gegen die Umgebung so auffallend contrastirenden Endmoränen mit ihren, Toporowy stawy genannten Moränen-Seen verweise ich auf die Schilderungen von J. Partsch und S. Róth und füge nur hinzu, dass sich unmittelbar an die Stirnmoräne fluvioglaciale Sand- und Blockablagerungen anschliessen, die sich über das flache Karpathensandstein-Vorland nach Murzasichle, Hruby und nach dem Olczysko-Thale hinziehen. Diese, weithin mit Hochwald bestandene, fluvioglaciale Decke ist an der neuen, von Zakopane zum Meerauge führenden Strasse aufgeschlossen und wird künftighin von hier aus leichter und genauer untersucht werden können als vordem. Wohlgerundete, meist faust-, seltener kopfgrosse Geschiebe und viel Sand verbürgen den fluviatilen Charakter dieser Ablagerung; zwar treten in einer, dem Moränenende mehr genäherten Partie auch etwas grössere, eckige Blöcke hervor, ich fand aber keine genügenden Anhaltspunkte, um dieser Partie eine andere Deutung zu geben, doch bemerke ich, dass Prof. F. Dénes bei einer gemeinsamen Excursion hierin Grundmoräne erblickt hat. Die starke Entwicklung dieser fluvioglacialen Sande und Geschiebe steht in Einklang mit der Mächtigkeit der Moränen: producirte der Suchawoda-Pańszczyca-Gletscher so ungewöhnlich massenhafte Moränen, so konnten auch die Schmelzwässer mehr und grössere Geschiebe ablagern. Am Nordwestrande der Moräne kommen in der Richtung nach dem

<sup>1)</sup> Wahrscheinlich entschied die besonders freie Exposition dieser Thäler nach Norden, die auch jetzt noch relativ grosse Schneemengen bis in den Herbst hinein bergen.

Olczyško-Thale auch grössere Blöcke vereinzelt und unregelmässig auf dem Karpathensandsteine verstreut vor; hier scheint die Moräne nicht so scharf begrenzt zu sein, wie am Nordrande bei den Toporowy-Seen und daher dürften diese vereinzelt Blöcke aus der nachmaligen Zerstörung dieses Theiles der Stirn- moräne hervorgegangen sein.

Über den ehemaligen Gletscher des Zakopaner Bystre-Thales können wir uns kurz fassen, liegen doch über dieses Thal, wo Zeuschner zuerst Eiszeit Spuren in der Tatra nachweissen konnte, eingehende Darstellungen von Partsch, Róth und Rehmann vor. Eis kam hier aus den Kesseln der Kondratowa, Goryczkowa und Kasperowa; sehr viel Moränenmaterial dürfte namentlich das steilwandige Kahr der Kasperowa unterhalb der Piargi (Beskid) geliefert haben. Zwei Seitenthäler blieben unvereist, sie waren durch den Gletscher abgedämmt und beherbergten wahrscheinlich zeitweilig kleine Seen, das Jaworzynka-Thal (nach Partsch) und das vom Giewont-Sattel herabziehende und nördlich vom Giewont-Kamm begrenzte Seiten-Thal der Kondratowa. Wie in der Suchawoda fordert auch hier die relative Mächtigkeit der Glacialerscheinungen die Aufmerksamkeit heraus, weder die Grösse der Sammelbecken, noch auch die geringe Höhe ihrer Umrahmung, die nur an einer Stelle, der Kondraczka (2.004 *m*), knapp die Höhe von 2.000 *m* übersteigt, scheinen die Mächtigkeit und Ausdehnung des ehemaligen Bystre-Gletschers zu rechtfertigen. Zwei Felsköpfe von hochtatischem Kalkstein dürften als echte Nunataks aus dem Gletscher hervorgeragt haben, der nach Partsch bis zum Eisenwerk Zakopane in 1.050 *m* herabkam und also nur circa 1,1 *km* südlich vom Nordrande zu Ende ging. Das Stirnende des Gletschers ist nicht scharf markirt, ein Haufwerk von Blöcken schliesst sich hier an, das sich bis zum Ausgange des Thales allmählich senkt und aus der Zerstörung des Moränenrandes hervorgegangen sein dürfte. Es könnte zugegeben werden, dass der Gletscher zur Zeit seiner grössten Ausdehnung vielleicht bis zur Höhengote von 980 oder 960 *m* herabreichte, keinesfalls aber trat er aus der Thalenge in das freie Gebirgsvorland, in die Ebene von Dorf Zakopane ein, wie Prof. Rehman annimmt.

Die Geschiebeablagerung, auf die sich dieser Autor hierbei beruft, ist ein fluvioglaciales Product, jener Absatz der Gletscherwässer, den wir nun schon in so vielen Thälern am Aussenrande der Moränen vorgefunden haben, und der übereinstimmend mit den Verhältnissen in allen anderen Glacialgebieten der Diluvialzeit wie der Gegenwart ausgebildet ist. Speciell auf dem Zakopaner Felde ist das Geschiebe meist nur faust- bis kopfgross, oft aber noch kleiner und stets sehr wohlgerundet, und die Geschiebeschicht selbst ist nur wenige Meter mächtig (2—8), wie man sich in den Bacheinschnitten, die überall den schwarzen Alttertiär-Schiefer blosslegen, überzeugen kann. Diese fluviale Geschiebedecke des Dorfes Zakopane bietet weiter nichts merkwürdiges dar, interessanter ist dagegen die von Prof. Rehmann beschriebene Geschiebebildung von Bardalówka und von der neuen Strasse nach Jaszczorówka. Leider war ich nicht in der Lage, diese Gegend genauer zu besichtigen, die für den Gebirgsbau ohne Interesse ist, aber ich glaube bemerken zu dürfen, dass die Beschreibung von Prof. Rehmann nichts enthält, was zu der Annahme von Grund- oder Oberflächenmoränen zwingen würde. Kamen die Geschiebe jener Gegend auch aus dem Bystre-Thale — ein Theil davon stammt wohl aus dem Olczyško-Thale von dem Seitenzweige des Suchawoda-Gletschers — so dürfte der Biały Dunajec sein Bett seither ein wenig vertieft haben. Jedenfalls beweisen die Beschreibungen von Prof. Rehmann, wie auch die hier enthaltenen Mittheilungen über den fluvioglacialen Übergangskegel der Suchawoda, dass ein genaueres Studium dieser Bildungen hier noch manches interessante Ergebniss zeitigen könnte.

Befinde ich mich bei der Deutung der Geschiebedecke von Zakopane nicht in Übereinstimmung mit Prof. Rehmann, so freue ich mich, ein anderes Forschungsergebniss des Genannten vollauf bestätigen zu können: den Nachweis von Moränen im Małałaka-Thale. Hier kam ein schmaler Eisstrom aus dem Kessel zwischen Kondraczka und Małałaczniak, dessen Endmoränen in der im Streichen der subtatischen Mulde (S<sub>3</sub>) befindlichen Thalweitung der Małałaka gelegen sind und hier bis zum Punkte 1.057 *m* und wohl noch einige Meter weiter abwärts reichen. Die schöne Wiese oberhalb des Moränenterrains bildete allem Anscheine nach ehemals den Boden eines durch diese Moräne gestauten Sees, dessen Wasser durch Ver-

tiefung des Abflusses abzog. Ganz ähnliche Verhältnisse herrschten in dem benachbarten Miętusia-Thale: auch hier floss aus den Kesseln des Nordabfalles der Krzeszanica ein schwacher Eisstrom, der am Przysłop Miętusie, da wo das Thal nach Westen umbiegt und in eine Enge eintritt, eine kleine, aber regelmässig bogenförmige Stirnmoräne hinterlassen hat. Auch hier dürfte bis zur Durchsägung der Moräne ein Stausee bestanden haben (vergl. Fig. 20).

Das Koscielisko-Thal, nördlich vom Passe Pyszna, ist reichlich mit Moränen versehen und steht hierin in ziemlich auffallendem Gegensatze zu dem, südlich vom Pyszna-Passe abgehenden Kamenista-Thale. Namentlich der Winkel zwischen Blyszcz und Ornak, wo die Kahrform gut ausgesprochen und selbst ein Miniatursee nahe dem Ornakrücken erhalten ist, dürfte viel Geschiebe und Eis geliefert haben, das sich an der Alpe Pyszna mit dem vom Sattel herabkommenden Materiale und weiter unterhalb mit den vom Smreczyn ausgehenden Gletschern vereinigte. Der Smreczyn-Kamm zwischen der Tomanowa polska (1.979 *m*) und der Welka Kamenista (2.128 *m*) zeigt am Nordabhange drei, zwar schwach ausgeprägte, aber doch als solche erkennbare Kahre, die sich nach Nordwesten öffnen und, nach den im unteren Theile der Tomanowa aufgestapelten Moränen zu urtheilen, reichlich vergletschert gewesen sein müssen. Wo die Moränen von Südosten und Süden zur Bildung einer Mittelmoräne zusammentraten, liegt der von moorigen Wannern umgebene Moränensee Smreczyn, dessen nähere Beschaffenheit Partsch, Róth und Rehmann geschildert haben. Das Nordende des vereinigten Pyszna-Smreczyn-Gletschers überschritt knapp die Vereinigung der Tomanowa mit dem Czarny Dunajec; hier liegt an der Alpe Uwozisko die nördlichste Moräne dieses Gletschers, der sonach in die, der Kalkzone angehörige Thalenge des Czarny Dunajec nicht eingedrungen, sondern vielmehr zu grösserer Mächtigkeit, wie Rehmann bemerkt, aufgestaut geworden sein dürfte.

Wiederholt musste hervorgehoben werden, dass die Thalwasserscheiden in den, von den Seitenthälern her von Eis überzogenen Längsthälern unvergletschert blieben, so z. B. der Sattel der Kupferschächte, der Lilienpass, der Giewont-Sattel. Wenn es aber doch zur Vereisung kam, so geschah dies nur auf der Ostseite, wie z. B. beim Sziroka-Sattel. Dieser letztere Fall ist nun auch beim Tomanowa-Sattel (1.689 *m*) zu constatiren, auch hier zog am Ostabhange ein kleiner Gletscher zu Thale, der Seen und eine Moräne hinterlassen hat, wie das schon bei Besprechung des Tycha-Thales erörtert wurde, während die Westseite des Sattels bis zur Tomanowa-Alpe vermuthlich eisfrei blieb. Den Wiesengrund dieser Alpe bildet eine geneigte Ebene, die den Eindruck eines, vielleicht in einem zeitweiligen Stausee abgesetzten Schuttkegels oder eines Lawinenkegels hervorruft, jedenfalls aber den ehemaligen Bestand eines Gletschers auf diesem Boden wenig wahrscheinlich macht. Auch S. Róth erwähnt hier das Vorhandensein von Schneefeld-Fusshalden.

Über die ehemalige Vergletscherung der Thäler westlich vom Koscielisko-Thale enthält die Literatur, soviel mir bekannt ist, keine Angaben. Gletscherspuren finden sich in diesem Theile des Gebirges in der Rohač-Gruppe und in den beiden Ursprungs-Thälern des Chocholower Thales, der Stararobota und Jarzębica (Jasienica), dagegen waren die Bila woda und das Bobrowiec-Thal, sowie das Seitenthal Latana des Rohač unvereist. Im Stararobota-Thale zieht aus dem regelmässigen Circus, der den Thalschluss bildet, sowie aus kleineren felsigen Kahren am Stararobota-Abhange eine langgestreckte Moräne bis zur Alpe Iwanówka. Im Jasienica-Thale besteht der Hintergrund aus zwei grossen, durch den Čerweni vrch getheilten Kesseln, deren Glacialmaterial sich im Thale vereinigt und bei der zur Zeit der Heuernte bewohnten Siedlung Chocholówka in eine ziemlich mächtige Endmoräne ausgeht. Die Endmoräne der Iwanówka liegt circa 0.5, die der Chocholówka circa 1 *km* von der Vereinigung beider Thäler entfernt, ein Zusammenfluss beider Gletscher hat also wahrscheinlich nicht stattgefunden, sie endeten getrennt in circa 1.100 *m* Höhe und das Chocholower Thal war ebenso wie das Koscielisker Thal in seinem, in der Kalkzone gelegenen Theile unvergletschert. Die Mächtigkeit des Iwanówka- und wahrscheinlich auch des Chocholówka-Gletschers dürfte 100 *m* nicht überstiegen haben, während der Koscielisko-Gletscher nach Róth 160 *m* mächtig war.

Muss man in der Hohen Tatra die grössere Intensität der Vergletscherung für die Südseite beanspruchen, so scheint dieses Verhältniss in dem niedrigeren westlichen Theile des Gebirges nicht mehr zu bestehen. Wohl ist die grössere Höhenentwicklung an Querkämmen südlich vom Hauptkamme, der wir die Differenz der Vergletscherung zu Gunsten der Südseite der Hohen Tatra hauptsächlich zugeschrieben haben, auch

hier noch zu constatiren, aber der Unterschied scheint zu gering zu sein, um den Einfluss der für die Eisbildung klimatisch günstigeren nördlichen Lage zu übertreffen. In einzelnen Thälern der mittleren und westlichen Tatra scheint sogar die Nordseite vergleichsweise stärker vergletschert gewesen zu sein, und zwar in der Suchawoda und namentlich der Zakopaner Bystra.

Die Anschauung, die hier über die Ausdehnung der diluvialen Tatra-Gletscher in Übereinstimmung mit den Forschungen von J. Partsch und S. Róth ausgesprochen und zur Grundlage der kartographischen Darstellung genommen wurde, ist so wesentlich verschieden von dem Ergebnisse, zu dem Prof. A. Rehmann gelangt ist, dass ich mir erlauben möchte, mit einigen Worten hierauf einzugehen. Prof. A. Rehmann ist geneigt (l. c. p. 525—527), anzunehmen, dass sich die Gletscher der Nordseite der Tatra bis in die Ebene von Neumarkt und Uj-Béla, oder bis an den Fuss der Sandsteinberge jenseits des Dunajec erstreckt haben konnten.

Die Geschiebe von Uj-Béla u. s. w., auf die sich A. Rehmann beruft, gehören theils der Nieder-, theils der Hochterrasse der Bialka und des Biały Dunajec an, sie sind unzweifelhaft echte Flussgeschiebe, wie das ja Prof. Rehmann selbst schon richtig erkannt hat, und wenn diese Geschiebe zum Theile von gelbem Lehm umschlossen sind, so deutet das nicht auf Grundmoräne hin, sondern ist die Folge des Umstandes, dass sich hier, wie bei allen karpatischen Hochterrassen, über dem Schotter eine Lehm- oder Lössschicht einstellt, die mit der Entfernung vom Gebirge mächtiger wird, während gleichzeitig der Schotter nach Korngrösse und Mächtigkeit abnimmt. Fehlen somit die Voraussetzungen für die Ausnahme Rehmann's, der ich demnach nicht beipflichten kann, so kann es dagegen nur gebilligt werden, wenn dem karpatischen Diluvium, namentlich im Sinne einer Vergleichung mit alpinen Bildungen, erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt wird. So kennt man in den Karpathen, um nur ein Beispiel anzuführen, bisher kein Äquivalent der alpinen »Deckenschotter«, aus deren Beschaffenheit bekanntlich auf die erste Vereisung geschlossen wird, dagegen dürften die Hoch- und Niederterrassen der Karpathenflüsse ein genaues Analogon derjenigen Bildungen sein, die unter demselben Namen im Alpengebiete unterschieden werden.

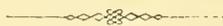
Die Lückenhaftigkeit meiner Beobachtungen im Bereiche des Diluviums nöthigt mich, hinsichtlich des Vorkommens von Gletscherschliffen, Rundhöckern und gekritzten Geschieben auf die Arbeiten von J. Partsch und S. Róth, hinsichtlich der Glacialfauna auf die bekannten Arbeiten von Nehring, denen sich später eine kleine Notiz von Prof. Szajnocha<sup>1</sup> zugesellt hat, zu verweisen.

---

<sup>1</sup> Über ein fossiles Elenskelett aus der Höhle bei Jaszczurówka in der Tatra. Anzeiger der Akad. d. Wissensch. in Krakau. Dec. 1889.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<b>I. Einleitung und stratigraphischer Theil (64. Bd.)</b> . . . . .	643
Einleitung . . . . .	643
Permformation . . . . .	645
Triasformation . . . . .	648
Untere Trias . . . . .	648
Mittlere Trias . . . . .	650
Keuper . . . . .	651
Rhätische Stufe . . . . .	653
Hochtatrische Trias . . . . .	656
Juraformation . . . . .	658
Grestener Schichten der subtatrischen Zone . . . . .	658
Liasfleckenmergel . . . . .	659
Oberlias . . . . .	661
Dogger und Malm der subtatrischen Zone . . . . .	663
Grestener Schichten der hochtatrischen Region (Pisana-Sandstein) . . . . .	665
Hochtatrischer Liasjurakalk . . . . .	669
Zusammenstellung der paläontologisch nachgewiesenen Horizonte . . . . .	672
Kreideformation . . . . .	673
Neocom . . . . .	673
Chocsdolomit und Murankalk . . . . .	674
Oberkreide . . . . .	677
Tertiärformation . . . . .	677
Nummulitenkalk und -Conglomerat . . . . .	677
Obereocän und Oligocän . . . . .	679
Rückblick . . . . .	681
<b>II. Tektonik des Tatragebirges (67. Bd.)</b> . . . . .	1
Vorbemerkungen . . . . .	1
Der geologische Bau der subtatrischen Zone . . . . .	3
Die subtatrische Zone bei Zakopane und westlich von Zakopane . . . . .	3
Die subtatrische Zone östlich von Zakopane . . . . .	11
Die Gegend östlich von der Verschiebungslinie der Bialka . . . . .	16
Die Tektonik der hochtatrischen Zone . . . . .	19
Der westliche Theil der hochtatrischen Zone . . . . .	20
Der östliche Theil der hochtatrischen Zone . . . . .	31
Die Kreideablagerungen der hochtatrischen Zone . . . . .	35
Das Urgebirge . . . . .	39
Der Westrand des Tatragebirges . . . . .	42
Die nördliche, östliche und südliche Umrahmung des Tatragebirges . . . . .	45
Zusammenfassung . . . . .	51
<b>III. Geologische Geschichte des Tatragebirges</b> . . . . .	57
<b>IV. Beiträge zur Oberflächengeologie</b> . . . . .	75



# les T

d der im







**FOLDOUT WILL BE SCANNED AT A LATER DATE**

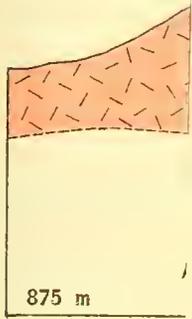


V. Uhlig: Geol

Figur 1

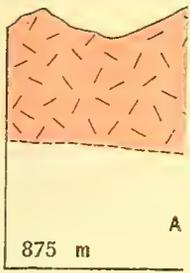
To  
1

Süd



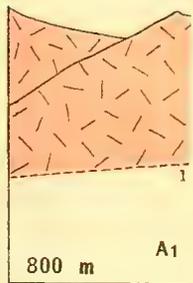
Figur 2

Süd

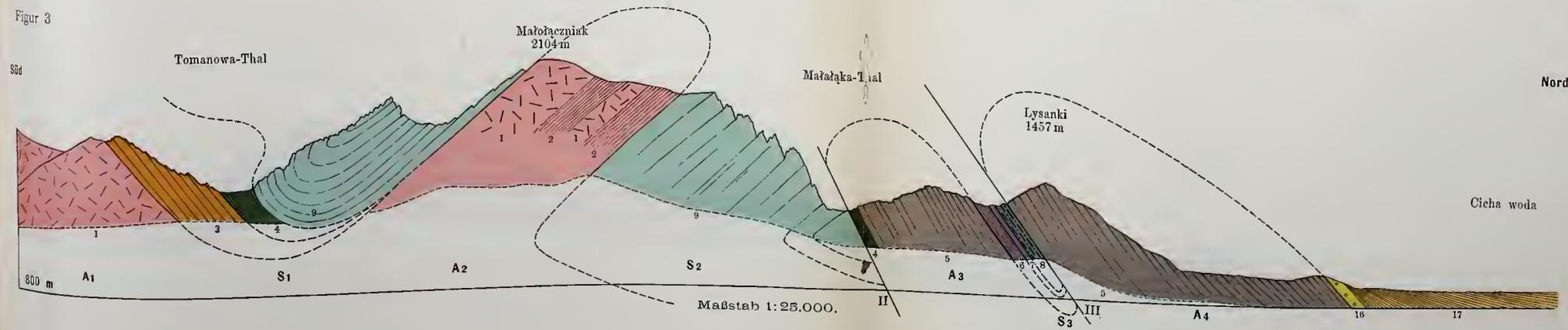
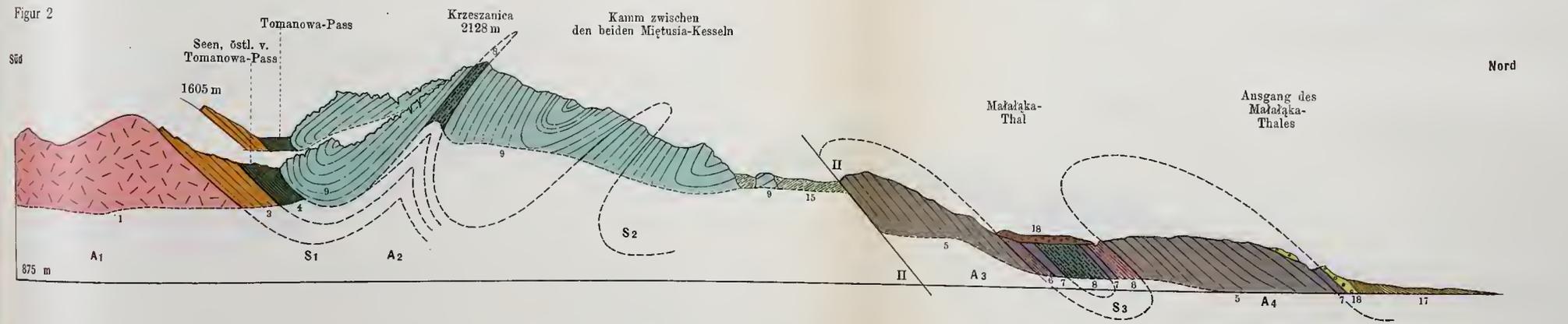
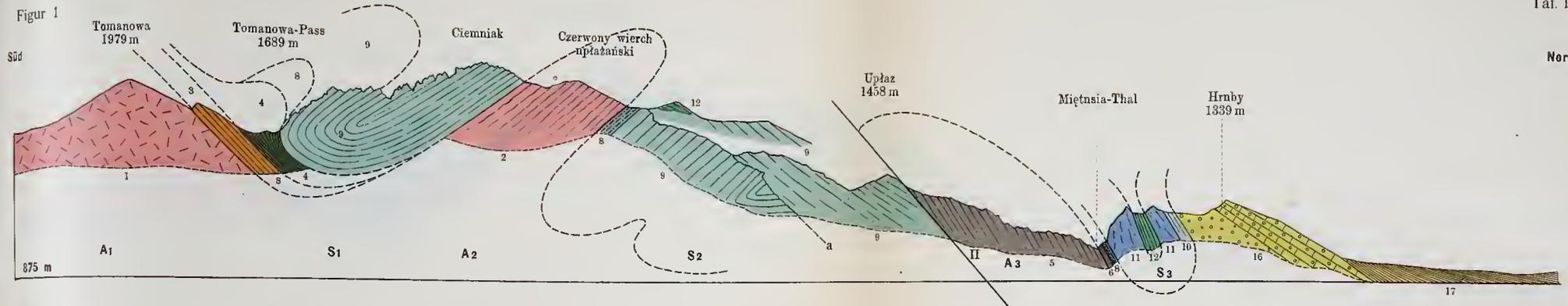


Figur 3

Süd





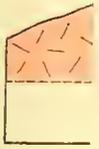




V. Uhli

Figur

Süd



Figur 5

Süd



Figur 6

Süd

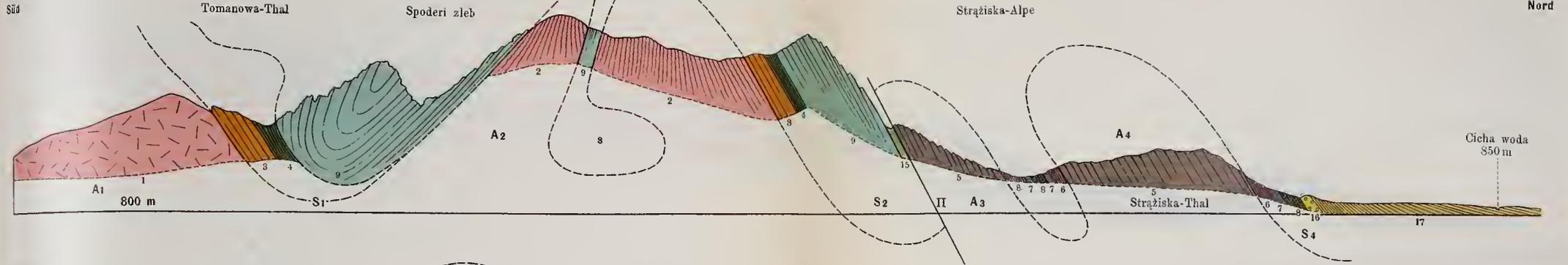




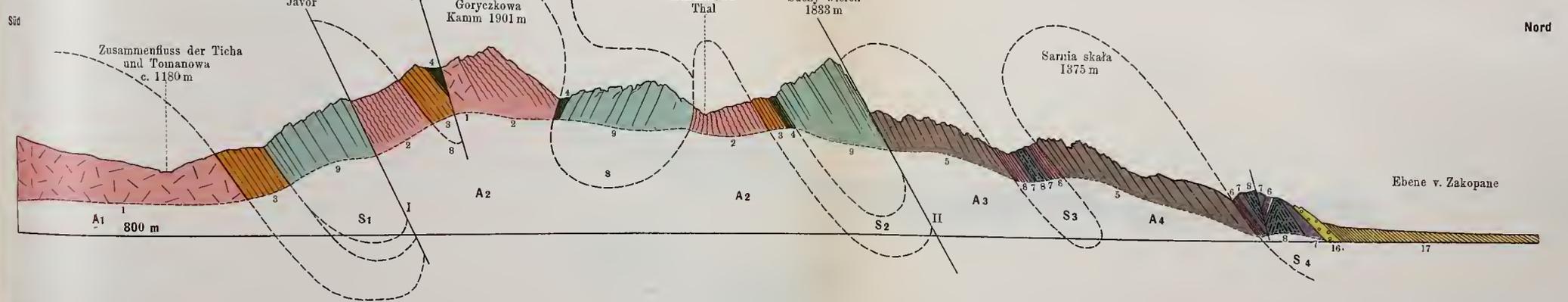
v. Uhlig: Geologie des Tatragebirges.

Taf. I b.

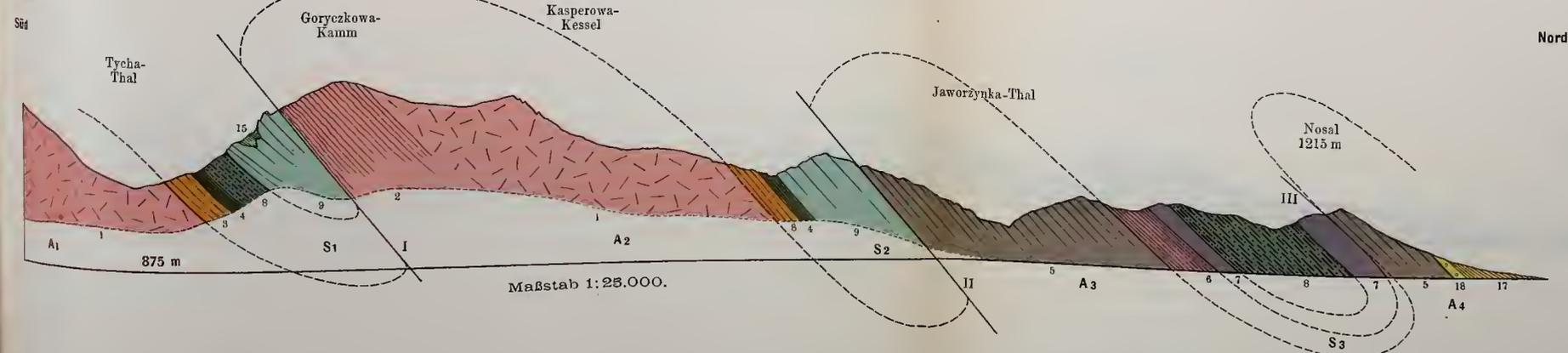
Figur 4



Figur 5



Figur 6

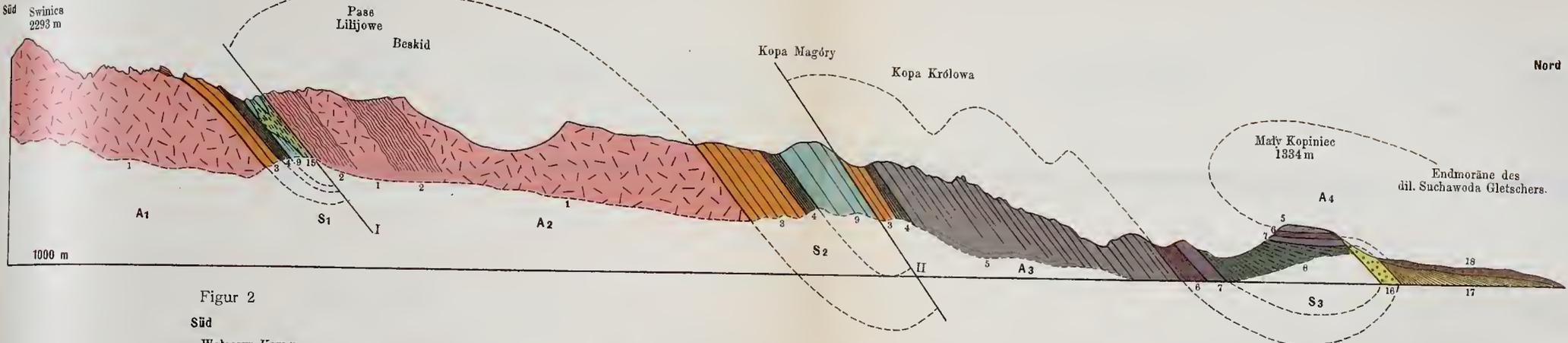




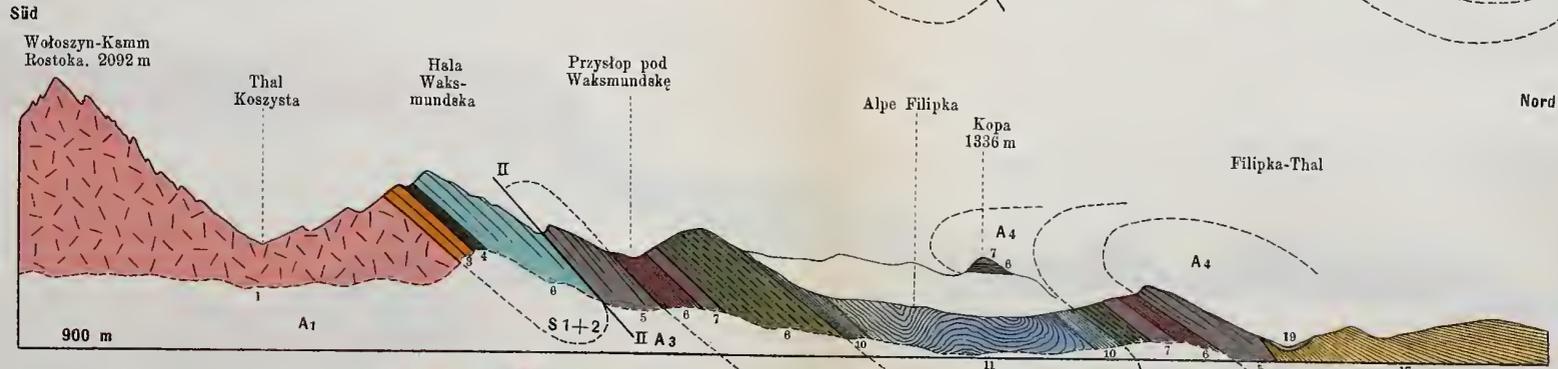




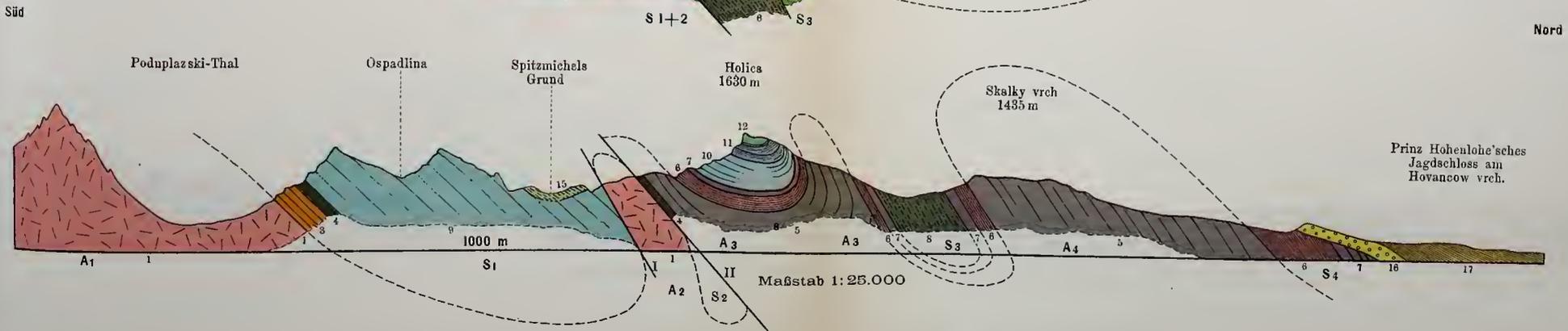
Figur 1



Figur 2



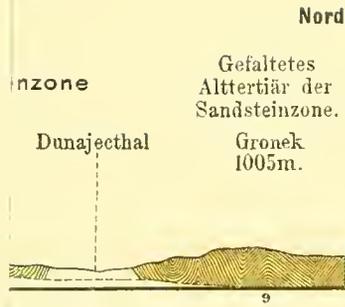
Figur 3



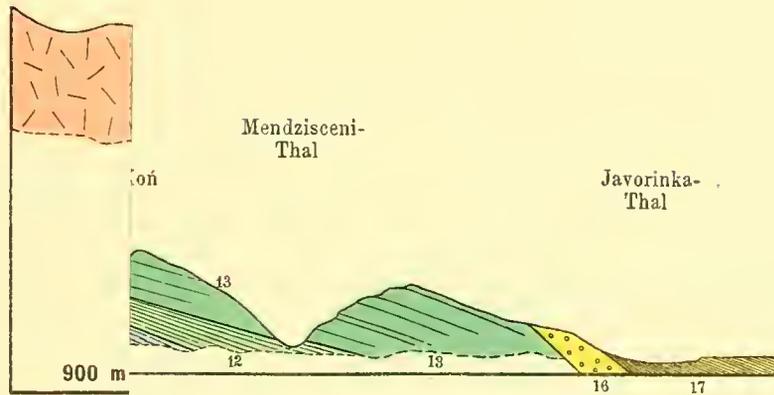


V. Uhlig:

Taf. II b.



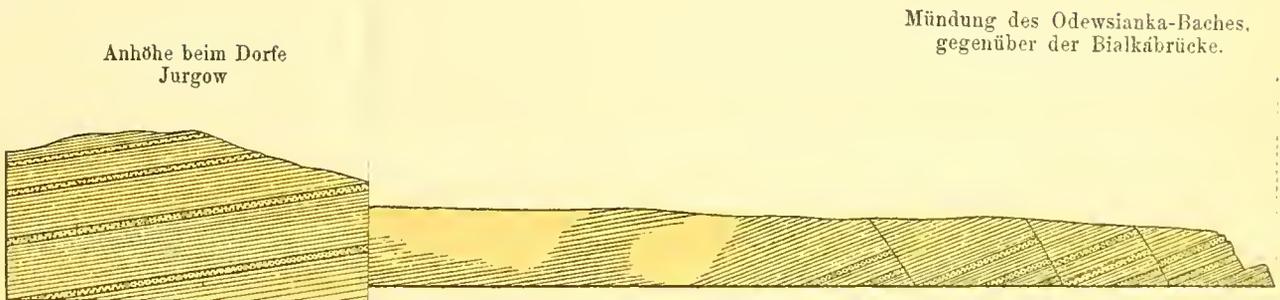
Figur 4  
Süd



Figur 5

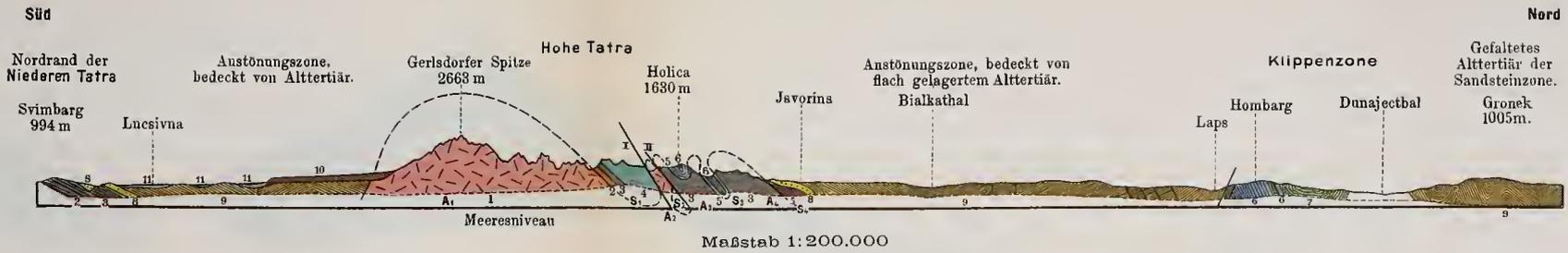
Süd

Nord

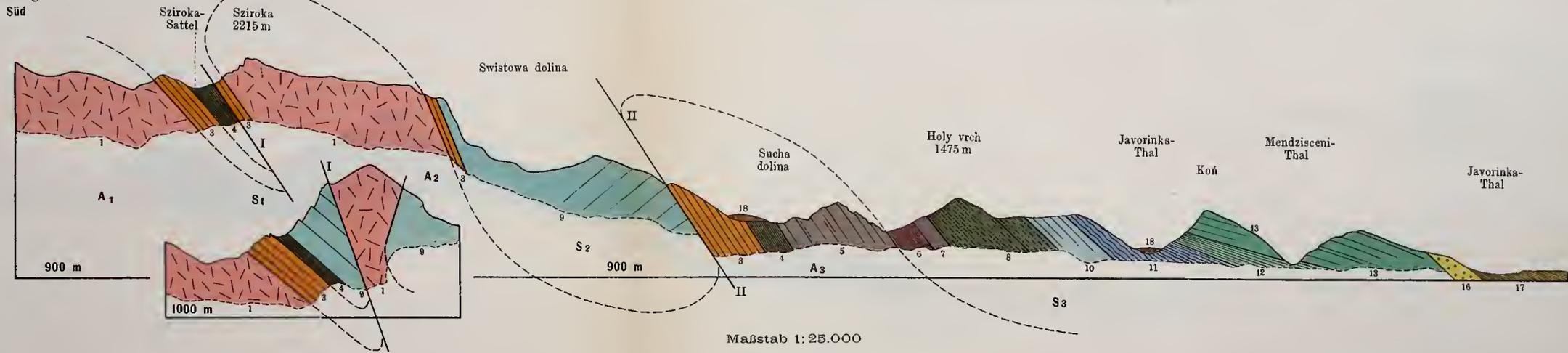




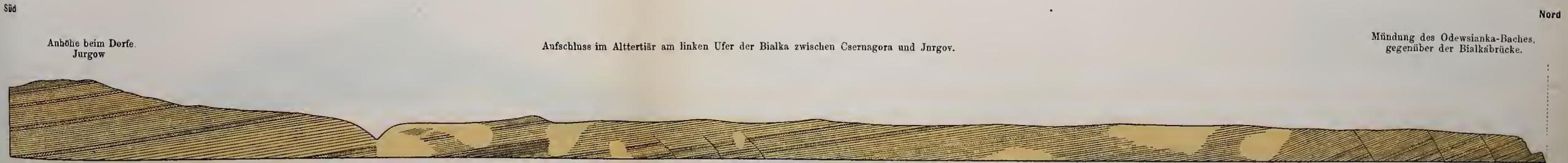
Figur 6



Figur 4



Figur 5



Die Größenverhältnisse des Durchschnittes von Fig. 5 sind arbiträr. Die nicht schraffierten Stellen sind undeutlich aufgeschlossen.

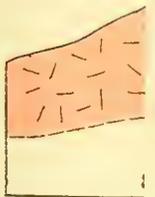


s

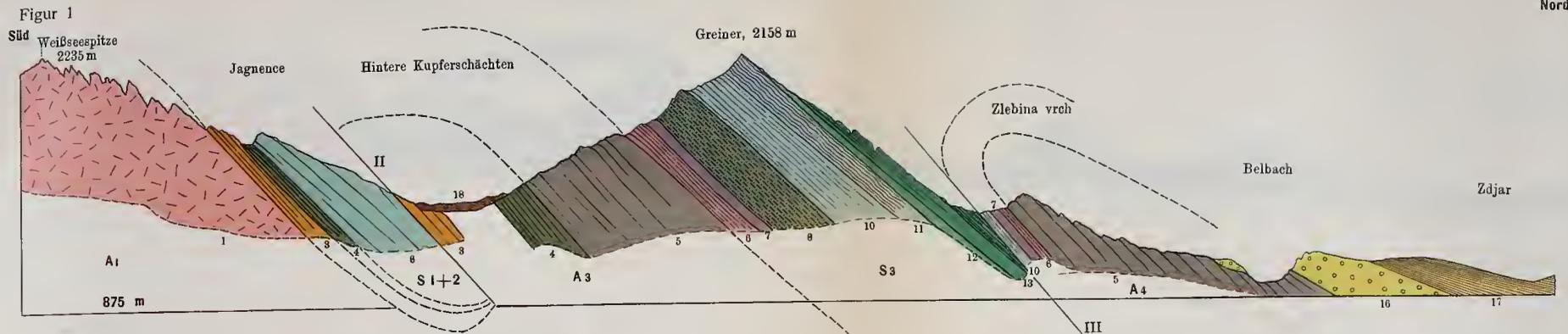
Figur 3

Süd

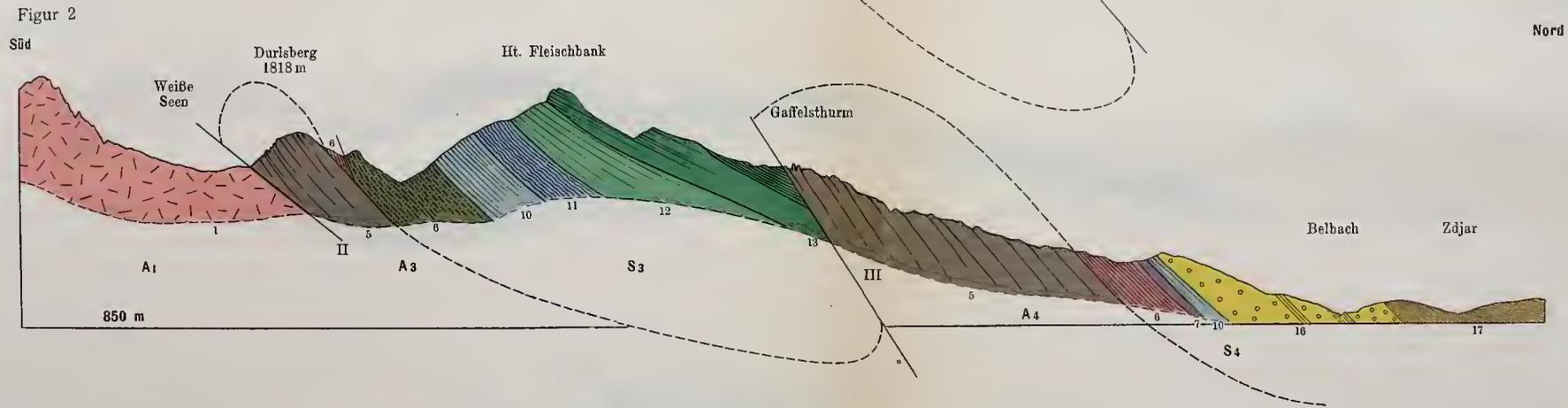
s



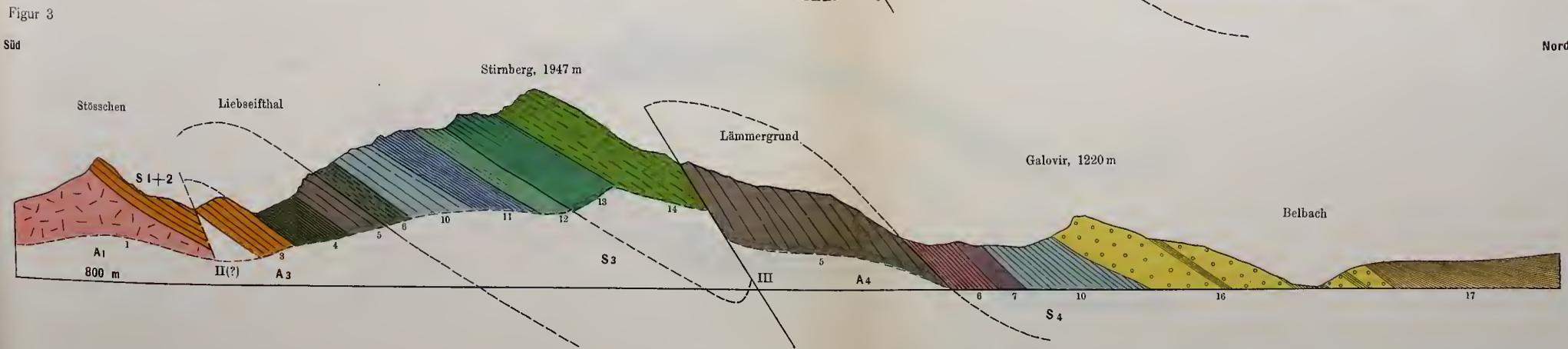




Nord



Nord

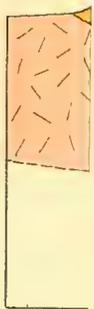


Nord

Maßstab 1:25.000

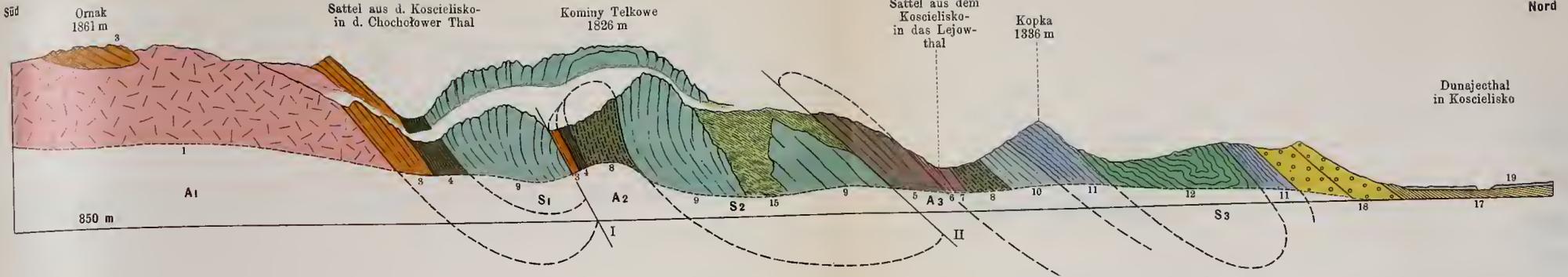


Figur 4  
Süd

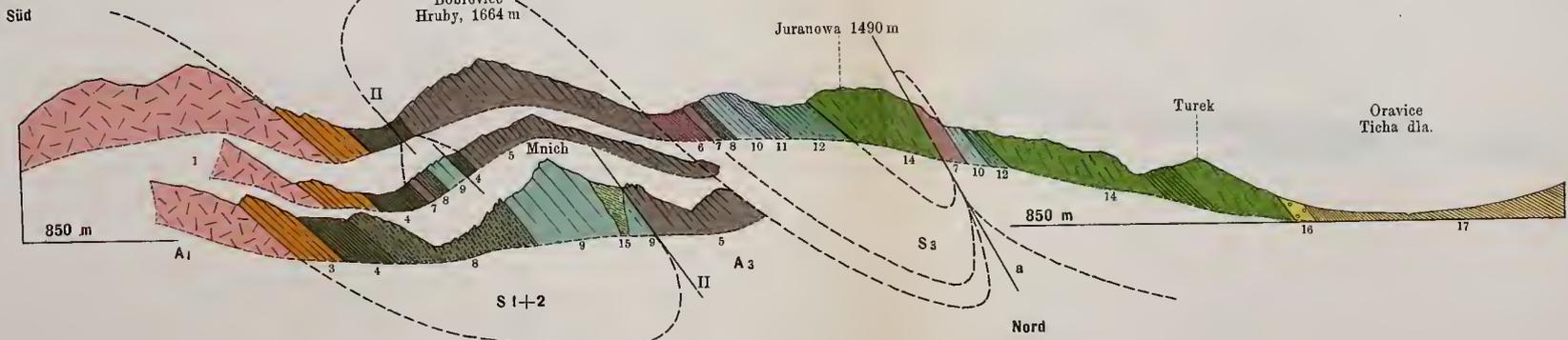




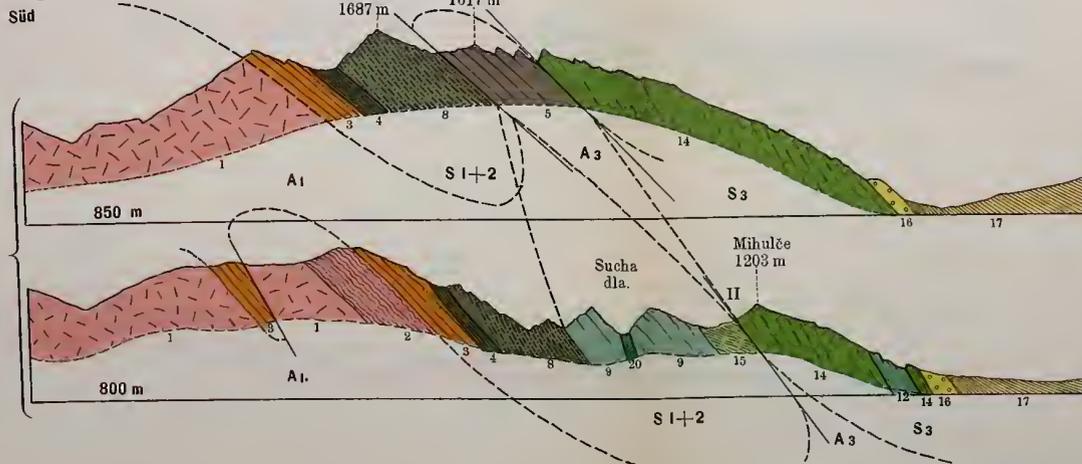
Figur 4



Figur 5



Figur 6



Maßstab 1:25,000

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

Photolithographie und Druck des k. und k. militär-geographischen Institutes.



## Erklärung zu Tafel I—IV:

	11		Oberlias. Rother und grüner Hornsteinkalk mit Eisenerz. Crinoidenkalk.
Hornblendeschiefer u. s. w.	12		Jura und Neocom. Grauer Fleckenmergel.
rother Quarzsandstein.	13		Murankalk (Caprotinenkalk) und Šipkower Mergelschiefer.
ischer Schiefer und Zellendolomit. In der hoch- e Schichten wahrscheinlich die gesammte Trias.	14		Chocsdolomit und Šipkower Mergelschiefer.
Muschelkalkdolomit).	15		Oberkreide.
	16		Nummulitenkalk und Conglomerat.
thoniger Kalkstein mit <i>Ter. gregaria</i> . Litho-	17		Obereocän und Oligocän. Schwarze Schiefer mit plattigen Sandsteinbänken.
Weißer Sandstein (Pisanasandstein) und grauer	18		Moränenschutt.
	19		Fluvioglaciale Terrassen. Sand und Schotter.
	20		Melaphyr (Tafel III, Fig. 6, Tafel IV, Fig. 4).

en mit denen der geologischen Karte überein, nur sind auf der Karte Jura- und Neocomfleckenmergel, ferner Nummulitenkalk und Conglomerat getrennt, hier aber vereinigt.

- A<sub>1</sub> Krystallinische Hauptaxe, erster Aufbruch.
- A<sub>2</sub> Aufbruch der hochtatratischen Zone, zweiter Aufbruch.
- A<sub>3</sub> Dritter Aufbruch, subtatratisch.
- A<sub>4</sub> Vierter Aufbruch, subtatratisch.
- S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> Erste und zweite hochtatratische Synclinalen.
- S<sub>3</sub>, S<sub>4</sub> Dritte und vierte subtatratische Synclinalen.
- a, s Anticlinalen und Synclinalen von sekundärer Bedeutung.
  - I Überschiebungsfäche des hochtatratischen Aufbruches A<sub>2</sub>
  - II Hauptüberschiebungsfäche des subtatratischen Aufbruches A<sub>3</sub>
  - III Überschiebungsfäche des subtatratischen Aufbruches A<sub>4</sub>

spondieren mit denen der tektonischen Karte. Bei sämtlichen Figuren liegt das linke Ende im Süden, das rechte im Norden.

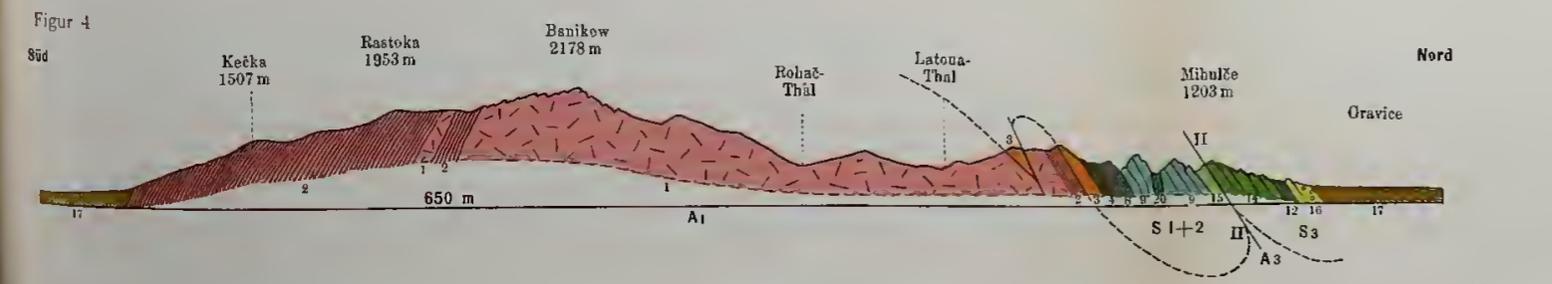
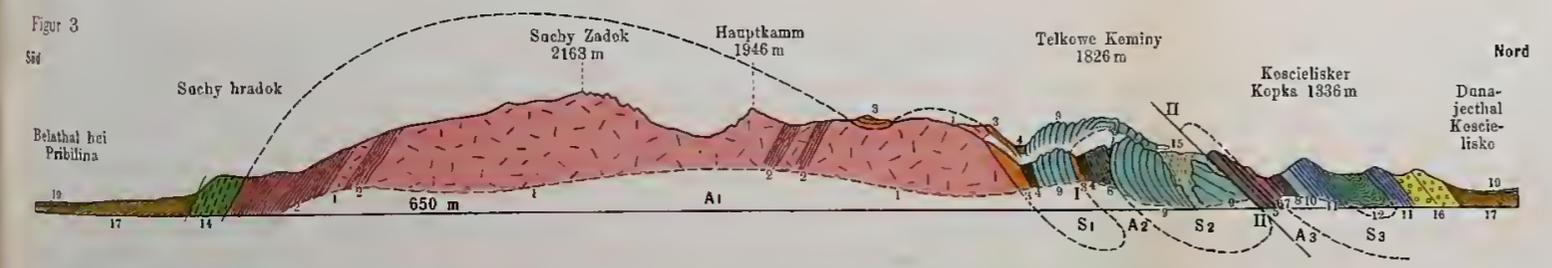
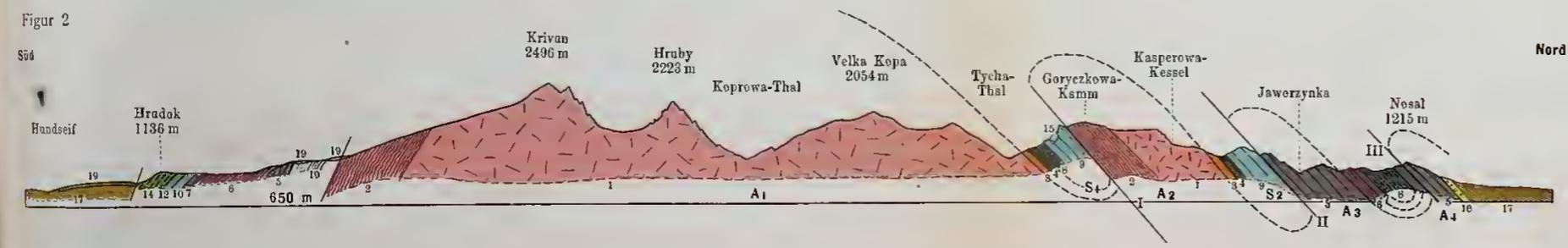
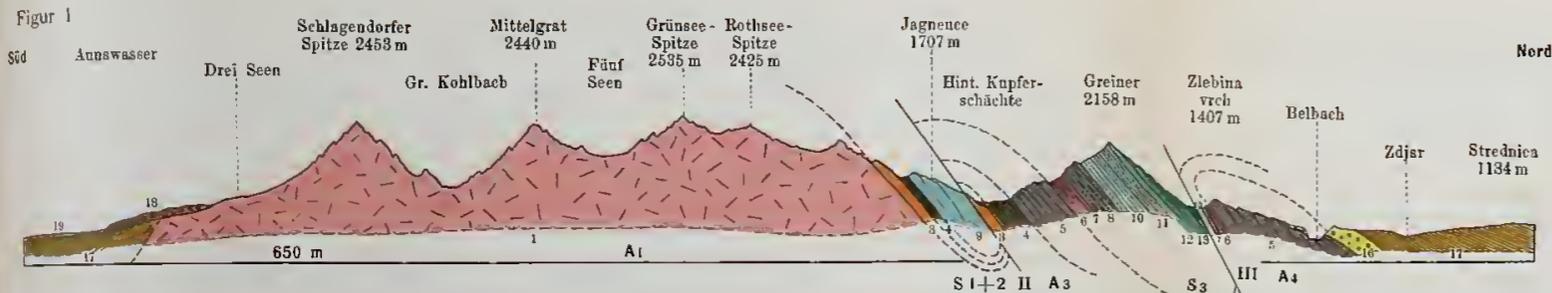
Tafel III und von Figur 1, 2, 3 und 4 auf Tafel II 1:25.000. — Maßstab sämtlicher Durchschnitte auf Tafel IV 1:75.000. — Maßstab des s Fig. 6 auf Taf. II 1:200.000. — Die Größenverhältnisse des Durchchnittes Tafel II, Fig. 5 sind arbiträr.

lichen den geologischen Bau der Kalkzone der Tatra, die Durchschnitte im Maßstabe 1:75.000 das Verhältnis der Kalkzone zur krystallinischen 000 erläutert die Stellung der Hohen Tatra zur Klippenzone im Norden und zur Niederen Tatra im Süden. — Der Durchschnitt Tafel II Fig. 5 gibt eine Vorstellung vom Baue der Alttertiärdecke im Norden der Tatra.

## Erklärung der Ausscheidungen von Figur 6, Tafel II:

	4	Hochtatratischer Liasjurakalk.	8	Nummulitenkalk und Conglomerat.
	5	Subtatratischer Keuper und Rhät.	9	Alttertiär, Sandstein und Schiefer.
rias, in der	6	Subtatratischer Lias, Jura und Neocom, Fleckenmergelfacies.	10	Moränenschutt.
s.	7	Oberkreide.	11	Fluvioglaciale Terrassen, Sand und Schotter.





Maßstab 1:75.000.

Erklärung zu Tafel I—IV:

- |    |  |    |  |
|----|--|----|--|
| 1  | Granit.  | 11 | Oberlias. Rother und grüner Hornsteinkalk mit Eisenerz. Crineidenkalk.   |
| 2  | Krystallinische Schiefer, Gneis, Herablendeschiefer u. s. w.   | 12 | Jura und Neocom. Grauer Fleckenmergel.                                   |
| 3  | Permformation, weißer und hellrother Quarzsandstein.   | 13 | Murankalk (Csprotinenkalk) und Štipkower Mergelschiefer.                 |
| 4  | Untere Trias. Rother und grünlicher Schiefer und Zellendolomit. In der hochtatratischen Zone vertreten diese Schichten wahrscheinlich die gesamte Trias. | 14 | Chocsdelomit und Štipkower Mergelschiefer.                               |
| 5  | Mittlere Trias. Grauer Dolomit (Muschelkalkdolomit).   | 15 | Oberkreide.  |
| 6  | Banter Keuper.   | 16 | Nummulitenkalk und Conglomerat.  |
| 7  | Rhätische Stufe. Graublauer, theuiger Kalkstein mit Ter. gregaria. Lithodendronkalk.   | 17 | Obserecän und Oligocän. Schwarze Schiefer mit plattigen Sandsteinbänken. |
| 8  | Unterlias, Grestener Schichten. Weißer Sandstein (Pisanasandstein) und grauer und schwärzlicher Schiefer.  | 18 | Moränenschutt.   |
| 9  | Hochtatratischer Liasjurakalkstein.  | 19 | Fluvioglaciale Terrassen. Sand und Schotter.                             |
| 10 | Liasfleckenmergel.   | 20 | Melaphyr (Tafel III, Fig. 6, Tafel IV, Fig. 4).                          |

Die Nummern der Farbenscheidungen stimmen mit denen der geologischen Karte überein, nur sind auf der Karte Jura- und Neocomfleckenmergel, ferner Nummulitenkalk und Conglomerat getrennt, hier aber vereinigt.

- A<sub>1</sub> Krystallinische Hauptaxe, erster Aufbruch.
- A<sub>2</sub> Aufbruch der hochtatratischen Zone, zweiter Aufbruch.
- A<sub>3</sub> Dritter Aufbruch, subtatratisch.
- A<sub>4</sub> Vierter Aufbruch, subtatratisch.
- S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> Erste und zweite hochtatratische Synclinalen.
- S<sub>3</sub>, S<sub>4</sub> Dritte und vierte subtatratische Synclinalen.
- a, s Anticlinen und Synclinalen von secundärer Bedeutung.
- I Überschiebungsfäche des hochtatratischen Aufbruches A<sub>2</sub>
- II Hauptüberschiebungsfäche des subtatratischen Aufbruches A<sub>3</sub>
- III Überschiebungsfäche des subtatratischen Aufbruches A<sub>4</sub>

Die Buchstaben und Ziffern correspondieren mit denen der tektonischen Karte. Bei sämtlichen Figuren liegt das linke Ende im Süden, das rechte im Norden. Maßstab sämtlicher Figuren auf Tafel I und Tafel III und von Figur 1, 2, 3 und 4 auf Tafel II 1:25.000. — Maßstab sämtlicher Durchschnitte auf Tafel IV 1:75.000. — Maßstab des Durchchnittes Fig. 6 auf Taf. II 1:200.000. — Die Größenverhältnisse des Durchchnittes Tafel II, Fig. 5 sind arbiträr.

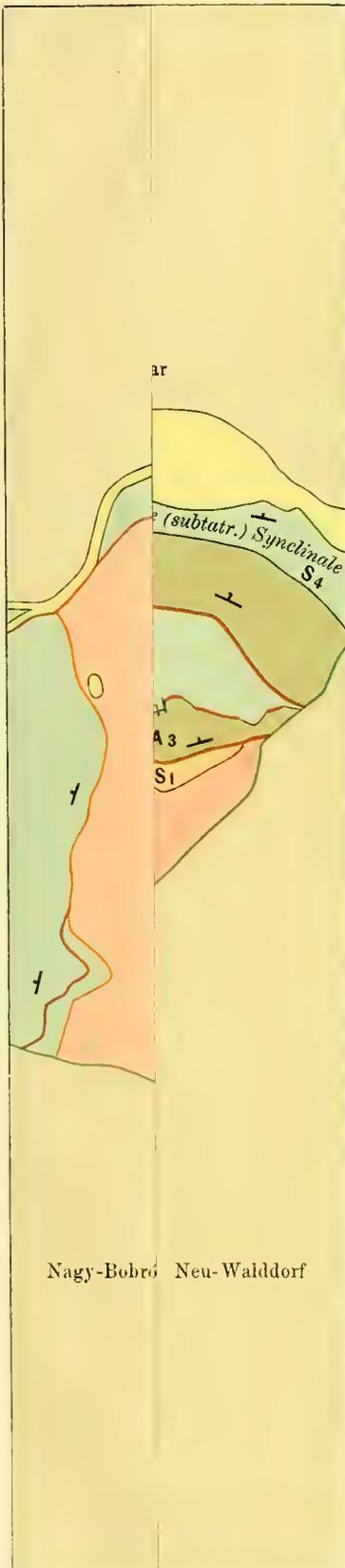
Die Durchschnitte im Maßstabe 1:25.000 verdeutlichen den geologischen Bau der Kalkzone der Tatra, die Durchschnitte im Maßstabe 1:75.000 das Verhältnis der Kalkzone zur krystallinischen Hauptaxe, der Durchschnitt im Maßstabe 1:200.000 erläutert die Stellung der Hohen Tatra zur Klippenzone im Norden und zur Niederen Tatra im Süden. — Der Durchschnitt Tafel II Fig. 5 gibt eine Verstellung vom Bane der Alttertiärdecke im Norden der Tatra.

Erklärung der Ausscheidungen von Figur 3, Tafel II:

- |   |  |   |   |    |  |
|---|--|---|---|----|--|
| 1 | Granit.  | 4 | Hochtatratischer Liasjurakalk.                              | 8  | Nummulitenkalk und Conglomerat.              |
| 2 | Permformation.   | 5 | Subtatratischer Keuper und Rhät.                            | 9  | Alttertiär. Sandstein und Schiefer.          |
| 3 | In der hochtatratischen Zone die gesamte Trias, in der subtatratischen Zone untere und mittlere Trias. | 6 | Subtatratischer Lias, Jura und Neocom, Fleckenmergelfacies. | 10 | Moränenschutt                                |
|   |  | 7 | Oberkreide.   | 11 | Fluvioglaciale Terrassen, Sand und Schotter. |



## Zeichen - Erklärung.



- Granit und krystallinische Schiefer.
- Perm- und Triasformation der hochtatratischen Zone.
- Perm, Untere und Mittlere Trias der subtatratischen Zone.
- Lias, Jura und Kreide in der hochtatratischen, Keuper, Lias, Jura und Kreide in der subtatratischen Zone.
- Nummuliten-Conglomerat und -Kalk.
- Alttertiärer Flysch.

- A<sub>1</sub>** Krystallinische Centralaxe, erste und stärkste Anticline.
- A<sub>2</sub>** Zweite Anticline, Aufbruch der hochtatratischen Zone.
- A<sub>3</sub>** Dritte, subtatratische Anticline.
- A<sub>4</sub>** Vierte, subtatratische Anticline.
- S<sub>1</sub>** Erste hochtatratische Syncline.
- S<sub>2</sub>** Zweite hochtatratische Syncline.
- S<sub>3</sub>** Dritte subtatratische Syncline.
- S<sub>4</sub>** Vierte subtatratische Syncline.
- s** Untergeordnete Synclinen.
- a** Untergeordnete Anticlinen.
- HA** Erhalten gebliebene Bruchstücke, Horste der Austönnungszone im Süden der Hohen Tatra.

— Überschiebungen: I. Überschiebung der hochtatratischen Anticline **A<sub>2</sub>** auf **S<sub>1</sub>**, II. Hauptüberschiebung, III. Überschiebung der subtatratischen Anticline **A<sub>4</sub>** auf **S<sub>3</sub>**. Untergeordnete Überschiebungen sind nicht näher bezeichnet.

— Querverschiebungen oder Blätter.

— Linien, an denen Schichtgruppen am Rande von Aufbrüchen durch Faltung, Aufschiebung und Überschiebung aus der regelmäßigen Schichtfolge beseitigt sind; Aufschiebungen jüngerer Schichtgruppen über ältere.

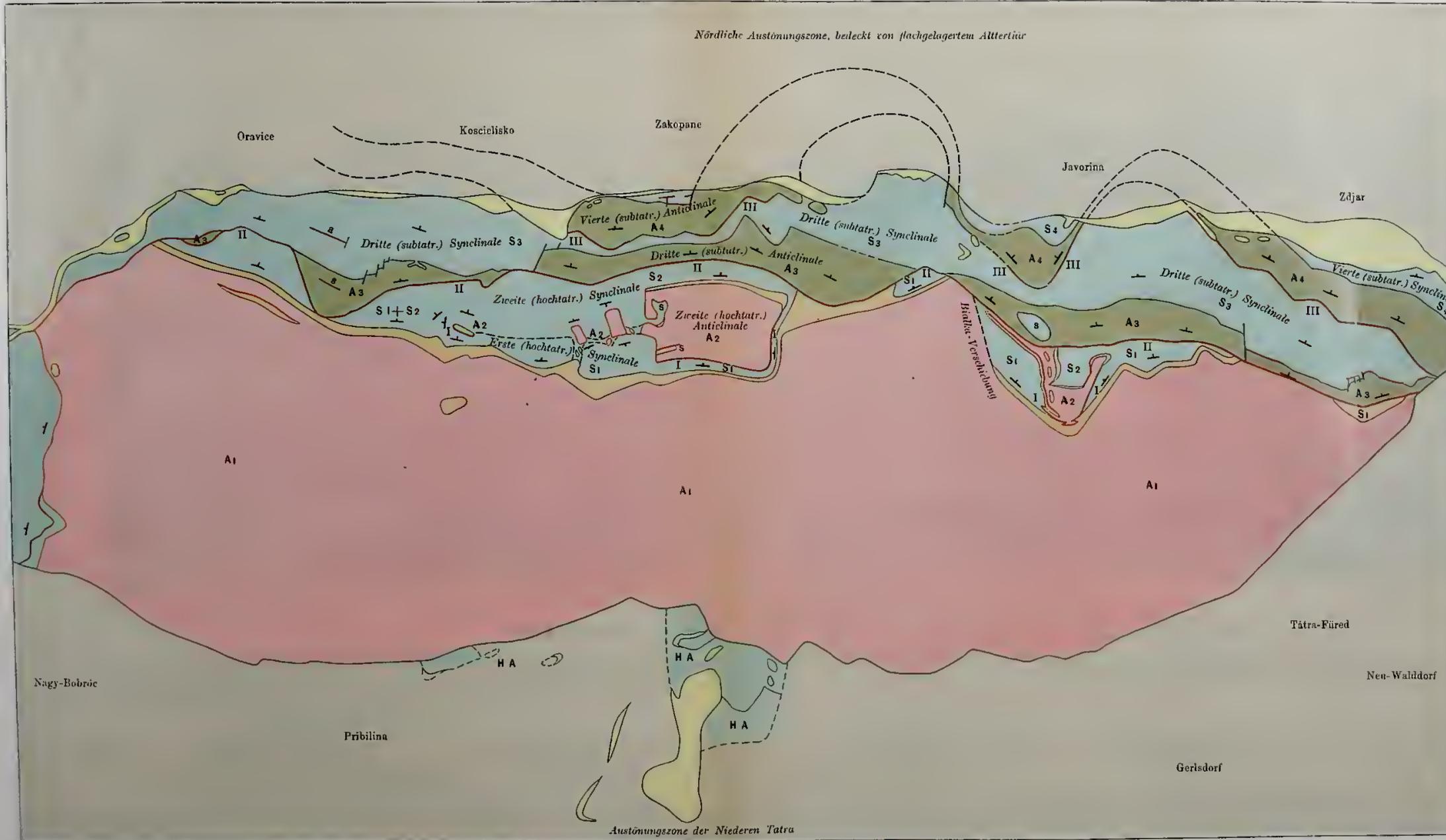
— Naheocäner Senkungsbruch längs einer voreocänen Überschiebungsfläche.

- - - Naheocäne Senkungsbrüche, deren Verlauf nicht genau bestimmbar ist.

Der Deutlichkeit halber wurden hier nur die wichtigeren Dislocationen verzeichnet.

Maßstab 1:130.400.





Zeichen-Erklärung.

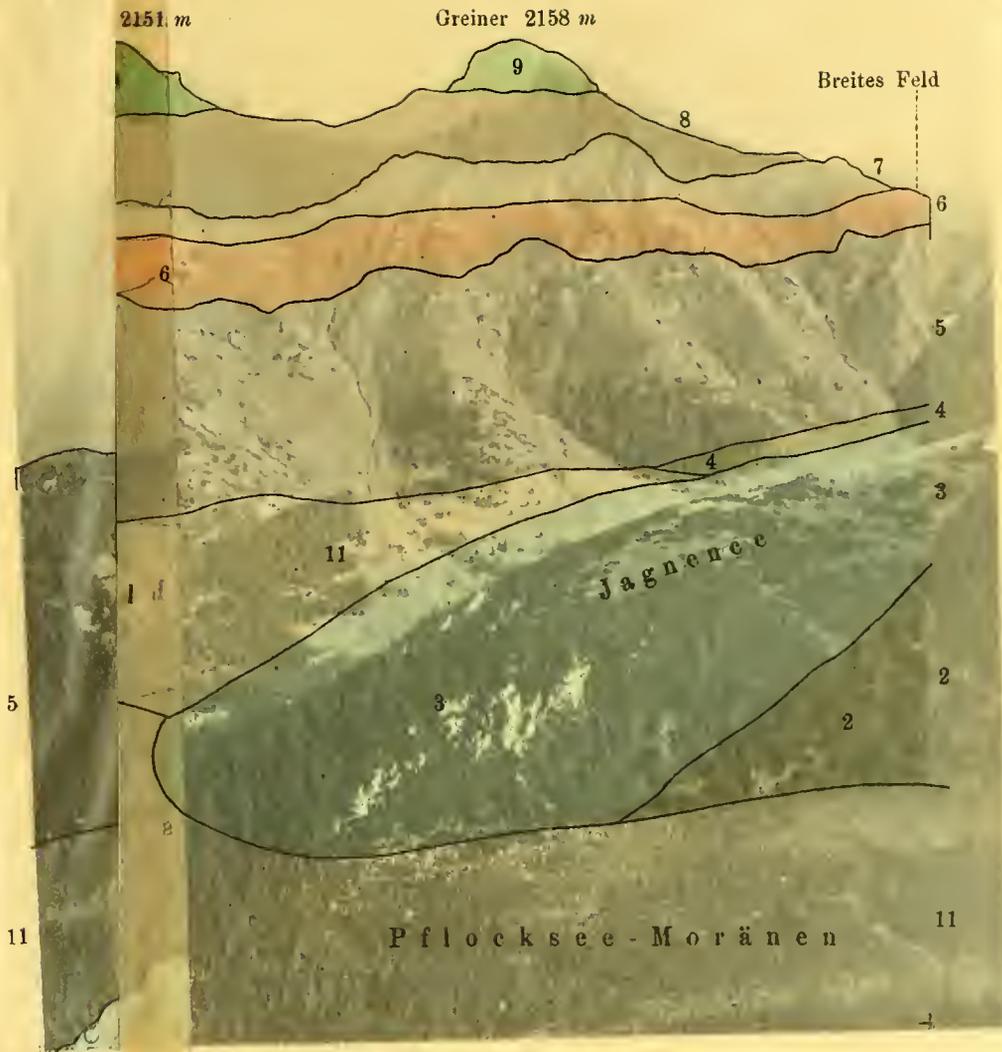
- Granit und krystallinische Schiefer.
  - Perm- und Triasformation der hochtatratischen Zone.
  - Perm, Untere und Mittlere Trias der subtatrischen Zone.
  - Lias, Jura und Kreide in der hochtatratischen, Keuper, Lias, Jura und Kreide in der subtatrischen Zone.
  - Nummuliten-Conglomerat und -Kalk.
  - Alttertiärer Flysch.
- A<sub>1</sub>** Krystallinische Centralaxe, erste und stärkste Anticline.
  - A<sub>2</sub>** Zweite Anticline, Aufbruch der hochtatratischen Zone.
  - A<sub>3</sub>** Dritte, subtatrische Anticline.
  - A<sub>4</sub>** Vierte, subtatrische Anticline.
  - S<sub>1</sub>** Erste hochtatratische Syncline.
  - S<sub>2</sub>** Zweite hochtatratische Syncline.
  - S<sub>3</sub>** Dritte subtatrische Syncline.
  - S<sub>4</sub>** Vierte subtatrische Syncline.
  - s** Untergeordnete Synclinen.
  - a** Untergeordnete Anticlinen.
  - HA** Erhalten gebliebene Bruchstücke, Horste der Ausfönungszone im Süden der Hohen Tatra.
- Überschiebungen:** I. Überschiebung der hochtatratischen Anticline **A<sub>2</sub>** auf **S<sub>1</sub>**, II. Hauptüberschiebung, III. Überschiebung der subtatrischen Anticline **A<sub>4</sub>** auf **S<sub>3</sub>**; Untergeordnete Überschiebungen sind nicht näher bezeichnet.
  - Querverschiebungen oder Blätter.**
  - Linien,** an denen Schichtgruppen am Rande von Aufbrüchen durch Faltung, Aufschiebung und Überschiebung aus der regelmäßigen Schichtfolge beseitigt sind; Aufschiebungen jüngerer Schichtgruppen über ältere.
  - Nacheocäner Senknungsbruch** längs einer voreocänen Überschiebungsläche.
  - Nacheocäne Senknungsbrüche,** deren Verlauf nicht genau bestimmbar ist.

Der Deutlichkeit halber wurden hier nur die wichtigeren Dislocationen verzeichnet.

Maßstab 1:130.400.



V. Uhlig:



... sind mit Moränen und Thalschutt erfüllt; die Grenze dieser  
 ... ausgesprochen. Die Hauptüberschiebungsfäche zwischen  
 Bildung ...  
 hoch- ...

□ 11. Moränen und Thalschutt.

... Horizont sichtbar. Das Prinz Hohenlohe'sche Jagdschloss in  
 Ende ...  
 Javorin ...





Ansicht der Béler Kalkalpen,

aufgenommen von der Kuppe Portki zwischen dem Javorinkathale und den Hinteren Kupferschächten.

Man sieht die nach Süden blickenden Schichtköpfe der nach Norden einfallenden Schichten der hoch- und subtrischen Zone. Die Täler Javorinka und Kupferschächten sind mit Moränen und Thalschutt erfüllt; die Grenze dieser Bildungen gegen das anstehende Gebirge verschimmt meist im waldigen Thalgrunde. Sehr scharf ist die in das Kupferschächtenthal vorgeschobene rechte Seitenmoräne des Plocksee-thales ausgesprochen. Die Hauptüberschiebungsfäche zwischen hoch- und subtrischer Zone ist vom Moränenschutt bedeckt. (Vgl. I, Fig. 9 u. 10, II, Taf. III a.)

Hochtatische Zone:

- 1. Permsandstein,
- 2. Hochtatische Trias,
- 3. Hochtatischer Liasjurakalkstein.

Subtrische Zone:

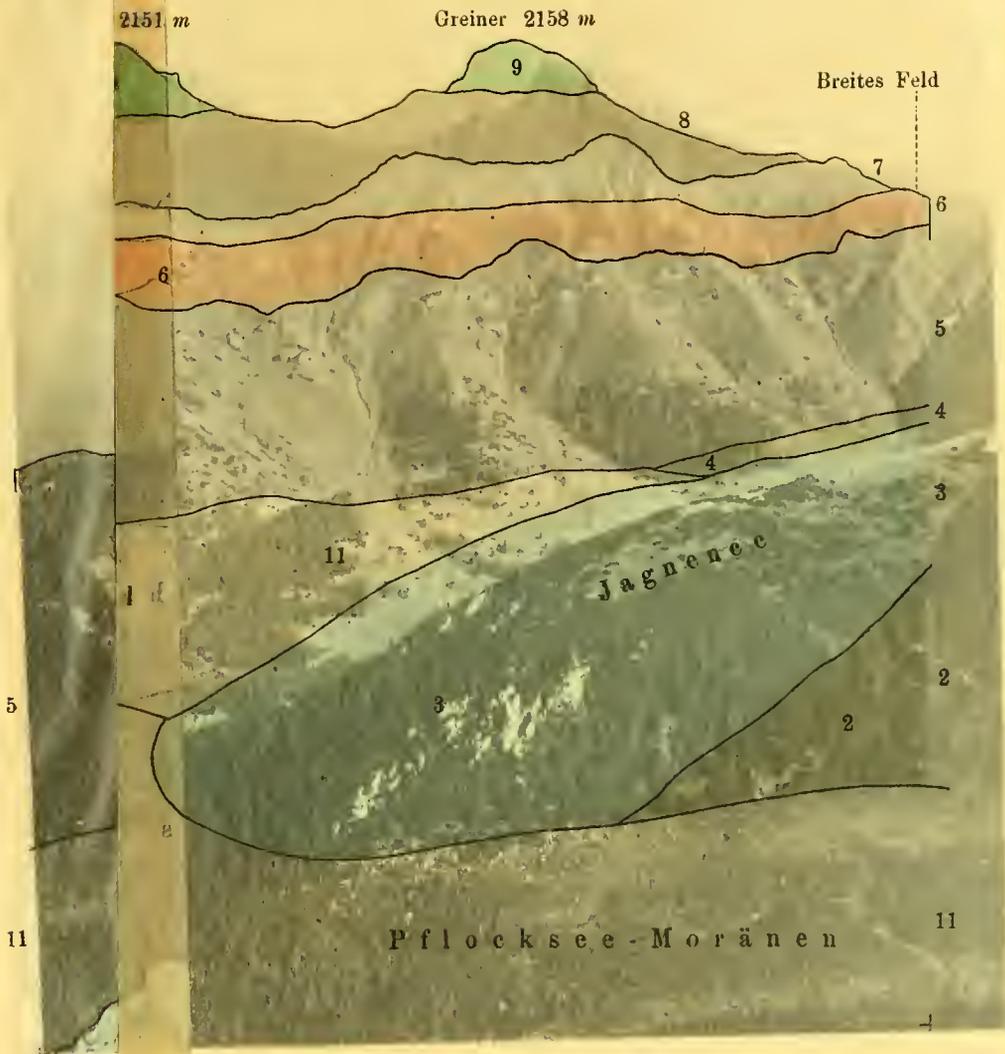
- 4. Untertrias,
- 5. Dolomit der Mittleren Trias,
- 6. Bunter Keuper und Rhät,
- 7. Grestener Schichten, das helle Felsband besteht aus Pisanasandstein,
- 8. Liasfleckenmergel,
- 9. Oberlias bis Neocom,
- 10. Murankalk.

- 11. Moränen und Thalschutt.

Man sieht von der Höhe das gefalteten Gebirges in die nördlich vorgelagerte altertäre Niederung. Die Klippenzone verschwindet im Höhenrauch, ist aber bei ganz klarem Horizont sichtbar. Das Prinz Hohentlohe'sche Jagdschloss in Javorina steht nicht auf dem Rücken Kon, wie es hier zufällig den Anschein hat, sondern auf dem altertären Rücken Hovancow, auf dem der eiszeitliche Javorinka-Gletscher zu Ende gieng.



V. Uhlig: Geol.



... sind mit Moränen und Thalschutt erfüllt; die Grenze dieser  
 ... ausgesprochen. Die Hauptüberschiebungsfläche zwischen  
 Bildung ...  
 hoch- und su

□ 11. Moränen und Thalschutt.

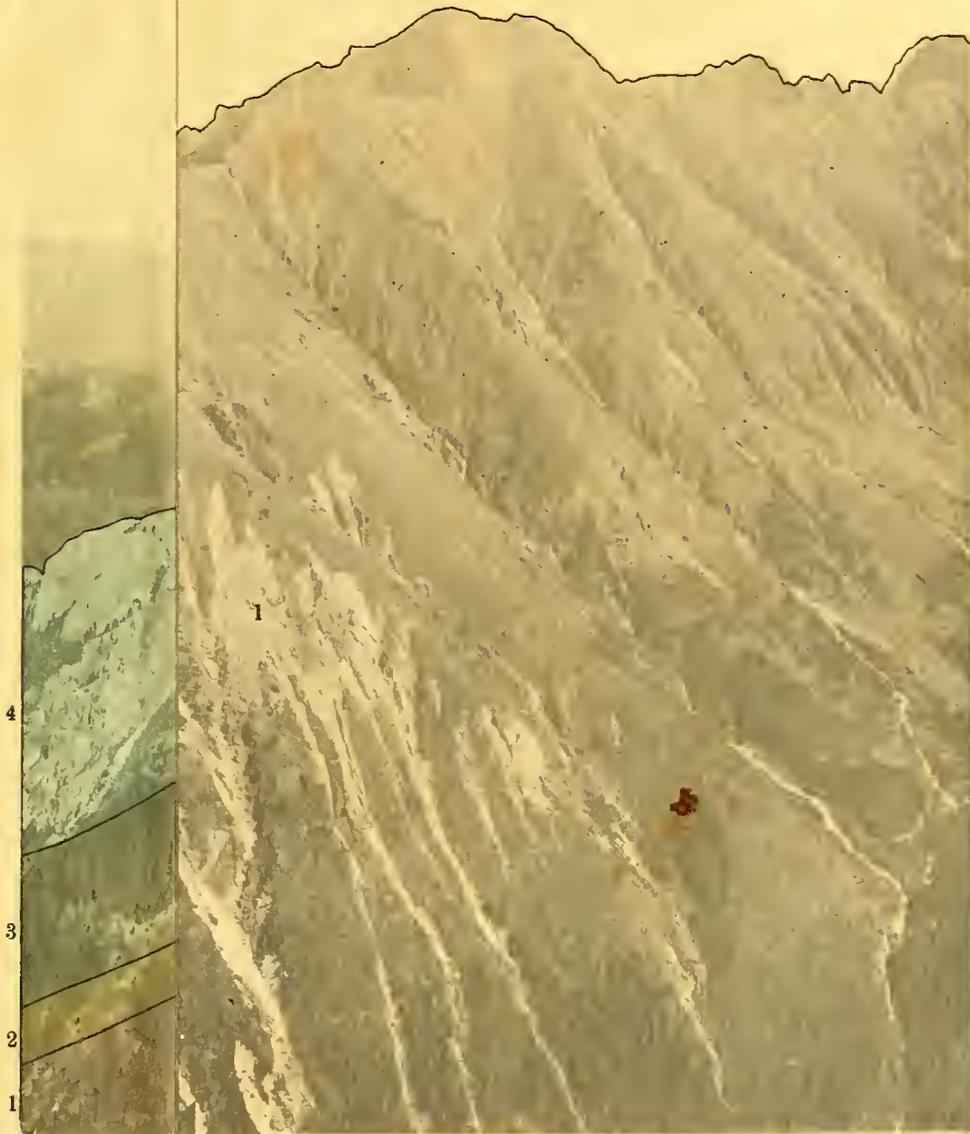
... Horizont sichtbar. Das Prinz Hohenlohe'sche Jagdschloss in  
 Ende gieng.  
 Javori







Eisthaler Spitze 2680 m

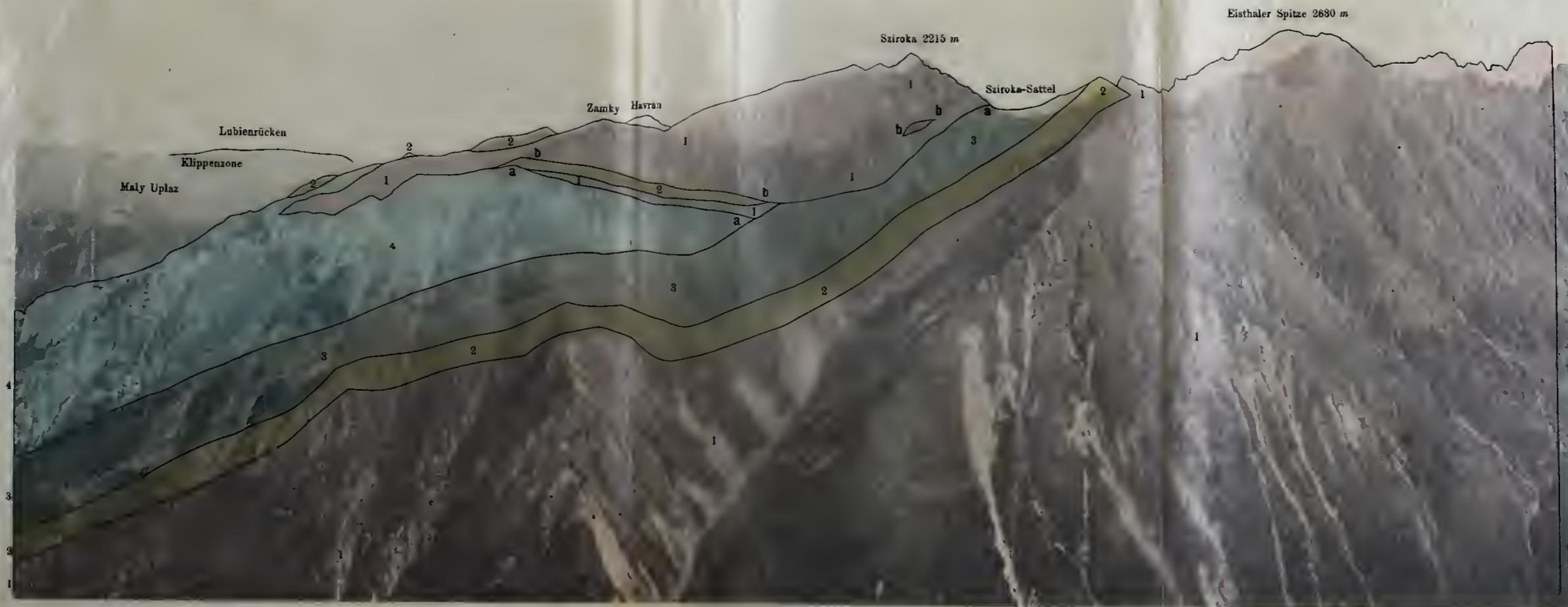


## Trias und Jura

scheinen unter der Sziroka-Spitze, beim Sattel, in Wirk-  
sandstein, die hier zusammengezogen wurden.

Holica aus einer in den Triasdolomit eingesenkten Secundärmulde  
des gesammung im fernerer Hintergrunde entspricht der flach lagernden alt-  
tertiären Serippen im Höhendunst verschwindet. Die Klippenzone wird über-  
ragt von de





Die Überschiebung des Granit-Aufbruches der hochtatratischen Zone auf Trias und Jura  
im Litvorovy-Graben an der Sziroka, 2215 m (Javorina)  
(vgl. Fig. 38).

- 1. Granit,
- 2. Perm. rother und weißer Quarzsandstein,
- 3. Hochtatratische Trias, rother und grüner Schiefer, Sandstein und Zellendolomit,
- 4. Hochtatratischer Jurakalkstein.

- a-a Erste Überschiebungslinie,
- b-b Zweite Überschiebungslinie.

An der zweiten Überschiebungslinie erscheinen unter der Sziroka-Spitze, beim Sattel, in Wirklichkeit 2—3 kleine Fetzen von Pernsandstein, die hier zusammengezogen wurden.

Die Schichten fallen nach Norden ein. Im Hintergrunde ist links der Berg Maly Uplaz sichtbar; er gehört der subtatratischen Zone an und besteht mit der benachbarten Kolica aus einer in den Triasdolomit eingesenkten Secundärdulde des gesammten subtatratischen Jura bis in das Neocom (vgl. Taf. 2a, Fig. 3). Am Fuße des Maly Uplaz streicht der hochtatratische Granitaufbruch nach dem Bialkathal hin. Die Niederung im fernerer Hintergrunde entspricht der flach lagernden alt-tertiären Senke zwischen Tatra und Klippenzone. Weiter nach Norden sieht man die Klippenzone, deren Detail infolge der großen Entfernung und der geringen Ausdehnung der Klippen im Höhendunst verschwindet. Die Klippenzone wird über-ragt von dem Bergrücken Lubien, der dem gefalteten Alttertiär nördlich der Klippenzone angehört und am Horizont eben noch schattenhaft wahrnehmbar ist.



