

Geologische und morphologische Beobachtungen in den Westkarpaten.

Von Fritz Machatschek und † Max Danzer

Mit 3 Textfiguren.

Die im folgenden mitgeteilten Beobachtungen sind das Ergebnis einer längeren Studienreise, das im Sommer 1922 zum kleineren Teile während einer mit Studierenden der deutschen Universität in Prag durchgeführten Exkursion, zum größeren auf Kreuz- und Querfahrten durch die Slowakei gemeinsam mit meinem Freunde und damaligen zweiten Assistenten Dr. Max Danzer zustande kam. Noch im selben Sommer ist dieser hoffnungsvolle junge Forscher einem tödlichen Unfall auf dem Großglockner zum Opfer gefallen. Trotzdem darf sein Name auf dem Titel dieser Darstellung nicht fehlen; denn die hier veröffentlichten Beobachtungen und daran geknüpften Betrachtungen sind ebenso gut sein geistiges Eigentum wie das meinige, ja was namentlich die geologischen Tatsachen betrifft, in noch höherem Maße das seinige, da es nur seinem Scharfblick und seiner Unermüdlichkeit zu danken ist, wenn auch abseits vom Wege wertvolle Ergänzungen zu den Routenbeobachtungen erzielt wurden.

Angesichts der großen Ausdehnung des bereisten Landes und seines unvollkommenen Erschließungszustandes kann nicht beabsichtigt werden, auf irgendeinem Gebiete Abschließendes zu bringen; es handelt sich vielmehr zumeist nur um vereinzelte Beobachtungen, die hier, angeschlossen an bereits Bekanntes, aber ohne dieses zu wiederholen¹⁾, nach räumlichen Gesichtspunkten aneinandergereiht sind und deren Mitteilung vor allem bezweckt, die Aufmerksamkeit der Fachgenossen auf interessante und bisher wenig gewürdigte oder auch ganz unbekannte Erscheinungen zu lenken.

Fritz Machatschek.

¹⁾ Leider war es mir nicht möglich, auch die jüngere, schwer erhältliche ungarische Literatur eingehend zu berücksichtigen oder auch nur zur Kenntnis zu nehmen. Auch ist mir trotz mehrfachen Anfragen nicht bekannt geworden, ob nicht von polnischer Seite, speziell aus der Schule L. v. Sawickis, die von diesem vor Jahren begonnenen Untersuchungen über die Morphologie der Westkarpathen fortgesetzt worden sind.

I. In der Sandstein- und Klippenzone.

Die normale Aufeinanderfolge der morphologischen und orographischen Zonen der Beskiden erfährt bekanntlich im Teschener Gebiet dadurch eine Unterbrechung, daß hier die beskidische Decke von Uhlig in der sog. schlesischen Ausbildung der mittleren Kreide, vorwiegend als der mächtige, dichte und quarzreiche Gddulasandstein des Gault, über das subbeskidische Alttertiär gegen Norden geschoben ist. Es steigt daher der Zug der *Lyssa*, als morphologisches Äquivalent der aus Magurasandstein aufgebauten Hohen Beskiden stark gegen den Gebirgsrand vorgerückt, sofort zu Höhen von über 1300 m auf, den höchsten Punkt der Schlieschen Beskiden bildend. Die die *Lyssascholle* unterlagernden, weniger widerstandsfähigen subbeskidischen Alttertiärschichten, die überall die tiefst gelegenen Partien des Geländes bilden, sind im Tal der *Ostrawitza* fensterartig an zahlreichen Stellen gut aufgeschlossen und zeigen ein um 30° schwankendes Einfallen nach Süd bis Ostsüdost. Gleichfalls noch dem Godulasandstein gehört der Zug des *Radhošt* (1130 m) und *Smrk* (1282 m) an, die pulfförmig den steileren Nordabfall mit den Schichtköpfen gegen das Ausräumungsbecken von Frankstadt kehren, sowie die Gruppe des *Ondřejník*, der als ein langer, N—S streichender Rücken sich inselartig aus breiten Ausräumungsgebieten im Bereich der Unterkreide (*Wernsdorfer* und *Ellgoth*er Schichten) heraushebt. Erst weiter südlich bildet, über dem Godulasandstein in der Überschiebungsdecke folgend, der Magurasandstein den geschlossen dahinziehenden Kamm des eigentlichen *Javornikgebirges* und noch weiter folgen dann die zahlreichen einförmigen Kammlinien des Sandsteingebirges, deren auffällige Höhenkonstanz den Gedanken an eine alte Rumpffläche nahe legt, aber doch wohl nur der Ausdruck gleich weit gediehener Denudation bei ganz gleichartiger, stärkerer Zertalung widerstrebender Gesteinbeschaffenheit ist.

Immerhin weisen manche Tatsachen auf ein älteres, viel ausgeglicheneres Relief hin. Die von N und NW zur Gipfelkuppe der *Lyssa* hinaufführenden Seitenkämme tragen alle etwa 100 m unter dem Gipfel, also bei 1220 m (*Malchor* 1217 m) auffallend breite, nahezu horizontale Schulterflächen, über denen die ziemlich steil geböschte, oben abgeflachte Kuppe aufsitzt. Ob es sich aber dabei um Anzeichen eines obersten alten Talbodenniveaus handelt, ist angesichts der enormen Breite, die solchen Tälern zukommen müßte, recht zweifelhaft. Bemerkenswert ist, daß an der inneren Kante dieser Kammstücke mehrfach in gleichem Niveau Quellen auftreten, worauf *J. Moscheles* während der Exkursion aufmerksam machte. Es wäre zu untersuchen, ob es sich hierbei nicht um einen noch näher zu erforschenden Vorgang der Einebnung durch Quellenerosion handelt, der unabhängig von der Höhe der Erosionsbasis erfolgt. Hiegegen sind tiefer auftretende ebene Flächenstücke zweifellos Reste alter Oberflächen-

systeme. Solche Knicke und Eckfluren wurden mehrfach auf der nördlichen Abdachung der Lyssa in 730—760 m, 330—360 m über dem Ostrawitzatal beobachtet und sind wohl dem Pliozän zuzurechnen. Eine tiefer gelegene, 620—590 m hohe Eckflur senkt sich nördlich vom Smrček zwischen den beiden Quelltälern des Ostrawitzatales herab. Endlich gibt es ausgedehnte und schwach wellige, aufgeschüttete Flächen rechts über Friedland, von 470 auf 440 m gegen das Haupttal sich senkend, vermutlich aus der Vereinigung von Schwemmkegeln entstanden und in die Diluvialterrasse des Haupttales übergehend. In großer Breite und Deutlichkeit treten solche Terrassen auch im Olsatal auf, etwa 50 m über dem Fluß, der zwischen ihren Abfällen in breiter Au pendelt.

Das subbeskidische Hügelland hat östlich der Olsa größere Breite mit Höhen von 5—600 m, ohne aber hier deutliche Verbnungsflächen zu bilden, und erhebt sich unmerklich über das von Diluvium bedeckte miozäne Vorland. Westlich der Olsa erreicht in der Fortsetzung der Lyssa der Godulasandstein sofort über dem Gebirgsrand abermals bedeutende Höhen im Jaworowy (1032 m) und Ostry (1043 m), nach Osten im Czantory auf 995 m sich senkend. Bei Jablunkau vereinigen sich das Lomna- und das obere Olsatal, die beide vermutlich als Schichttäler im Streichen weicher Kreidelhorizonte angelegt, aber gegeneinander verschleppt sind; denn das von den Flüssen halbinselartig umfaßte Land übersteigt nicht die Höhe der 50-Meter-Terrasse. Auch noch bei Mosty ist das Streichen ONO bei mäßig steilem Südfallen, westlich vom Jablunkapaß aber fallen die Magurasandsteine infolge einer lokalen Abbiegung nach Osten, um dann auf der Girowa östlich der Paßhöhe ein flaches Gewölbe zu bilden; es ist also auch die Paßfurche in einer Längstalung gelegen. Für die schon mehrfach vermutete jugendliche Verlegung der Wasserscheide nach Norden als Folge rascherer Erosion des Flusses der Südabdachung konnten bei der raschen Durchwanderung keine überzeugenden Anhaltspunkte gewonnen werden; jedenfalls ist heute der Anstieg zur Paßhöhe auf der Nordseite der steilere. Östlich von jener treten wieder mehrfach Terrassen und Gehängeknicke in 680 bis 700 m Höhe auf, die vermutlich mit den schwach angedeuteten Verbnungsflächen des Hügellandes von über 500 m und den an der Lyssa in etwas größerer Höhe beobachteten zu parallelisieren sind: Tiefere Terrassen bei 580—600 m, noch 100 m über dem Haupttal, sind gewiß auch noch vordiluvial. Auch südlich vom Paß, im Kisučatal bis Sillein, gibt es über der untersten, 20 m hohen Terrasse, die bei Brodno die komplizierte Struktur der Klippenkalke glatt durchschneidet und mit einer Schotterschicht überdeckt ist, noch mindestens zwei Terrassensysteme, so daß also auf der Nord- und Südseite jedenfalls zwei vordiluviale Formensysteme vertreten sind.

Unterhalb Sillein fließt die Waag in breitem Tal verwildert durchaus innerhalb der Klippenzone; ihr Lauf scheint in einer

jungen Einmündung angelegt zu sein, worauf sie sich epigenetisch durch Klippen- und Hüllengestein eingeschnitten hat. Als epigenetisch sind daher auch die großen, eingesenkten Talmäander der Waag im Puchower Abschnitt der Klippenzone unterhalb von Waag-Bistritz aufzufassen, wobei der Fluß zwischen festem Klippengestein gleichsam gefangen und nur im Bereiche der Hüllgesteine Talverbreiterung möglich ist, während weiter aufwärts der Fluß im weichen Material bereits ein geradlinig gestrecktes, breites Tal mit freien Mäandern in der Au ausgebildet hat.

Östlich von dieser Strecke erheben sich die beiden weithin auffälligen Klippenberge des Großen und Kleinen Manin (891 und 810 m) aus stark zerdrückten und intensiv gestörten Jurakalken verschiedener Beschaffenheit innerhalb einer Hülle von Exogyrasandstein und Mergelschiefern, die am Südfuß des Großen Manin bei N—S-Streichen nahezu senkrecht stehen. Außerordentlich schlagend ist auch hier der landschaftliche Gegensatz der steil geböschten, zumeist noch von Buchenwald bedeckten Klippen gegen das tief abgetragene, vorwiegend von Kulturen eingenommene, weichwellige Hügelland der Hüllengesteine. Weiter im Osten erreichen die Berge aus eozänen Konglomeraten nahezu gleiche Höhen (810—870 m) wie die Klippenkalke, die südliche Umrahmung des breiten Domaniskatales bilden bereits die Kalkberge des Galgoczer Kerngebirges (Strana 850 m), so daß ein sehr gleichmäßiges Gipfelniveau über breite Flächen durch die widerstandsfähigsten Gesteine festgelegt ist.

Weit verbreitet ist beiderseits der Waag das Terrassenphänomen in mehreren Stockwerken. Bei Waag-Bistritz selbst ist eine diluviale Schotterterrasse 20 m, eine Felsterrasse am rechten Gehänge 80 m hoch. Stark verwischt im weichen Gestein sind die Flächen am Lazki (417 m), 110 m über dem Domaniskatal und südlich vom Großen Manin, ganz gleich hoch und viel deutlicher erscheint dasselbe System im Kalvarienberg bei Waag-Bistritz am linken Waagehänge, gegenüber am rechten von der Ruine Střepnice bis über Orlové hinaus in festem Sandstein und scharf gegen die Talau abfallend, ferner im gleichen Gestein in der Kuppe des Hrast (417 m), hart über der Waag und 130 m über dem Fluß, und ist weiter abwärts durch die Mäanderstrecke verfolgbar sowie auch mehrfach rings um das Silleiner Becken in etwas größerer relativer Höhe, weil weiter vom Flusse entfernt, vertreten. Ein höheres System ist beiderseits vom Domaniskatal in unter 600 m Höhe zu erkennen. Die beiden Maninklippen sind durch den Bach von Zaskal in einer oft beschriebenen, höchst romantischen Schlucht epigenetisch durchschnitten, wodurch der wirre Schichtbau prächtig aufgeschlossen ist. Am Ausgang der Schlucht fallen die Sandsteine der Hülle steil nach Osten unter die Klippenkalke ein, so daß der Eindruck schwimmender Lagerung der Klippen entsteht. Ein zweiter Durchbruch liegt weiter aufwärts oberhalb des Beckens von Zaskal in der Klippe Dre-

nowka, ein dritter schon in den eozänen Konglomeraten. Die beschriebenen Terrassen ziehen nun auch durch die Zaskaler Schlucht in großer Deutlichkeit hindurch; denn der enge Felsspalt ist in einen alten breiteren Talboden von 450 m Höhe eingeschnitten, von dem neuerlich Wände zu einer Plattform bei C. 577 m aufsteigen. Es sind somit im Waagtal unterhalb Sillein vier Terrassensysteme in relativer Höhe von 20, 80, 120—130 und 240—260 m vorhanden, von denen die beiden obersten mit den aus dem Kisučatal beschriebenen parallelisiert werden können, die unterste eine diluviale Schotterterrasse ist. Ihre weitere Verfolgung waagabwärts konnte nur bei flüchtiger Durchfahrt geschehen. Jedenfalls tritt bei Illawa die weithöchste Terrasse (C. 363 m, 136 m über dem Fluß) deutlich hervor, und auch der Djebowec bei Hölak (338 m, 120 m über der Waag) sowie die Plattform über dem Burghügel von Trenčín (110—130 m über der Waag), abermals in Klippengestein, gehören zweifellos dem gleichen Systeme an, während die Schloßterrasse selbst, 50—60 m hoch, das nächst tiefere Niveau repräsentiert.

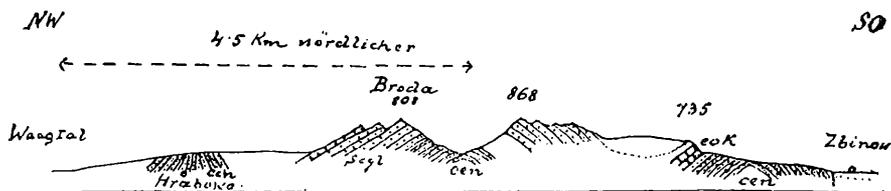


Fig. 1. Profil durch den Sulower Kessel 1:75000.
= Cenoman; eok = Eozänkalk; Segl = Sulower Konglomerat.

Vom Silleiner Becken stülpt sich gegen Süden der Rajceer Kessel als ein junger Einbruch zwischen der Eozänzone und dem mesozoischen Sedimentmantel der Veterné Hole oder Minčolgruppe ein. Das Becken erfüllen neben jungen Schottern vermutlich auch jungtertiäre Bildungen in nicht näher bekannter Gliederung, ein bis 100 m hohes Hügelland zusammensetzend. Zur linken der Rajčanka erscheinen von Turirtovány an die grotesken Formen der harten eozänen Kalkkonglomerate, in den Skalky 779 m hoch. Die kretazisch-alttertiäre Schichtfolge ist von Stur²⁾ zwar genau beschrieben, aber seine Profile lassen den komplizierten Schichtbau auch nicht annähernd klar erkennen, so daß unsere eigenen Beobachtungen etwas ausführlicher mitgeteilt seien (vgl. Fig. 1). Von Zbinow (oberhalb Bad Rajec) gegen W ansteigend begegnet man einem wechselvollen Komplex von stark zerdrückten gelbgrauen dolomitischen Kalken, damit wechsellagernden plattigen dunkeln Kalken, dünnplattigen Mergelschiefen und dunkelgrauen, feinkörnigen und sehr festen Quarzsandsteinen, alles sehr steil bis nahezu senkrecht nach SO fallend; das sind

²⁾ Geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebiets der Waag und Neutra. Jahrb. geol. RA. 1861, XI, S. 91f.

die Praznower Schichten Sturs, dem Cenoman angehörend. Weiter westlich, wo das Streichen in NS umschwenkt, fallen dieselben Schichten bereits nach W, so daß eine steile, zusammengepreßte Antiklinale vorliegt. Über ca. 20 m mächtigen, steil W fallenden dunkelgrauen Kalken (Sturs Crinoidenkalken) folgen dann, den Wandabfall bei C. 735 m bildend, bereits die eozänen Kalkkonglomerate, darüber, von Stur nicht verzeichnet, gelbgraue dichte Kalke, die zweifellos von den Crinoidenkalken verschieden sind. Nun bauen die Konglomerate mit 45 bis 50° O-Fallen als östlicher Gewölbeschenkel einer zweiten Antiklinale die Umräumung des Sulower Kessels mit den bekannten und von Uhlig abgebildeten Felsformationen auf, deren asymmetrische Form eben durch das steile Schichtfallen bedingt ist; der Kessel selbst ist in den weichen Schichten an der Basis der Konglomerate ausgeräumt und fast allseits von zackigen Mauern umgeben. Es handelt sich also um ein typisches Antiklinaltal von elliptischem Umriss mit schluchtartigem Ausgang nach Nordwesten zur Waag hin. Die Beschränkung der ganzen Formengruppe der Konglomerate auf das Sulower Gebiet erklärt sich wohl aus der Absenkung der Schichten im Streichen nach NNO sowie auch nach SSW, wohin vermutlich einst auch die Entwässerung des Beckens ging; denn eine Talwasserscheide in 575 m trennt dieses von einem rechten Nebenbach des Domanska Potok, während die Wände über der heutigen Ausgangsschlucht weit über 600 m hoch sind. Unklar sind die Lagerungsverhältnisse auf der Westseite der Sulower Antiklinale bis gegen das Waagtal. Wieder erscheinen die Mergel und Sandsteine des Neokoms, zuerst O fallend, dann saiger stehend, endlich beim Dorfe Hrabove, wo ein großes Rutschgebiet rechts der Straße gute Aufschlüsse bietet, steil W fallend bei bereits ONO-Streichen, so daß vermutlich neuerlich eine zerdrückte Antiklinale vorliegt, die von der Sulower durch eine Störungslinie (Bruch?) getrennt ist. Die Bemerkung von Uhlig (Bau und Bild der Karpathen, S. 87), daß im Rajecer Kessel die Eozänschichten äußerst flach liegen, im Becken von Domanis aber etwas steilere Lagerung herrsche, da dieses an der Grenze der Klippenzone mit dieser von den naheozänen Faltungen in gewissem Grade betroffen wurde, ist daher dahin richtig zu stellen, daß wenigstens in dem begangenen Profil (Zbiňow—Groß-Bitscha), in dem ganzen Streifen zwischen dem Rajecer Becken und der Waag sehr intensive Lagerungsstörungen herrschen. Übrigens zeichnet auch Paul durchwegs recht steile Aufrichtung der Schichten im gleichen Gebiete, freilich ohne Angaben über die Lagerungsverhältnisse zu machen³⁾.

Während die Klippenzone im Waagtale sich auch orographisch eng an die äußere Kernzone, bzw. an deren sedimen-

³⁾ Das linke Waagufer zwischen Sillein, Bistritz und dem Zilinkafluß. Jahrb. geol. RA. 1865.

tären Außengürtel anschmiegt, ist sie weiter östlich, am Nordrand des Fatra-Krivanzuges, und auch jenseits der zuerst von Paul⁴⁾ beschriebenen sog. Arvaer Sigmoide durch eine breite Alttertiärzone von den älteren Gesteinen getrennt. In dieser liegt die bedeutsame Tiefenlinie, die allgemein als Nordgrenze der sog. Zentralkarpaten gilt; ihr folgt auch im allgemeinen das Arva-(Orawa-)tal oberhalb von Parnica und ändert daher sofort seinen landschaftlichen Charakter, sobald oberhalb des epigenetischen Durchbruchs durch die mesozoischen Kalke und nach Passierung des großen östlichen Randbruckles des Krivanzuges die alttertiären Sandsteine und Schiefer beginnen. In diesem breiten, offenen Tale tritt die Klippenzone infolge ihrer Umbeugung nach Süden nahe an das rechte Arvaufer und bildet die scharfen, von Nadelwald bedeckten Höhen der Trnini und der Homolka sowie den mit senkrecht aufgerichteten Kalkschichten mächtig aufstrebenden Burgfelsen von Arvaváralja (Oravski Zamok). Der Fluß schneidet aber auch des öftern epigenetisch durch die Klippengesteine hindurch, wodurch deren verworrener Schichtbau erschlossen wird. Dazwischen bildet das Hüllengestein weiche, von Kulturen überzogene Hügelwellen, so daß ein eigentümliches Mosaik von Formen und Farben entsteht. Von Terrassen ist daher in diesem verwaschenen Gelände nicht viel zu sehen. Nur Andeutungen einer etwa 150 m hohen Terrasse sind bei Kriva, unter der Biela und bis Trstena zu verfolgen.

Gegen N wird diese Landschaft überragt von dem wieder auffällig geradlinig und ungeschartet NO streichenden Magurandssteinkamm der Arvaer Magura in Höhen von 1080 bis 1220 m, im Süden besteht die Ostra Skala bei Ober-Kubin schon aus Choč-Dolomit, unter dem bei der alten Kirche vor Ober-Kubin die neokomen Kalkmergelschiefer in außerordentlich stark zerdrücktem, offenbar tektonisch beanspruchtem Habitus erscheinen. Bei Trstena öffnet sich längs deutlicher Bruchlinienstufen das weite und hoch hinauf von Jungtertiär und jungen Schottern erfüllte Senkungsfeld der Niederung von Bobrow, an deren Westrand sich Weiße und Schwarze Arva vereinigen, um gemeinsam der Sandsteinzone zu folgen. Manches weist hier auf eine Verlegung der Wasserscheide im Sinne der Angliederung eines einst zur Skawa gerichteten Entwässerungssystems an die Arva hin, wie bereits Sawicki⁵⁾ angedeutet hat. Andauernd schlechtes Wetter verhinderte uns, dieser Gegend eingehendere Beobachtungen zu widmen.

Das östlichste Gebiet im Bereich der Sandstein- und Klippenzone, das von uns auch nur flüchtig betreten wurde, ist die Gegend nördlich von Prešov (Eperies), die Saroser Klippengruppe, in der

⁴⁾ Die nördliche Arva. Jahrb. geol. RA. 1868.

⁵⁾ Physiographische Studien aus den Westkarpathen. Extr. Bull. Soc. Polonaise pour l'avanc. sc. 1909, Nr. 9.

besonders der Burgberg Sarosvar (512 m), die Dubrava (392 m) und die beiden Berge Straž (698 und 741 m) sehr auffällig aus der sonst flachwelligen Landschaft mit ihren breiten, in der weichen Klippenhülle angelegten Tälern der Tarca und ihrer Zuflüsse herausragen. Über der etwa 10 m hohen diluvialen Schotterterrasse ist eine höhere Felsterrasse von 290 m bei Prešov bis 360 m, bei Sobinow (Kis Szeben) 70—60 m über dem Fluß, verfolgbar. Sehr auffallend ist die weite Verbreitung von Terrassen und Eckfluren in wenig über 400 m Höhe in den Landstreifen zwischen Tarca und Svinka, die dann, wie noch gezeigt werden soll, zwischen Tarca und Hernad weiter südlich, rund 200 m über den Flüssen, wiederkehren und das Vorhandensein weiter Verebnungen auch noch zur Zeit dieses Talniveaus anzeigen. Östlich Sobinow tritt eine nahezu zusammenhängende Reihe kleiner Klippenberge in der Fortsetzung der von Prešov, in nordwestlicher Richtung bis zum Poprad reichend, als rundliche Kuppen von etwa 500 m Höhe, aus schwarzen Hornsteinkalken bestehend, auf. Unmittelbar darüber gegen Nordost beginnt bereits der Flyschsandstein mit Streichen $W 15^{\circ} N$ und sehr steiler, meist senkrechter Schichtstellung, ein sehr einförmiges waldreiches Bergland (Čergogebirge) mit sehr gleichmäßigen Gipfelhöhen von 1050—1150 m bildend, die in der Regel als kleine, flache Kuppen lange, geradlinig dahinziehende, rund 100 m niedrigere Rücken überragen.

2. In der äußern Kernzone.

Unterhalb von Illava ist das Waagtal bereits in roher Annäherung die Grenze zwischen der Klippenzone und der sog. Austönungszone der äußeren Kerngebirge, Inovec, Suchy und Mala Magura, wobei südlich vom Domanisbecken die alttertiäre Senkungsregion an der Innenseite der Klippen zu Ende geht. Zur Geologie des Inovec vermögen unsere Beobachtungen, die sich auf eine einzige Tagestour beschränkten, nichts neues beizutragen. Im kleinen Becken von Turna, das eine südliche Ausstülpung des breiten Waagtales darstellt, stehen in einem der vielen nach Süden führenden Hohlwege die weiter im Nordosten auch von Uhlig angetroffenen eozänen Sandsteine an, dann verschwinden sie unter einer ziemlich mächtigen Decke von typischem Löß, der die schwachwelligen Formen der Landschaft mit ihren tiefen Regenerissen bedingt. Weiter südlich erscheint im kuppigen Gelände bei C. 355 m permischer roter Sandstein mit $30-40^{\circ}$ NW-Fallen, überstreut von Blöcken von Kalk, der aber nicht anstehend beobachtet wurde, worauf sofort die kristallinen Gesteinsarten des Inoveckernes, vorwiegend Gneis und Phyllit, auftreten. Breiter entwickelt ist die Kalkzone auf der Nordseite des kleinen Gebirges, wo sie, von der Eisenbahn zwischen Barat—Lehota und Jastřebje an der niedrigen Wasserscheide zwischen Waag und Neutra (C. 365 m) gequert, mit NNO-Streichen schärfere, bis 700 m hohe Bergformen bildet.

Auch in diesem Gebiet fehlt es nicht an Anzeichen älterer Erosionsformen. Der von Inovec gegen Jastrěbje herabziehende Kamm ist in genau 700 m Höhe durch eine auffallende Nase unterbrochen, die auch an anderen Seitenkämmen wiederkehrt, und bei C. 555 m tritt eine ebenflächige Kuppe deutlich hervor; aber eine Parallelisierung mit den Terrassen des Waagtales ist bei der großen Entfernung von diesem nicht möglich. Jedenfalls sind beide Flächen älter als die von Knett⁶⁾ von der genannten Wasserscheide erwähnten angeblich jungtertiären Tone, die eine Verbindung des Tertiärs der Waagbucht und des Beckens von Banovce im oberen Neutragebiet darstellen und die Existenz eines Talzuges schon für diese Zeit anzeigen. Sie folgt der großen Ölveder Störungslinie Uhligs, die u. a. durch einen sog. Gesundbrunnen, eine Ocker absetzende, stark gashältige Quelle bei Jastrěbje, angezeigt ist.

Viel breiter und komplizierter gebaut ist die äußere Sedimentzone des Suchy-Mala Magura-Kernes, die den nördlichen Teil des sog. Galgocer Gebirges ausmachen. Unsere Beobachtungen daselbst vollzogen sich auf einem Profil im südlichen Teil dieser Randzone vom Waagtal bei Trenčín-Teplitz über Valaška Bella nach Deutsch-Proben, also in einer Gegend, aus der zwar ein Aufnahmebericht von Stache⁷⁾ vorliegt, auf dem die kurze Darstellung von Uhlig beruht; doch enthält er bloß die Verbreitung der einzelnen Formationen ohne Angaben über strukturelle Zusammenhänge.

Der unterste Teil des Tepličkatales liegt noch im Bereich der alttertiär-kretazischen sog. Austönungszone, die aber auf Uhligs Übersichtskarte viel zu breit dargestellt ist; denn, wie auch Hauers Profil⁸⁾ angibt, stehen schon am Westende von Trenčín-Teplitz, 4 km vom Waagtal, rote Schiefer und Quarzite (Perm) an. Darüber folgt die Trias in der innerkarpatischen, nahezu rein kalkigen Entwicklung; der Muschelkalk ist in und oberhalb Trenčín-Teplitz, besonders am rechten Gehänge, mehrfach gut aufgeschlossen, zuerst mit 25° NW-, dann NNW-Fallen. Im Aufstieg zur Baske (Fig. 2) folgen darüber schwarze bituminöse Mergelstinkkalke, offenbar der Lunzer Stufe entsprechend, dann von C. 641 an bis zum Gipfel die obertriassischen Kalke mit bereits sehr flacher Lagerung (10—15° N-Fallen). Diese bleiben nun im ganzen Kammstück bis über die Česana hora herrschend, hier in Felswänden mit 45—50° WNW-Fallen gut erschlossen. Unter ihnen kommen infolge einer Senkung der Schichten im Streichen gegen Norden in der Einsattlung zwischen Česana hora und Trtovka schwarze Dolomite (der Raibler Stufe?)

⁶⁾ Schwefelkieslager bei Jastrěbje. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, XI.

⁷⁾ Geologische Aufnahme des Inovec-Gebirges. Jahrb. geol. RA. 1867. und Bericht über die geologische Aufnahme im Gebiet des oberen Neutraflusses. Ebenda 1865.

⁸⁾ Jahrb. geol. RA. 1863. Verh.

zum Vorschein, während der Muschelkalk die Trtovka und den Hradek Vrch, der obertriassische Kalk den Zahradec Vrch zusammensetzt. In dessen Hangendem treten nun dunkelgraue Plattenkalke auf (von Stache an anderer Stelle als Äquivalent der Kössene Stufe erwiesen), die mit OSO-Fallen bis zum Sattel südlich C. 855 m reichen, so daß eine NNO streichende Synklinale vorliegt. Gegen Osten folgen darüber feinkörnige Quarzkonglomerate und bunte, meist helle Sandsteine, die gegen Šrankovci mit gelblichen Mergelkalken und schwarzen Kalken wechsellagern, alles vermutlich den Grestener Schichten zugehörend. Noch weiter abwärts kreuzt eine Bank rote Crinoidenkalke das Tal; dann aber folgen sehr komplizierte Verhältnisse, die nur summarisch mitgeteilt und mit Vorbehalt gedeutet werden können. Es scheinen auf der bloß 2,5 km langen Strecke bis Kralovci drei Antiklinalen aufzutreten, da dreimal ein Aufbruch von Werfener Schiefer beobachtet wurde, letzterer auf längerer Strecke zwischen der Hlavati-Mühle und Kralovci; überdies müssen die ersten zwei Sättel eine bedeutende tektonische Reduktion ihrer Schichtfolge erfahren haben, da über dem Muschelkalk die ganze obere Trias fehlt, wohl aber die Schichten der Grestener Stufe und der rote (Lias?) Kalk folgen. Man gewinnt den Eindruck, als ob die Sättel beim Vorschub gegen Norden an Überschiebungsflächen in Schuppen zerrissen seien. Hingegen ist die dritte, wieder sekundär gefaltete Antiklinale vollständig erhalten, indem über Werfenen typischer Gutensteiner Kalk, obertriassischer Kalk, rote Keupermergel, Sandsteine und schwarze Kalke der Grestener Stufe und schließlich rote Liaskalke folgen. Eine weitere Längsstörung bringt gleich darauf wieder den Muschelkalk bis C. 543 m hinauf und endlich sind bei der Mühle am westlichen Eingang von Valaška Bella sogar die Permquarzite am rechten Gehänge aufgeschlossen. Am östlichen Ausgang des Dorfes erscheint an der Muschelkalk über Werfenen, SSO bis S fallend; knapp unterhalb der Mühle von Podbrh folgt darunter am linken Ufer

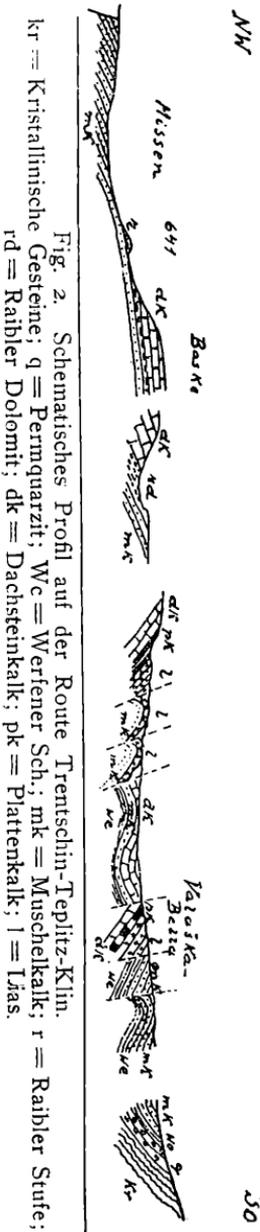


Fig. 2. Schematisches Profil auf der Route Trentschin-Teplitz-Klin.
 kr = Kristallinische Gesteine; q = Permquarzit; we = Werfener Sch.; mk = Muschelkalk; r = Raibler Stufe;
 rd = Raibler Dolomit; dk = Dachsteinkalk; pk = Plattenkalk; l = Lias.

45° NNW fallender gebankter Permquarzit, wie auch Stache beschrieben, so daß einen letzten Sattel eine Mulde ablöst, und schließlich wird der Permquarzit von Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen unterlagert, womit der kristallinische Kern der Mala Magura an seinem Nordrand erreicht ist.

Auch vom Wirtshaus Klin an der Vereinigung der Bellanka mit dem von N kommenden Zljehower Bach nach O über Čavajo und Chvojnica bewegten sich unsere Beobachtungen im nördlichen Randgebiet der Mala Magura. Der untere Teil des Šindlarskatales liegt noch im Gneis und Glimmerschiefer, deren Platten NNW fallen; bei der Kirche von Čavajo erscheint wieder Permquarzit, überlagert von Muschelkalk, der mit steilem Nordfallen auch die scharfipflige Temeska skala (916 m) aufbaut, so daß die Šindlarska als Längstal an der Grenze gegen das kristallinische Gestein angelegt zu sein scheint. Noch am Sattel bei C. 778 trafen wir Permquarzit, worauf das ganze Tal von Chvojnica bereits im kristallinischen eingeschnitten ist, bis der innere Bruchrand des Magurakernes gegen das Senkungsfeld von Deutsch-Proben erreicht ist.

Zwischen diesem und dem Turocer Becken wurde das Zjargebirge von uns nur kurz über Majzell und den Sattel S. 514 gequert. Da es ja Gegenstand einer sehr genauen Aufnahme von Vettters gewesen ist⁹⁾, erübrigt es sich, unsere Beobachtungen hier wiederzugeben. Erwähnt sei nur das übrigens schon von Stache genannte Auftreten ganz außerordentlich mürben, in Grus zerfallenden untertriassischen dolomitischen Kalkes östlich Deutsch-Proben, in den die Abspülung Racheln eingefressen hat, ferner das Vorkommen von Kalktuffen mit Einschlüssen kleiner Helixarten an der Straße oberhalb Majzell. Jenseits des genannten Sattels bilden Keupermergel fließende Gehänge; bald darauf erscheint vergruster Granit als Unterlage des Jungtertiärs des Turocer Beckens.

Morphologisch überwiegt in dem hier beschriebenen Gebiet der Charakter des Kalkmittelgebirges mit schrofferen Formen, der auch weiter im Norden bei Höhen von über 1000 m vorherrscht, im Gegensatz zu den wenig reizvollen, langgedehnten Rücken im kristallinischen Material mit ungefähr gleichen Höhen. Auch abseits von den großen Tälern treten die Spuren alter Landoberflächen auf. Das Tepličkatal begleiten namentlich zur rechten deutliche Terrassen: oberhalb von Trenčín-Teplitz bei C. 441 und C. 467, 130—150 m über dem Tal. Höhere Flächen sind weiter aufwärts bei C. 630 und C. 657 in weiter Ausdehnung entwickelt, und ihnen gehört auch der Felskopf der Baba (C. 669 m) an; zirka 300—340 m über Tal können sie als alte Gehängestücke mit den höchsten Terrassen bei Waag-Bistritz zusammengestellt

⁹⁾ Beiträge zur Geologie des Zjargebirges usw. Denkschr. Ak. Wiss. math.-nat. Kl. 85. Wien 1909.

werden. Noch ältere Landformen aber sind in den Gipfelplateaus und ebenflächigen Kuppen erhalten. Sie erscheinen über aufgerichteten Triaskalken im Plateau der Baske bei 920 m, über das der Gipfel als eine kaum merkliche Kuppe sich heraushebt, weiter östlich bei wenig über 800 m gleichfalls im Triaskalk in der weitem Umgebung der Česana hora, wo ein steter Wechsel von flachen Kuppen und breiten Sätteln, letztere im Bereich weniger widerstandsfähiger Gesteine, der Landschaft das auffällige Gepräge gibt. Nördlich über Valaška Bella ziehen drei ganz geradlinig erscheinende Eckfluren zwischen tiefen Gräben in Höhen von über 700 m dahin (Javorinka 745—774 m); ähnlich beschaffen ist der Kamm der Končina (826 m) und auch die über 900 m hohen Kalkberge weiter im N haben auffallend breite Kämme. Man wird in allen diesen Formen wohl die Überreste einer sehr gelalterten Landoberfläche zu erblicken haben, über die die meisten Gipfel nur unbedeutend, ansehnlicher nur der Stražow (1214 m) aufragen. Die nächst tiefere Terrasse von über 600 m ist bei Valaška Bella sowie am Südabhange des Klin, hier nur 200 m über Tal, mehrfach gut ausgebildet, eine unterste tritt beim genannten Dorfe nur 50 m über dem Bach auf. Hierher gehört wohl auch die ausgedehnte Terrasse, die gleichfalls nur 50 m über dem Fluß in 400—420 m Höhe das Becken von Deutsch-Proben in weiter Ausdehnung umzieht. Nach der geologischen Karte von V e t t e r s besteht sie aus Jungtertiär; doch zeigt ein Aufschluß „in den Fichten“ westlich der Stadt grob geschichtete Schotter von zweifellos jungem Alter. Wahrscheinlich handelt es sich um eine diluviale Schotterterrasse.

Das Fatra-Krivan-Gebirge mit dem Minčol ist nach der Gliederung von Uhlig das nächste Glied in der Reihe der äußern Kernmassen. Zusammensetzung und innerer Bau ist durch die große Monographie von Uhlig¹⁰⁾ verhältnismäßig gut bekannt, so daß auch hier unsere kurzen Beobachtungen in dieser Beziehung nichts wesentlich neues bringen können. Der Durchbruch der Waag durch diese Zone zwischen den Becken von Turoc und Sillein legt am Nordrand das bekannte Profil an der sog. Strečnolinie bloß, wo nach der bisherigen Deutung die jüngsten mesozoischen Bildungen das ältere Gebirge gleichsam überwältigen, so daß sie schließlich unmittelbar an den Granit anstoßen, der mit dem Permquarzit längs einer ONO-streichenden Störung von großer Ausdehnung vom Chočdolomit überschoben ist.

Man beobachtet im engen Waagtal bei ihrem Austritt aus dem Engpaß den vorwiegend ungeschichteten und stark klüftigen Dolomit, mit all der Detailplastik einer Dolomitlandschaft, ziemlich steil nach NW fallend. Darunter erscheint der Permquarzit fast senkrecht aufgerichtet und darunter sofort der Granit des

¹⁰⁾ Beiträge zur Geologie des Fatra-Krivan-Gebirges. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 1902.

Rakitje. Weiter östlich aber fehlt die „Überschiebung“ und es ist die nördliche Sedimentzone des Fatra-Krivan in großer Breite und vollständiger Schichtfolge erhalten. Ebenso kommt gegen SW. im Turotal nach Uhlig die Trias zwischen dem Permquarzit und der kretazischen Randzone neuerdings an die Oberfläche. Diese Verhältnisse werden nun wesentlich anders gedeutet werden müssen, seitdem das untertriassische Alter des Chočdolomits, der bis vor kurzem ziemlich allgemein, wenn auch ohne Beweis, für etwa mittelkretazisch (Aptien-Albien) gehalten worden ist, nun von Goetel auch für die Tatrazone nachgewiesen worden ist¹¹⁾, nachdem andere Autoren die ganz analogen Dolomite anderer Gebirgsgruppen bereits als triassische erkannt haben. Damit verschwindet wenigstens für diese Gegend eine kretazische Randzone und man erhält vielmehr am Strečnopaß den Eindruck einer einfachen Überlagerung des Triasdolomits über Perm. Auch auf der Südseite liegen die Verhältnisse anders als angegeben. Uhligs geologische Karte verzeichnet am linken Waaggehänge zwischen Ruttka und südlich Dubinki nur Granit, während tatsächlich dieses Gehänge aus Dolomit besteht, der sogar in einem Steinbruch (beim „Kalkofen“ der Spezialkarte) aufgeschlossen ist und 45° WNW-Fallen, also gegen den Granit zu, zeigt. Vermutlich trennt ihn ein Bruch vom Granit in der Fortsetzung jener Störungslinie, die weiter östlich am sog. Hradiskopaß unweit Kralovan vollkommen zertrümmerten und zerriebenen Dolomit gleichfalls vom Granit abstößt, wie von Uhlig ausführlich beschrieben ist. Doch besteht die kleine isolierte Kuppe mit ca. 560 m Höhe westlich des Dorfes Sutovo bereits aus Alttertiär, das in gleicher Weise an den Granit stößt, offenbar weil durch den Bruch die südliche Scholle gegen N und gleichzeitig gegen W schräg gestellt worden ist; ersteres ist durch schwaches Einfallen des Dolomits gegen N gut bezeugt.

Am Ostende des Fatra-Krivan-Zuges ist die nördliche mesozoische Randzone breit entwickelt und nach Uhlig in zwei nach N überschlagenen Hauptantiklinalen gebaut, die schließlich an dem oben erwähnten, fast N—S streichenden großen Bruch, besser einer Blattverschiebung, gegen die Klippen- und Alttertiärzone des mittleren Arvatales abschneiden. Nach der im Profil Uhligs wiedergegebenen Auffassung baut sich die ganze mesozoische Serie vom Triasdolomit bis zum Chočdolomit des Šip in normaler Folge übereinander auf. Ist nun aber dieser auch hier triassisch, so liegt zwischen ihm und dem sicher neokomen Mergelschiefer und -sandstein eine Überschiebungsfläche, längs welcher eine oberste Triassscholle gegen Westen gedrängt wurde.

Ein noch vollständigeres Profil besteht im Anstieg aus dem Arvatal an der Mündung des Bystričkatales zum Rossudec, das

¹¹⁾ Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. Bull. Ac. Sc. Cracovie 1916. Vgl. Ref. Geol. Rundsch. 1917, S. 263.

bereits von Stur, Paul und Uhlig beschrieben worden ist. Über dem Granit, der die unterste Schluchtstrecke des Bystrička-tales bedingt, folgt Permsandstein und -quarzit, vielleicht auch Werfner (von Uhlig als tektonisch unterdrückt angenommen), dann Triasdolomit und -kalk; in der Weitung des Quelltrichters erscheinen die bunten Keupermergel, darüber die ganze Juraserie (Mergelkalkschiefer des Lias, Lias- und Doggerfleckenmergel, Aptychen- und Hornsteinkalke, den Oberalmschichten der Salzburger Voralpen sehr ähnlich), sodann neokome Fleckenmergel und endlich ganz dünnplattige Kalkmergel und sandig-schiefrige Mergel, als Horizont häufiger Wasseraustritte, am Sattel Medzi Hole (1185 m) stark verdrückt, mit örtlichem Wechsel des Streichens und Fallens. Von etwa 1300 m an baut sich darüber der Chočdolomit des prächtigen Gipfelbaues des Großen Rossudec (1606 m) auf, der, wo geschichtet, gleichfalls ziemlich steiles Nordfallen zeigt. Es entspricht daher dieser Lagerung, daß die gleich hohen, aber weiter südlich stehenden Berge, namentlich der Stoh, noch aus Fleckenmergeln, die nördlichen Abhänge aber aus den härteren Kalkmergelschiefen bestehen, die wieder 45° N fallen. Am Hromove, weiter südwestlich im Hauptkamm des Fatragebirges, fallen die Juraschichten bereits WNW, das nächste Kammstück bis über den Hleb (der Spezialkarte) liegt bereits im Triaskalk und -dolomit und südlich von der Dolomithaube des Krivan ist in 1480 m bereits die Auflagerung des Permsandsteins und Quarzits auf den Granit zu beobachten. Ist nun auch der Rossudecdolomit triassischen Alters, so liegt hier gleichfalls eine Überschiebung vor, die etwa durch den Medzi Hole-Sattel hindurchgeht und längs welcher eine Triasscholle nach N bewegt wurde und untertaucht. Da nun im N an den Dolomit das Eozän stößt, beginnend mit dem Sulower Kalk- und Dolomitzkonglomerat, müßte auch diese Schollenbewegung der jungmesozoischen Gebirgsbildung angehören.

Es ist bemerkenswert, daß schon Hauer sich versucht fühlte, den Chočdolomit mit Triasdolomiten zu parallelisieren, wenn nicht seine Auflagerung auf Neokom an zahlreichen Stellen nachweisbar wäre. In seiner Beschreibung des Profils Arvatal-Rossudec betonte Paul, daß der Dolomit dieses Berges meist breccienartig scharf gegen die darunterliegenden Neokommergel abschneide, ohne durch Wechsellagerung aus diesen hervorzugehen; auch Stache hat Anzeichen von diskordanter Auflagerung bemerkt. Aber ganz im Gegensatz dazu sprach Uhlig von einem Übergang der plattigen Kalkmergel in den Chočdolomit, wenn er auch dessen petrographische und morphologische Ähnlichkeit mit sicher triassischen Dolomiten hervorhob. 1915 fand Vigh Daonellen im Chočdolomit des Minčolgebirges und erklärte ihn als wurzellose Decke; Wigilew fand in der Tatra im Liegenden des Dolomits pflanzenführendes Rhät, Kuzniar entdeckte darin allerdings fragliche Gyroporellen, und endlich konnte Goetel nachweisen, daß das Liegende des Dolomits vielfach aus einer verkehrten Serie von Obertrias und Lias besteht und daß der Chočdolomit durchaus mit dem sicher triassischen Dolomit im Liegenden der verkehrten Serie übereinstimmt.

Die Durchbrüche der Waag zwischen dem Liptauer und dem Turocer Becken und zwischen diesem und dem Silleiner

Becken wie auch das Engtal der untersten Arva gelten seit Sawicki mit Recht als typische Beispiele für Antezedenz, älter als die endgültige Bildung der Becken und unter anderen morphologischen Verhältnissen als den heutigen entstanden. Hierfür sprechen der eigentümlich gewundene Verlauf dieser Talstrecken, ihre wenigstens häufige Unabhängigkeit von Struktur und Gesteinsgrenzen sowie die durchlaufenden Terrassensysteme, wober nähere Beobachtungen mitgeteilt sein mögen.

Im Durchbruch oberhalb Strečno sind drei Terrassensysteme deutlichst zu unterscheiden. Das unterste bildet den Talsporn des Lipovec (C. 565 m) sowie innerhalb des großen Waag-Mäanders und daher stärker abgetragen die Kuppe Domašin (545 m) und die Fläche bei der Hütte Košariska; das mittlere die lange ebene Rückenfläche bei C. 666 m, die Kuppe 637 m westlich Strečno und die Nase C. 663 m oberhalb der Schlinge, sowie auch mehrfach Vorsprünge und Gesimse, z. B. nördlich Dubinki; das oberste die prachtvolle Fläche des Rakitje (C. 749 m), also in Abständen von rund 200, 300 und 390 m über dem Fluß. Über dem letzteren erheben sich die sehr gleichmäßigen Gipfelhöhen und breiten Kammflächen beiderseits des Durchbruchs im Granit nur mehr rund 400 m (zu 1000—1100 m) und scheinen damit zwischen Höhengruppen von über 1500 m eine Einsenkung jener alten Landoberfläche anzuzeigen, deren Reste wir aus dem Bellankagebiet in rund 8—900 m beschrieben haben. Die 750-m-Terrassen kehren auch über Ruttka am linken Gehänge wieder und fallen mit dreieckigen Fazettenflächen zum Turocer Becken ab. Endlich bilden mächtige diluviale Schuttkegel unterschrittene, schwach geneigte Terrassenflächen in rund 450—480 m, immer noch 50—80 m über dem Beckenboden.

Die gleichen Terrassen gehen nun auch durch den Kralowaner Durchbruch, der längs der großen Störungslinie angelegt ist, und das Arva-Engtal hindurch. Das oberste System ist sehr deutlich in einer Eckflur (754 m) westlich vom Šip, hier nur mehr 330 m über dem Fluß, sowie in der ebenen Kammfläche des Zemansky Djel (756 m) südöstlich über Parnica, in 300 m relativer Höhe, und im Waagtal weiter aufwärts in der Fläche Dubravica (C. 771 m) rechts über Hrbolto, 310 m hoch, ausgebildet; das mittlere System erscheint im Talsporn rechts unmittelbar über der Vereinigung von Waag und Arva bei C. 641 m (220 m hoch), das unterste rechts unterhalb Parnica (C. 567 m), 125 m hoch, in der Nase der Djerova (C. 576 m), 135 m über der Arva und auch in dem Umlaufberg innerhalb der Waagschlinge am Hradiskopaß (C. 568 m). Es floß also auch hier die Waag einst an der Grenze des Granits gegen den von Eozän bedeckten Dolomit, hat später in diesen eingeschnitten und ihren Talboden verbreitert, wodurch die sehr gleichmäßig (560 m) hohen Dolomitberge am rechten Ufer zwischen Sutovo und Ratkovo und die Oberfläche der erwähnten Eozänkuppe entstanden, deren Höhe mit der des eben genannten Umlaufberges

übereinstimmt; dieser wurde durch einen jüngeren Mäander und seine Festlegung und Vertiefung isoliert, während der Hradisko-**paß** beiderseits von zwei Seitengraben gebildet wurde. Zu erwägen und näher zu untersuchen wäre noch, ob nicht die Waag einmal vor ihrer Aufbiegung nach N bei Lubochna über den heutigen Sattel bei C. 761 m zwischen Kopa und Magura direkt nach W geflossen ist, so daß der Engpaß bei Kralovan zuerst von einem alten Arvalauf gebildet worden wäre. Wichtig ist aber jedenfalls, daß der Abstand aller drei Terrassensysteme vom heutigen Flußniveau talauswärts bis gegen Sillein beständig zunimmt.

Anzeichen eines noch älteren Formensystems, das wohl der mehrfach erwähnten „alten Landoberfläche“ angehört, möchten wir in zahlreichen hochgelegenen Gehängestufen am Südabfall des Fatra-Krivan erblicken, so namentlich bei der Velka Kralova (C. 1181 m) südlich unter dem Hauptgipfel, Čertjaz (1100 m), ganz im W bei Nad Kičerou (1126 m) und bei C. 1135 m. Bemerkenswert ist auch die übereinstimmende Höhe der beiden Dolomitberge Kopa (1180 m) und Šip (1169 m) beiderseits der Engtalstrecke Stankovan—Kralovan. Östlich vom Hromove treten auffällige ebene Flächen bei C. 1136 m und etwas über 1100 m auf, in der nördlichen Abdachung gehören hierher die Flächen des Sedlo (über 1000 m) und des Grunj (1006 m) beiderseits des Vratnetales, das ebenso wie das von Podziar in seinem untersten Stück in offenbar epigenetischer und wegen ihrer landschaftlichen Schönheiten und der pittoresken Felsformationen oft gerühmten Dolomitschlucht zwischen den langen Kämmen des Sokolje (1172 m) und der Boboty (1092 m) durchbricht. Über diese Flächenreste erheben sich die höchsten Gipfel im Maximum kaum 600 m mit auffälliger Höhenkonstanz und großer Unabhängigkeit von der Gesteinszusammensetzung, wenn auch mit ganz verschiedenen Einzelformen. Ganz gleich hoch wie der zackige Dolomitstock des Rossudec und der mächtige Stock des Choč (1613 m), der mit Wänden nach N und W abfällt, ist die rundliche grasige Kalkschieferhaube des Stoh (1609 m). Auch Hleb (1644 m) und Krivan (1711 m) sind nur durchaus begrünte, breite und flache Kuppen aus schwach verkarstetem dolomitischem Kalk ohne jede Annäherung an hochalpine Formen.

Angesichts dieser immerhin ansehnlichen Gipfelhöhen müßte das vollständige Fehlen von Eiszeit Spuren in der Fatra-Krivan-gruppe, wie es Uhlig und kürzlich auch noch Partsch in seiner prächtigen Monographie der Hohen Tatra zur Eiszeit¹²⁾ besonders betont haben, überraschen. In der Tat gelang es uns, unterhalb des Gipfels des Hleb der Spezialkarte ein zwar sehr kleines, aber doch typisches und 200 m tiefes Kar mit steilen, zum Teil geschliffenen Wänden zu entdecken, dessen deutliche End-

¹²⁾ Staatl. Forschungs-Inst., Inst. f. Geogr. I. Leipzig 1923.

moränen, die rechte als freistehender Wall, bis etwa 1450 m herabreichen und damit eine diluviale Schneegrenzhöhe von etwas über 1500 m anzeigen.

Die Hohe Tatra. Unsere Beobachtungen in dieser schönsten und höchsten Gruppe der Westkarpathen beschränkten sich auf ihren kristallinen Kern; sie können daher zur Geologie dieses Gebirges, die nun durch polnische Geologen, vor allem die Arbeiten M. Limanowskis, auf eine feste Grundlage gestellt sind, nichts beitragen und sind rein morphologischer Natur. Bemerket sei nur, daß im oberen Mengsdorfer Tal und östlich vom Schlesierhaus auch kristallinische Schiefer (Granatglimmerschiefer) auftreten, wo Uhligs Spezialkarte nur Granit verzeichnet, und daß diese die schon von Stur beschriebenen, ziemlich ausgedehnten Vorkommnisse von Chočdolomit und Šipkower Mergel, die am rechten Ufer der Weißen Waag bei Liptó-Ujvár von der Eisenbahn gut sichtbar aufgeschlossen sind, gänzlich unberücksichtigt läßt.

Die Frage nach dem Charakter des präglazialen Reliefs der Hohen Tatra ist wohl zuerst in einem Wiener Exkursionsbericht von 1914¹³⁾ flüchtig gestreift und dabei die Ansicht ausgesprochen worden, daß die glazialen Formen aus einem Mittelgebirgsrelief hervorgegangen seien. Nun fanden wir wohl auch die Anzeichen einer sehr alten Mittelgebirgsstopographie selbst in den höchsten Teilen des Gebirges weit verbreitet, außerdem aber auch Reste jüngerer, wenn auch präglazialer Talsysteme, die durch steile Gehängestücke von den das Massiv umgebenden Senkungsfeldern getrennt sind, so daß deren endgültige Absenkung erst in sehr später Zeit erfolgt sein kann. Im Kamm zwischen dem Weißwasser und dem Schwarzwasser, im südöstlichen Gebirgsabfall, bildet das Stößchen eine sehr auffällige Rückfallskuppe (1530 m), weiter einwärts ist der Reniás (1477 m) eine sehr flache Kuppe und dann ziehen sich glazial modellierte, bisweilen ganz ebene Hochflächen zwischen den Weißen Seen in dem Kammstück zwischen dem Grünsee- und dem Tränkenbach auf über 1600 m ansteigend bis an den Fuß der Gensenspitze, zugleich die Trogschulter beider Täler bildend. In diese Flächen geht auch ein breites Band über, das den prachtvollen Trogschluß des Grünsees (1572 m) in rund 1650—1700 m umzieht. Elemente des gleichen Systems sind auch beiderseits des Hintern Kupferschächtetales bei C. 1522 und 1483 in breit ausladenden Gehängestücken sichtbar. Weiter südlich im Gebirgsabfall trifft man eine ausgeprägte ebenflächige Nase rechts vom obern Steinbachtal bei C. 1580 m, nördlich davon über den Triftleiten ganz analoge Stücke bei C. 1656 und 1630 m bis zum Ratzenberg (1560 m) und gegen SW verfolgbar bis zum Gehängeabsatz C. 1469 m

¹³⁾ M. Vogel, Eine Exkursion des geograph. Instituts der Wiener Universität in die Westkarpathen. G. Jber. aus Ö. XI, 1915.

links über der untern Stufe des Kohlbachtales. Es zieht also ein durchlaufendes Gesimse am ganzen Ostabfall entlang, an dem die Steilabfälle gegen das Schutt- und Moränengelände des Vorlandes ansetzen.

Dieses Formensystem greift aber auch in die Täler hinein. Im Großen Kohlbachtal beginnt über C. 1629 m des Talbodens zur linken eine etwas über 1800 m hohe Schulterfläche; über einem neuerlichen Wandabsatz breitet sich bei über 2000 m die Hochfläche mit den Aschloch- und Schnittlauchseen aus und eine ganz analoge, rundgebuckelte und mit den Großen Kohlbachseen gezielte Fläche erstreckt sich, rund 2000 m hoch, im Hintergrund dieses Tales, über die die steilen Talwände noch 3—400 m ansteigen. Ihr entspricht im Hintergrund des Kleinen Kohlbachtales das Plateau der fünf Seen (2000—2500 m), hufeisenförmig umrahmt von den etwa 600 m hohen Wänden der Eistaler- und Lomnitzer Spitze. Auch viele Kare, z. B. die im Hintergrund des Svistovka- und des Mengsdorfer Tales, überraschen durch ihre Weiträumigkeit bei gleicher Höhenlage von rund 2000 m und vielleicht darf auch die auffallende Geradlinigkeit mancher Kammstücke, z. B. links über dem Rostokatal in 2150—2000 m Höhe mit diesem Formenkomplex in Verbindung gebracht werden. In auffallend deutlicher Entwicklung kehren diese Anzeichen einer ältesten Topographie im Südabfall des Gebirges, östlich vom Felkertal, so namentlich bei den Drei Seen (C. 1699, 1688 und 1693 m) in Form breit ausladender Gesimse wieder, so daß sich für sie ein Gefälle von 300 m vom Gebirgsinnern bis zum Gebirgsrand ergibt, darunter aber wieder solche eines tieferen Systems bei 1500 m. Aus diesen Tatsachen ergibt sich eine Reliefenergie der ältesten Mittelgebirgstopographie von nahezu 1000 m (ungerechnet die seither eingetretene Gipfelzerstörung) zu einer Zeit, als diese Landschaft von den umgebenden Becken noch nicht durch steile Gehängeabsätze getrennt war, worauf es in einer Ruhepause der jungen Hebung, bzw. der Beckenabsenkung nochmals zur Bildung breiter und flacher, heute um 1500 m hoher Gehänge kam. Die Talbodenhöhen für dieses jüngere System lassen sich freilich nicht mehr rekonstruieren, dürften aber doch im Innern 6—700 m über den heutigen gelegen haben, während am Austritt der Täler aus dem Gebirge die Höhendifferenzen der heutigen und der alten Talböden nur 2—300 m betragen mögen. Inwieweit dieser Betrag durch glaziale Erosion zustande kam, ob etwa die jüngeren Talbodenreste einfach dem präglazialen Relief zugehören und inwieweit überhaupt die glazialen Formen in Abhängigkeit von älteren sich ausgebildet haben: alles das sind Fragen, die hier ebenso wie in den Alpen noch der Beantwortung harren.

Bemerkenswert ist noch, daß die Formengruppen um 2000 m in der Hohen Tatra nur mehr inselartig zwischen den steilen Grat- und Gipfelformen auftreten, in den Liptauer Alpen aber jenseits des Koprovatales, wo überhaupt nur Höhen von wenig über 2100 m

vorkommen, bei gleicher Zusammensetzung aus Granit, in Gestalt breiter Rücken vorherrschend sind. Will man nicht an eine besonders starke Hebung des östlichen Gebirgsabschnittes denken, was wenig wahrscheinlich ist, so muß die Ausreifung zu einem schwach reliefierten Mittelgebirge im westlichen Abschnitt viel weiter gediehen sein als im östlichen. Auch dieser Punkt wird einer näheren Untersuchung bedürfen, wobei auch die von Lucerna¹⁴⁾ angenommene Gesamtabtragung dieses Gebirgs- teiles um ungefähr 400 m durch eiszeitliche Denudation zur neuerlichen Diskussion wird gestellt werden müssen.

Auf die glazialen Formen der Hohen Tatra soll hier nicht näher eingegangen werden, um so mehr als Partsch diesen Gegenstand letztlich ausführlich behandelt hat, allerdings ohne zu einer strikten Stellungnahme gegenüber den dabei in Betracht kommenden Problemen zu gelangen. Es sei nur bemerkt, daß der Stufenbau der größeren Glazialtäler keineswegs nur glazial bedingt ist, wie z. B. im Kohlbachtal unterhalb der Vereinigung beider Quelltäler bis zum Austritt ins Vorland, ein Hinweis darauf, daß die Gefällsverhältnisse der Tatrataler offenbar infolge der jungen Krustenbewegungen in präglazialer Zeit noch sehr unausgeglichen waren, so daß die Talböden hoch über dem Vorland hängend enden. Bei der geradezu modellartigen Ausbildung, die alle präglazialen und glazialen Formen der Hohen Tatra gewinnen, verspricht eine eingehende morphologische Untersuchung dieses herrlichen Gebirges reiche Ergebnisse von mehr als lokaler Bedeutung.

Im schärfsten Gegensatz zu dem mächtigen Granithochgebirge steht das Sandstein-, Berg- und Hügelland der Zipser Magura im N und in der östlichen Zips, das sog. Leutschau-Lublauer Hügelland, das mit einer unvermittelten Senkung der Gipfelflur von 12—1400 m an die Hohe Tatra angrenzt. Diesen Höhenunterschied einfach nur auf verschieden große junge Hebung zurückzuführen und ein einheitliches, schräg gestelltes altes Ver- ebnungsniveau aus der nördlichen Sandsteinzone bis ins Hoch- gebirge hinaufzuführen, ist gewiß nicht zulässig; es kommt neben differentieller Hebung im hohen Grad auch die verschieden große Denudation im Bereich der harten Granite einerseits, der weichen alttertiären Sandsteine und Schiefer andererseits in Betracht. An der Westgrenze dieser Landschaft breitet sich zur linken des obersten Poprad eine nahezu vollkommene Ebene, bestehend aus lehmbedeckten Schottern, aus, zur rechten ein stärker zerschnittenes sanftwelliges Hügelland mit sehr gleichmäßigen Höhen von 700 bis 750 m, bereits aus mürbem Sandstein mit schwachem Südfallen zusammengesetzt, alles von Kulturen überkleidet, zwischen denen die kleinen Zipser Orte anmutig verstreut liegen. Gegen O steigt

¹⁴⁾ Glacialgeologische Untersuchungen in den Liptauer Alpen. Sitzber. Ak. d. Wiss. math.-nat. Kl. I. Wien 1909.

das Gelände allmählich an, die mit dünnplattigen Mergelschiefern und Kalkmergeln vielfach wechsellagernden Sandsteine bilden breite Sättel und Mulden und recht gleichmäßige Höhen von 1050 m bis nahe an 1300 m im N (Ihla 1291 m). Als Anzeichen eines älteren Talsystems könnten auf dem von uns begangenen Wege von Kesmark nach Leutschau höchstens die Flächen des Marienbergs (784 m) und des Ölbergs (795 m) bei Leutschau, 250 m über Tal, angesprochen werden.

Eigentümliche Talformen wurden in dem gleichen Schichtkomplex östlich von Leutschau bis gegen Kirchdrauf beobachtet. Eine große Anzahl kleiner, heute meist wasserloser Täler mit südöstlicher Richtung kommt aus geräumigen, amphitheatralischen Quelltrichtern und quert eine breite, flache Senke, in der ganz niedrige Riegel die wasserscheidenden Sättel bilden, so daß die nach O führende Straße beständig auf- und abzusteiigen gezwungen ist; zwischen Kuppen von auffallend gleicher Höhe (595—615 m) treten die Täler durch Engen in das breite Hernadtal hinaus. Es liegt also eine Erneuerung der Erosion vor, die vom Hernadtal aufwärts vorschreitend die oberen toten Talstrecken noch nicht erreicht, aber in den unteren Strecken kleine neue Einschnitte in den breiten, versumpften Talböden geschaffen hat. Die Kuppenreihe über den Durchbrüchen besteht vermutlich aus besonders hartem Material und stellt mit ihren gleichmäßigen Gipfelhöhen ein altes Talbodenniveau in 150 m und gegen O auf 200 m ansteigender Höhe über dem heutigen Hernad dar, während die dahinter gelegene Senke wieder stärker ausgeräumt ist. Die gleichen über 600 m hohen Flächen treten als breite Rampen und Riedelflächen in großer Zahl über den Oberläufen der genannten Täler auf; zu ihrer Reihe gehört u. a. auch der isolierte Kalkfelsberg (635 m) mit den ausgedehnten Ruinen des Zipser Schlosses bei Kirchdrauf. Wir werden das gleiche System in weiter Verbreitung im ganzen obern Hernadgebiet wiederfinden.

Beim Bad Sivabrada treten junge, noch in Weiterbildung begriffene Kalkquelltuffe auf, die den kleinen Hügel C. 506 m aufbauen und vermutlich an eine Bruchlinie gebunden sind. Der benachbarte Kreuzberg besteht bereits aus Kalkkonglomerat von der Art des Sulower. Erst mehr als 40 km östlich der Hohen Tatra treten wieder alte Gesteine in der kleinen, horstartig aus dem Alttertiärland herausragenden Masse des Braniskogebirges auf, das Uhlig wegen seines Anschlusses an den Černahorazug im S und damit an das Zipser Erzgebirge bereits der inneren Reihe der Kerngebirge zuzählt. Seine Beschreibung dieses Gebirges, das er wohl nicht aus eigener Anschauung kennen gelernt hat, ist ganz außerordentlich dürftig. Danach besteht sein Kern aus viriditisch zersetztem Granit, die Außenseite im N und W aus Permquarzit und Triasdolomit, die an der SW-Seite gegen den Granit einfallen und mit Bruch abstoßen. Aus unsern, gleichwohl auch nur flüchtigen Beobachtungen ergibt sich aber ein ganz anderes Bild.

An der Straße, die östlich Kirchdrauf über Behároc nach dem Braniskopaß hinaufführt, trifft man sehr bald oberhalb Koritno unter den SW fallenden eozänen Sandsteinen ein grünliches, grobkörniges porphyrisches Eruptivgestein mit großen Einschlüssen von violetten und roten Schiefen, dann auch Konglomerate aus

diesem Gestein, sowie weiche, rote Schiefer, Quarz- und schwarze Kieselschiefer, alles Gesteine, wie sie auch aus dem Zipser Erzgebirge bekannt sind. Diese Serie wird am Braniskopaß selbst abgelöst von einem an der Straße deutlich aufgeschlossenen, dichten und quarzreichen, glimmerhältigen, dünnbankigen, graugrünen Tonschiefer, der mit 50° N-Fallen genau W—O streicht. Da der Porphyroid die roten, wahrscheinlich karbonisch-permischen Schiefer noch durchstoßen hat, wird man ihm vermutlich auch permisches Alter beilegen dürfen.

Im Aufstieg zur Vysoka hola (1172 m), dem höchsten Punkt des Gebirges nach der Smrekovica (1193 m), erreicht man unter den roten Schiefnern Gneise und verschiedene kristallinische Schiefer, dann auch echten hellen Muskovitgranit von derselben Art wie sonst in den Kerngebirgen, der auch den aussichtsreichen Gipfel selbst bildet; es ist daher ganz unklar, was Uhlig mit dem viriditisch zersetzten Granit gemeint haben kann, und warum er nicht auch die bereits von Höfer¹⁵⁾ beobachteten Gneise und Glimmerschiefer erwähnt hat. Nördlich vom Gipfel streicht die von Uhlig offenbar nach Höfers Bericht erwähnte nördliche Kalkzone durch, die wir nicht besucht haben, südlich vom Gipfel liegen die Wiesenflächen im obersten Braniskotal noch im Bereich der porphyrischen Gesteine und der alten Konglomerate; vielleicht zieht hier eine NW-SO streichende Bruchlinie durch, die den Granit bis auf die Gipfelhöhe brachte.

Auf der Westseite des Granitkernes im Aufstieg zum Rudnik erscheint nun eine mächtige Schichtfolge mesozoischer Gesteine: zunächst rote, wohl noch permische Schiefer, dann rote und grüne Werfner Schiefer und gelbe tonige, oft sehr harte Sandsteine, darüber typischer Gutensteiner Kalk und endlich in großer Mächtigkeit Triasdolomit, der mit seinen charakteristischen Absonderungsformen den Rudnik (1027 m) und Raj (1043 m) krönt, alles mäßig steil nach N fallend, so daß am Abhang gegen Dubrava die ganze Schichtfolge wiederkehrt, während die permischen, Werfner und die graugrünen Quarztonschiefer der Paßhöhe aber nur in Geröllen und im Gehängeschutt nachweisbar sind. Auf den Feldern um Dubrava und bis gegen Slatvin liegen schon im Bereich der eozänen Sandsteine große Blöcke eines sehr festen rosaroten bis grauen Quarzits umher, die vermutlich vom steilen Gehänge abgestürzt und durch Kriechbewegungen ihrer weichen Unterlage weiter getragen worden sind. Da nun oberhalb Dubrava die graugrünen Tonschiefer in ca. 650 m anzusetzen sind, am Braniskopaß aber trotz N-Fallen etwa 100 m höher auftreten, ist irgendwo dazwischen eine N-fallende Wechselfläche oder auch nur ein Bruch anzunehmen. Zwischen Slatvin und Vojkocz stehen schwärzliche dickbankige Tonschiefer an, vermutlich dem Karbon des Černahorazuges angehörend, am Austritt des von der Slubica (1131 m) nach

¹⁵⁾ Verh. geol. RA. 1868.

SW führenden Tälchens erscheinen diese schwarzen Schiefer wieder, dann aber die quarzitischen Konglomerate und die permischen (?) Tonschiefer, 15° gegen O fallend, vermutlich mit denen des Braniskopasses identisch, aber nicht wie dort durch die porphyrischen Gesteine im Kontakt verändert. In den Bächen, die von der Slubica herabkommen, finden sich auch Blöcke von Gneis und Granit, die also im Hauptkamm weite Verbreitung haben dürften und mit einem Bruch gegen die permisch-karbonische Schichtfolge abzustoßen scheinen.

Mit einer 4—500 m hohen Bruchlinienstufe fällt das Braniskogebirge gegen das flachhügelige Vorland an seinem West- und Südwestfuß ab, das gefaltete und steil aufgerichtete NNW-streichende Sandsteine von gleicher Art wie im Zipser Hügelland zusammensetzen. Aber bei Kalyava kommen die alten Gesteine, vielfach gefaltete halbkristallinische bunte Schiefer, Grauwacken u. a. wieder zutage, die nun mit WNW-Streichen bis Krompach im Hernadtal anhalten und so die Verbindung des Branisko-Černahora-Stockes mit dem Zipser Erzgebirge herstellen.

Im großen Landschaftsbild kommt diese Gebirgsinsel nur wenig zum Ausdruck. Die gleiche Gipfelflur von 11—1200 m geht über die Sandsteinrücken des nördlichen Flyschgebirges, das innere eozäne Bergland und die Granite, Schiefer und Kalke des Branisko- und Černahoragebirges hinweg und ähnlich wie bei Sebinow nördlich Prešov treten unter den flachen Gipfelkuppen ebene Plattformen von knapp 100 m Höhe auf, wie auf der Slovanska hola, westlich der Visoka hola und des Vižni Domanjow. Auf die tieferen Terrassen kommen wir bei Besprechung des Hernadtales zurück.

3. In der inneren Kernzone.

Zwischen Rosenberg im W und Wallendorf im O bewirkt eine zusammenhängende Eozänsenke die scharfe Trennung der äußeren und der inneren Kernzone. Ihren westlichen Abschnitt bildet das große Liptauer Becken der obern Waag, erfüllt von eozänen Nummulitenkalken, Mergelschiefern und Sandsteinen sowie diluvialen Schottern und Schwemmkegeln und jüngsten Bildungen, während jungtertiäre Sedimente hier noch nicht nachgewiesen zu sein scheinen. Bei der leichten Zerstörbarkeit der alttertiären Schichten und ihrer größtenteils flachen Lagerung ist es schwer zu entscheiden, ob die den Fluß und seine niedrigen Schotterterrassen begleitenden, verwaschenen Höhen als Erosionsterrassen gelten können. Erst aufwärts von Lipto—Sv Mikuláš an scheint am rechten Waagufer ein zusammenhängendes altes Talbodensystem in über 700 m Höhe aufzutreten (Hora 713 m, Skaličnje 729 m, Na Horica 761 m u. a.), das schwächer ansteigt als der heutige Talboden, im Neokomdolomit des Tatra-Südfußes an Deutlichkeit gewinnt und in die flache

Talwasserscheide von Csorba (901 m) überzugehen scheint, ja vielleicht noch ein Stück weiter nach O reicht. Von der Wasserscheide senkt sich das Terrain rasch mit dem jungen Poprad nach O zu den ebenen oder schwach welligen Schotterflächen um Poprad (Deutschendorf), in denen die ganz unmerkliche und zum Teil versumpfte Wasserscheide zwischen Poprad und Hernad liegt und wo sich der von Sawicki erkannte Kampf um die Wasserscheide zugunsten des letzteren abspielt. Das kleine, wasserlose Tälchen, das südlich von Poprad, von der Straße nach Verner durchzogen, den langen Melaphyr- und Permschieferrücken der Krizova zwischen dem Zipser Becken und dem obersten Hernadtal quert, war wohl ursprünglich ganz zum Poprad entwässert¹⁶⁾. Etwas oberhalb Vedfalu durchbricht ein (auf der Spezialkarte namenloser) linker Seitenbach des Hernad die Fortsetzung des Krizovarückens und entblößt stark gestörtes Perm; offenbar liegt auch hier ein Punkt der alten Wasserscheide vor.

Dieser fortschreitenden Vergrößerung des Hernadgebietes entspricht das rasche Gefälle des Flusses, der bei Savnik die tektonische Eozänsenke erreicht, aber schon südlich Káposztafalva im epigenetischen, gewundenen Engtal in die nördliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges tritt. Zur linken zieht die wie mit dem Messer geschnittene Terrasse der Majerska (643 m), Ihrik und Zelena hora (658 m) dahin, 130 m über dem Fluß, die auch am rechten Steilgehänge durch einen Knick, bzw. ein Gesimse angedeutet ist. Das Hernadbecken ist also heute nicht mehr in Senkung begriffen; vielmehr schneidet der Fluß kräftig ein und hat sein Bett durch die Eozänschichten in hartem Kalk festgelegt. Das flache Nordgehänge der Majerska ist vielleicht die durch Ausräumung wieder bloßgelegte Auflagerungsfläche des Alttertiärs, dessen Konglomerate, Sandsteine und Mergel in nahezu horizontaler Lagerung, von mächtigem braunem Verwitterungslehm bedeckt, die Hernadsenke zusammensetzen.

Die Terrasse der Majerska gehört bereits in das vorher aus der Gegend von Kirchdrauf erwähnte System, das nun in Höhen von 600—650 m ganz unabhängig von Struktur und Gesteinsbeschaffenheit im ganzen obern Hernadgebiet in Form ausgedehnter Verbnungsflächen und mit einer Gesamtbreite von mehreren Kilometern weiteste Verbreitung hat und auch in alle Nebentäler hineinreicht, wobei die relative Höhe nach O infolge der kräftigen Tiefenerosion des Hernad rasch zunimmt. Es scheint aus den wasserscheidenden Hochflächen bei Poprad (unter 700 m) hervorzugehen, die aber durch jüngere Aufschüttungen etwas erhöht wurden; im Becken von Igló sind seine Terrassen schon 150 m, an der Wendung des Flusses nach SO unterhalb Wallendorf bereits 250 m hoch. Unterhalb Igló schneidet der Hernad wieder mehrfach epigenetisch in die Kalke des Galmusgebirges ein, wobei bald diese, bald die hier

¹⁶⁾ M. Vogel, Exkursionsbericht. G. Jber. aus Ö. 1915, S. 159.

auffallend stark gestörten, verbogenen und zerbrochenen Sandsteine und Mergel in Flußhöhe auftreten; durch Engen und Weitungen laufen noch zwei jüngere Terrassensysteme hindurch, das untere ist bei Markendorf 70 m hoch (Pučiska 500 m), das obere bei Vitkovec (C. 548 m) 140 m hoch und kehrt auch bei Wallendorf, Kohlsdorf (C. 530 m) und besonders deutlich beiderseits vom Austritt des Tales von Krompach wieder.

Zwischen den Fatra-Krivan-Zug und das zur inneren Kernzone gehörende Lubochniagebirge ist der große Turocer Kessel eingebrochen, wohl das typischste aller innerkarpathischer Senkungsfelder und allseits von auch noch morphologisch sehr scharfen Bruchstufen umgeben. Die kleinen, mehrfach aus der Ebene aufragenden Hügel bestehen nach Stur¹⁷⁾ aus pontischen Konglomeraten und Mergeln mit Braunkohlenflözen, die noch schwache Störungen aufweisen ebenso wie die den südlichsten Teil des Beckens erfüllenden Tuffe des Kremnitzer Trachytgebirges, die z. B. bei Bad Stuben Fallwinkel nach N und S haben, so daß tektonische Störungen und Nachsenkungen des Beckens noch im Pliozän eingetreten sein müssen. Die ganz ebenen Flächen im Innern des Beckens bestehen aus diluvialen Schotter- und Lehmablagerungen, die zumeist mit einem recht scharfen Terrassenabfall von etwa 20 m Höhe von der rezenten Talau des Turoc sich abheben. Es scheint also auch hier das Einsinken bereits zur Ruhe gekommen zu sein.

Das Gebirge östlich vom Turocer Kessel besteht nach Stur und Uhlig aus den zwei westlichen Verzweigungen des Zentralernes der Niedern Tatra, dem Lubochnia- und dem Altgebirge, zwischen die sich das ausgedehnte Kalkgebiet des Revucagebirges mit seinen pittoresken Gipfformen einschleibt. Es wurde von uns auf der Strecke Rosenberg—Korytnica zu Bahn, von da zu Fuß nach dem Grantal gequert.

Das untere Revucatal liegt noch in dem vom rechten Waagufer herüberreichenden „Chočdolomit“, der die schöne Pyramide der Hirôva (1102 m) aufbaut und von N fallendem neokomen (?) Mergelkalk unterlagert wird. Im übrigen besteht das Gebirge in diesem Profil bis über Korytnica nach S entgegen der Darstellung von Stur¹⁸⁾, der nur von massenhaft entwickeltem Neokomdolomit und Mergel spricht, unter dem ältere Bildungen (Jura-Hornsteinkalke und Fleckenmergel, Kössener und dann sofort der rote Permsandstein) nur ganz beschränkte Verbreitung haben sollen, soweit wir bei der Durchfahrt erkennen konnten, ganz wesentlich aus gefalteten oder auch nur schwach gewellten Dolomiten und Kalken, die dickbankig oder auch stark zerdrückt und dünn geschiefert wie auch sonst der alpine Muschelkalk der inneren Zonen entwickelt sind, so daß sie mit einiger Reserve der Trias

¹⁷⁾ Jahrb. geol. RA. XI, 1860.

¹⁸⁾ Jahrb. geol. RA. XVIII, 1869.

zuzurechnen sein dürften. Es liegt offenbar auch hier die in den älteren Arbeiten von Stur übliche Einreihung aller Kalke und Dolomite in das Neokom vor. Da Uhlig dieses Gebirge nur ganz kurz erwähnt, wäre eine eingehende Untersuchung dieser so wenig bekannten Gegend sehr erwünscht; sie würde auch zu zeigen haben, in welchem Verhältnis diese Kalkzone zu den granitischen Ausläufern des Lubochniagebirges steht, die nach Stur die verschiedenen, als Smrekovica bezeichneten Berge bilden.

Erst im Anstieg zur Paßhöhe 1103 m am Westende des Prašivazuges erreicht man unter den Kalken Gneise und andere kristallinische Schiefer, auf der Paßhöhe selbst Granit, die dann auch im einförmigen Važnatal auf der Südseite herrschend bleiben, bis etwa 1 km südlich vom Jägerhaus bei 600 m Permquarzit, Rauchwacken der Werfner Stufe und dann wieder dunkle Kalke in der dünn-schiefrigen Ausbildung mit mehrfachen Faltungen gerade so wie auf der Nordseite auftreten, so daß der Schluß auf deren triassisches Alter um so gerechtfertigter erscheint. Endlich verengt sich das Tal vor seiner Vereinigung mit dem Grantal im Dolomit, der auch die Granenge bei und oberhalb Ljubetovo bildet.

Terrassen begleiten deutlich nur das untere Revucatal. Weit verbreitet sind sofort oberhalb Rosenberg Flächen bei über 600 m, 140—150 m über den Flüssen und daher übereinstimmend mit der untersten Waagterrasse bei Kralovan. Tiefere Flächen treten in bloß 40 m über dem Fluß auf. Die der Südseite, unterhalb Hjadef bei 620 m, aber 200 m über Tal, und eine 100 m hohe Terrasse bei C. 525 m stehen bereits mit denen des Grantales in Verbindung (s. o.).

Die südliche Sedimentzone streicht nach W weiter als Innenzone des Altgebirges und wurde 1868 von Stur recht ausführlich beschrieben. Nachgetragen sei, daß im Tal der Bystrica oberhalb Sv. Jakub stark zerdrückter und geschieferter Muschelkalk über Werfner Schiefer, 30° SW-fallend, in mehrere Schuppen gelegt, beobachtet wurde, dann aber auch unweit davon rote Liaskalke, vermutlich vom Muschelkalk überschoben. Es liegen also wohl stärkere Störungen vor, als Uhlig vermutete, indem er die mesozoische Mulde des Grantales nur durch sekundäre Aufbrüche u. dgl. beeinträchtigt erklärte. Die porphyrischen Gesteine im Tal von Altgebirg sind die Grundlage der berühmten uralten Kupfergewinnung. Die Erze finden sich meist in unregelmäßig verteilten Nüssen und Einlagerungen, so daß der Abbau ein recht zufälliger ist und wenig Sicherheit bietet. Gegenwärtig sind Vorbereitungen im Gange, um die Halden zur Kupfervitriolgewinnung wieder aufzuarbeiten.

Die Sedimentzone am Außenrand des Lubochniagebirges verbindet sich ohne Störung mit der der Niedern Tatra, die von Stur¹⁹⁾, Stache²⁰⁾ und danach von Uhlig beschrieben worden

¹⁹⁾ Jahrb. geol. RA. XI, 1860.

²⁰⁾ Verh. geol. RA. 1867.

ist. Die südliche Begrenzung bildet das Mesozoikum des obern Grantales, auf das wir später zurückkommen. Der Aufbau der Niedern Tatra wurde von uns im Profil Bries—Djumbir—Liptošv. Mikuláš studiert. Schon im obern Tal der Stadt Bries, deren Becken im übrigen von Alttertiär erfüllt ist, stehen die altkristallinischen Schiefer an, die in der Skalka (948 m) von einer wenig mächtigen Hülle von Triaskalken bedeckt sind. An der Straße, die aus dem kleinen sekundären Alttertiärbecken von Mito nach W ins untere Bistratal zieht, wurden nahe C. 573 ziemlich steil N fallende Kalke beobachtet, etwas weiter abwärts Phyllite. Im obern Bistratal selbst tritt sofort Perm als ein ziemlich mächtiger Komplex von Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten und Quarziten auf, gleichfalls N fallend, unter dem erst am Beginn der obern Talverzweigungen in ca. 900 m die Gneise hervorkommen, gelegentlich von Gängen von Turmalingranit durchsetzt. Oberhalb der sog. Trognička am üblichen Aufstieg zum Djumbir bei etwa 1350 m erscheint nun am linken Gehänge ein in den untern Partien stark verdrückter, höher oben deutlich geschichteter dunkelgrauer Kalk, mit dem Tälchen W 10° N streichend und unter $60\text{--}70^{\circ}$ nach N unter den Granit der rechten Talseite einschließend. In ihm verschwindet ein vom rechten Gehänge herabkommender Bach in einem Ponor, um weiter abwärts im Kristallinischen wieder zu erscheinen. Höher oben erreicht der Weg die weißen Quarzite und roten Schichten des Perm, denen das wasserlose Tälchen bis auf den Sattel C. 1740 m folgt. Der südlich davon nach WSW ziehende Kamm (Velki Gapel) besteht aus den erwähnten Kalken, die in Form einer spitzen Antiklinale zusammengedrückt sind. Weiter östlich aber im Abfall des Kammes Kralička zum Trogschluß des Stjavnicatales nahe C. 1785 m und gegen die beschriebenen Aufschlüsse etwas nach S gerückt, tritt unter einer Spur von Perm eine mylonitische Breccie auf, in ihren untersten Lagen fast nur aus schwarzen Kalken zusammengesetzt, höher oben durch Aufnahme von permischem Material zu einer gemischten Breccie mit Fluidalstruktur sich verändernd und steil nach S einfallend. Zusammen mit den Vorkommnissen an der Skalka und im Tal von Mitó ergab sich uns die im beistehenden Profil wiedergegebene vorläufige Deutung dieser höchst verwickelten Lagerungsverhältnisse (Fig. 3).

Es scheinen also N fallende permisch-mesozoische Glieder die von Perm überlagerten Gneise des Bistratales abnormal zu unterteufen, dann aber in eine steile Falte aufgedrückt zu sein, deren nördlicher Gewölbeschenkel unter den Granit des Djumbir einfällt. Jedenfalls handelt es sich um weitausholende Horizontalbewegungen, vielleicht in der Art, daß zuerst eine untere Decke unter den Granit eintauchte und dann durch den Vorschub einer oberen Decke gestaucht wurde. Die Perm-Kalkbreccie wäre dann im reduzierten Mittelschenkel einer großen Liegendfalte das durch den Schub zertrümmerte Äquivalent der über der obern Decke an-

zunehmenden Sedimenthülle, der in normaler Lagerung das Perm des Bistratales angehört. Die ganze Schichtserie scheint sich im Streichen gegen W zu senken, da sie im Bistratal selbst nicht gequert wurde. Auch ihre Fortsetzung nach O ist uns unbekannt geblieben.

Die einzige Andeutung dieser Verhältnisse findet sich bei Stur²¹⁾; er beschreibt nämlich vom Abstieg von einem Sattel, mit dem nur der bei C. 1740 m gemeint sein kann, das Auftreten steil aufgerichteter, ringsum von kristallinischem Gestein isolierter Mergelkalke und ihnen gegenüber rote Sandsteine, die den Gneis zu unterteufen scheinen. Stur hat also das Wesentliche richtig beobachtet, aber in einem verfehlten Profil dargestellt und wohl auch nicht den Kalk im Streichen nach W verfolgt. Diese Mergelkalke sind nach Stur denen am Velky Roh und im Bocatal viel weiter im O ganz ähnlich, wo sie gemeinsam mit roten Sandsteinen gleichfalls in abnormaler Lagerung auftreten. Uhlig, der die Verhältnisse am Djumbir offenbar nicht gesehen hat, obwohl sie an der gewöhnlichen Anstiegsroute liegen, erwähnt die Beschreibung von Stur, läßt aber die Kalke und Sandsteine dem Rücken des Zentralkerns „auf-ruhen“, übergeht also vollständig, daß Stur von einem Unterteufen des Gneises durch die roten Sandsteine spricht. Die „neokomen“ Mergelkalke Sturs sind gewiß auch hier wieder Gutensteiner Kalke, um so mehr als sie von Perm unmittelbar unterlagert werden. Im Hinblick auf diese Verhältnisse werden nun auch die ändern von Stur beschriebenen Vorkommnisse mesozoischer Schollen im östlichen Teil dieses Gebirges und

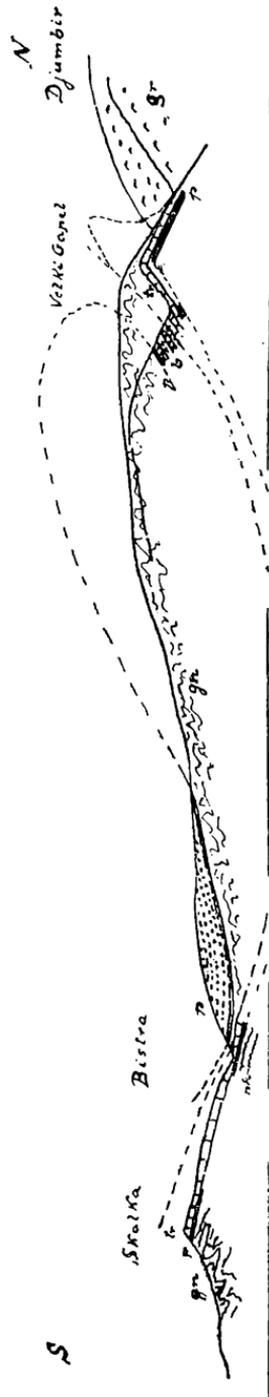


Fig. 3. Schematisches Profil durch die Niedere Tatra I: 75000.
gn = Gneis; gr = Granit; ph = Phyllit; p = Perm; tr = Triaskalk; b = Breccie.

²¹⁾ Jahrb. geol. RA. XI, S. 131.

wahrscheinlich auch die von Uhlig beschriebenen Jurakalke und Triasdolomite von Teplička eine andere tektonische Deutung erfahren müssen, so daß eine genaue Aufnahme des ganzen Gebirges wichtige Ergebnisse verspricht.

Auch die Nordseite der Djumbirgruppe liegt noch ganz im Granit. Erst unterhalb Lučny erreichen die sekundär gefalteten, aber im allgemeinen N fallenden Triaskalke der nördlichen Sedimentzone die Sohle des höhlenreichen Demenovatales und sinken zugleich im Streichen gegen O. ab. Bei C. 685 m verläßt der Bach die Kalke, die mit flachen N-Fallen in winkelig verlaufenden Bruchlinien gegen das Eozän des Liptauer Beckens abgebrochen sind und dorthin einen mauerartigen Steilabfall richten.

Mit ihrem breiten Rücken und flachen Gipfelhauben hat die Niedere Tatra noch durchaus Mittelgebirgscharakter. Die von Menschenhand kaum berührten, aber durch Windbrüche vielfach verwüsteten Waldbestände machen an einer scharfen, gewiß künstlich herabgedrückten Grenze den ganz ungenügend ausgenützten Weideflächen Platz, die Gipfelregion selbst ist in ein Blockmeer aufgelöst. Der Hauptkamm schwingt sich westlich vom Djumbir nochmals auf 2025 m auf und sinkt dann ganz allmählich in der Prašiva zu 16—1700 m ab. Östlich vom Hauptgipfel ist er durch das Eingreifen des oberen Stjavnicatales unterbrochen, dessen nach W gewendeter Talschluß einen prächtigen Trog mit breiten Schulterflächen in 17—1800 m Höhe darstellt. Auch weiter östlich ist der Hauptkamm mehrfach unterbrochen und erniedrigt, bis er in der Gneis- und Granitmasse der Kralova hola sich neuerdings zu fast 2000 m erhebt. Immerhin besteht also gegenüber der Hohen Tatra ein Höhenunterschied von 6—700 m, wohl die Folge geringerer junger Hebung. Das ganze Gebirge macht den Eindruck einer asymmetrischen Aufwölbung, deren nördlicher Teil durch intensive Zertalung zum Teil schon zerstört ist; aber es setzen die Gipfelhöhen in der nördlichen Kalkzone die Abwölbung gegen N mit ziemlicher Regelmäßigkeit fort und in ähnlicher Weise senken sich von der Kralova hola alle Gehängelinien sehr gleichmäßig und mit Neigungen von etwa 15° nach N gegen das Liptauer Becken.

An der Ausgestaltung der Nordseite der Niedern Tatra sind bekanntlich auch glaziale Einflüsse beteiligt. Aber es sind zwischen den schönen Karen doch noch breite, gewölbte Kammflächen als Reste der präglazialen Topographie erhalten geblieben. Die Karvergletscherung gehört auch hier jüngeren Rückzugsstadien an, die innersten Moränen umziehen sogar ringsum die rezenten Schutthalden am Fuß der Wände. Im Demenovatal liegt die äußerste, noch wohl erhaltene Endmoräne bei 1220 m, was einer Schneegrenzenhöhe von etwa 1550—1600 m entsprechen dürfte.

Östlich vom Stjavnicatal beginnt die gut bekannte sog. Melaphyrzone im nördlichen Sedimentmantel der Niedern

Tatra. Sie wurde von unserer Exkursion auf dem Straßenweg von Poprad über den Popovosattel (1056 m) nach dem obersten Grantal gequert, längs welcher Linie sich die Niedere Tatra mit dem ONO streichenden Saum des Zipser Erzgebirges berührt. Der Melaphyr setzt neben braunroten Permschiefern wohl den ganzen Križnarücken bis zum obersten Hernadtal zusammen, das vermutlich einer Längsstörung, aber auch in permischen Schiefern und Sandsteinen folgt. Im Quertal von Vernar folgen über den Melaphyren und steil O fallenden Permschichten Werfner Schiefer und Rauchwacken, Gutensteiner Kalke und endlich in scheinbar großer Mächtigkeit bis zur Paßhöhe Triasdolomit, alles in eine Reihe einfacher Sättel und Mulden gelegt, deren Nachweis erst im ungeschichteten Dolomit versagt. Es ist also wenigstens für diese Randzone die Ansicht Uhligs von der schwebenden Lagerung der subtatrischen Triasdecke unzutreffend. Hart unter dem zweiten Straßensattel (C. 1000 m), von wo die Entwässerung sich bereits zur Gran richtet, erscheinen wieder splittrige Gutensteiner Kalke, Rauchwacken und Werfner Schiefer in mehreren Schuppen, endlich Melaphyrtuffe oberhalb Telgart.

Diese ganze Landschaft bedeutet eine auffällige Depression der Gipfelhöhen und enthält auch den merkwürdigen Quellknoten zwischen Zuflüssen des Hernad und der Gran, der Göllnitz, der Dobsch und dem Sajo. Bemerkenswert ist das Auftreten von Hochflächen und Taltorsi in rund 1000 m unter den kaum 1200 m hohen Gipfeln, so daß sich hier talgeschichtlichen Untersuchungen ein dankbares Feld eröffnet. Auch im Tal unterhalb Vernar erscheinen Terrassen bei 940—970 m, nur mehr wenig unter den langgezogenen welligen Kämmen; ein tieferes System ist bei C. 844 m am linken Gehänge als Eckflur entwickelt, 200 m über dem Fluß; es kann also nicht mit den obern Terrassenböden am obern Hernad in Verbindung gebracht werden und gehört wohl einem älteren, noch zum Poprad gerichteten Entwässerungssystem an.

Unterhalb Telgart im breiten Tal der obersten Gran trifft man am rechten Gehänge wieder die Werfner Schiefer unter rotem Perm, dann bei Rotenstein (Červená Skála) die auffallend roten, stark verdrückten und brecciösen Triaskalke. Unterhalb Rotenstein ist das breite Tal vermutlich in Permschichten ausgeräumt und von riesigen Schuttkegeln der rechten Seitenbäche aus dem Kristallinischen der Niedern Tatra erfüllt, die, vom Hauptfluß etwa 60 m hoch unterschritten, Terrassen des Haupttales vortäuschen, während das linke Gehänge zunächst den bald N, bald S fallenden Kalken des Murányplateaus angehört. Weiter abwärts ist das Tal bereits ganz im Kristallinischen eingeschnitten und zeigt bei Bries deutliche Terrassen in 110 m und 190—200 m über Tal, bei 600 und 680 m absoluter Höhe, die im obern Bistratal bei Mitó wiederkehren: die untere bei C. 730 m links über Mitó und in der Fläche südwestlich der Oslana in über 700 m, beide

rund 100 m hoch, die obere in der Sanskie (851 m), Oslana (812 m) und im Horni Djel (833 m), 200 m hoch. Beide Systeme wurden bereits aus dem untern Vážnatał bei 620 und 525 m erwähnt, wo sie schon 240, bzw. 140 m hoch sind, und treten nun neben anderen in ausgezeichneter Entfaltung granabwärts bei Liptsch, Šalkova und Neusohl auf: außer einer 10—15 m hohen Schotterterrasse und einer 80 m hohen Felsterrasse (Schloß Liptsch) sind besonders die ca. 140 m hohen Flächen ausgeprägt, denen auch der Kalvarienberg links über Neusohl (C. 471 m) angehört. Eine weitere Stufung erscheint bei 570—580 m (Supin 589 m) und mit ihr hängen die Höhen von über 600 m, bereits 250 m über Tal zusammen (Majerovy hrb 646 m, Kopa 673 m), die zwischen Gran und Zolna ein welliges bis kuppiges Gelände mit eingestreuten ganz ebenen Flächen bilden. Da sie auch schon über die jung-eruptiven Gesteine hinwegziehen, sind auch sie schon jünger als die etwa mittelmiozänen Ergüsse.

Wir verfolgen nun sofort das Terrassenphänomen weiter durch das Becken von Altsohl, das nach Sawicki der Aufstauung der Gran durch die jungvulkanischen Ergüsse seine Anlage verdankt. Aber gerade die große Breite der obersten Terrasse beweist, daß die Gran nach ihrer eventuellen Aufstauung sich ein sehr breites Tal geschaffen hat, und auch in seiner heutigen Tiefenlage und Form kann das Becken erst durch jüngste Ausräumung entstanden sein. Um nur einige besonders auffallende Stellen zu erwähnen, sehen wir die zweithöchste Terrasse schön entwickelt am linken Gehänge bei Sliáč in 430—470 m Höhe, in der Velka Straž (C. 437 m), 150 m hoch, unterhalb Altsohl, durch eine sekundäre Tiefenlinie isoliert, die nächst tiefere südlich Sliáč bei 390 m, am linken Gehänge bei C. 382 m (Kopanice) und C. 380 m, bereits 90 m hoch. Das oberste System ist im Durchbruch durch das Trachytgebirge unterhalb Altsohl zur rechten vertreten durch die untergrabene Fläche des Bukovina vrh (565 m, 280 m hoch); es zieht sich aufwärts im Tal des Sary potok gegen Schemnitz (Rycharty 610 m), wo auch die tieferen Terrassen vertreten sind, während das zweithöchste System im Grantal abwärts rechts über Jalna mit der Ternova hora (über 400 m), dann bei C. 409 m und endlich in der Šibenice beim Austritt des Tales in das große untere Granbecken (395 m, 155 m hoch) auftritt. Das enge Tal des Kremnitzer Baches zeigt deutlich das oberste System (C. 663 rechts über Bartos, 300 m hoch), das nun mäßiger als die heutige Talsohle ansteigend auf die breite Wasserscheide beim deutschen Dorf Johannesberg (784 m) gegen das Turocer Becken hinaufführt und hier abbricht. Ob aber die in dem genannten Wiener Exkursionsbericht geänderte Vermutung zutrifft, daß eine alte Entwässerung zur Gran geführt und der Einbruch des Turocer Kessels der Wasserscheide nach S gerückt habe, muß die nähere Untersuchung lehren. Die tiefere Terrasse erscheint in der Fläche Okolo Sařasa (500 m, 150 m hoch), weiter aufwärts südlich Kremnitz bei C.

609 m, 130 m hoch, und gegenüber in der Bahnhofterrasse von Kremnitz bei gleichfalls über 60 m.

4. Im Zipser Erzgebirge.

Das Zipser Erzgebirge wurde von uns auf zahlreichen Exkursionen besucht, hauptsächlich um die Lagerstättenverhältnisse und die heute bekanntlich sehr traurigen Abbauverhältnisse sowie den gegenwärtigen Zustand der deutschen Kolonien und Bergstädte kennen zu lernen. Der geologische Bau dieses Gebirges ist ja dank seiner wirtschaftlichen Bedeutung durch zahlreiche neuere Arbeiten, wie namentlich die von Voit²²⁾, Woldřich²³⁾ und Kettner²⁴⁾, recht gut bekannt, auf deren Ergebnisse hier im allgemeinen verwiesen sei und denen wir nichts hinzuzufügen haben. Nur auf das aderförmige Vorkommen des seltenen und geschätzten Chrysotil-Asbestes im brüchigen Serpentin unmittelbar nördlich Dobschau sei hingewiesen, der seit 1918 abgebaut und in die Asbestwerke von Puchow im Waagtal geschafft wird; das gewonnene Reinprodukt macht bloß 5—15 % des gesamten Gesteinsmaterials aus.

Ausführlicher mögen unsere Beobachtungen in der bisher wenig beachteten nördlichen und südlichen mesozoischen Sedimentzone des Erzgebirges mitgeteilt werden, da sie geeignet sind, die Auffassung Uhligs von der tektonischen Stellung des ganzen Gebirges zu modifizieren. Dieser betrachtete die Permtriasfolge am Nord- wie am Südrand als eine flach auflagernde Decke und möchte auch die gelegentlichen Aufbrüche von Werfner Schiefer nicht durch Faltung, sondern durch Bruch erklären, gemäß der Anschauung, daß das Zipser Erzgebirge ein Stück des variszischen Baues darstelle, das von den jüngeren Faltungen nicht mehr betroffen worden sei. Unsere Beobachtungen in der nördlichen Kalkzone beziehen sich auf das Profil Dobschau—Oberes Hernadtal, in dem nach der Darstellung von Woldřich die Trias gegen das Paläozoische an einem steil gegen SSO einfallenden großen Längsbruch abstößt. Nördlich davon und jenseits des Straßensattels Dobschau—Stracena liegt das Tälchen, das von C. 887 nach Kisistvand führt, vermutlich schon im Werfner Schiefer, der gegen ONO weiterstreicht, dann folgen sofort in einer Landschaft von kalkalpiner Schönheit die längs der Straße vielfach gut aufgeschlossenen Triaskalke. Sie sind zumeist senkrecht aufgerichtet, gelegentlich sogar mit Fallen nach S überkippt, außerordentlich zerklüftet und zerrüttet, längs Störungsflächen treten Harnische und Dislokationsbreccien auf; kurz es hat der ganze Komplex die

²²⁾ Geognostische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse um Dobschau. Jb. geol. RA. 1900.

²³⁾ Geologické a tektonické studie v Karpatech sev. od Dobšíné. Rozpr. Č. Ak. XXI, 1912, auch: Arch. f. Lagerstättenforschung, XI, 1913.

²⁴⁾ Příspěvek k poznání geologie spišsko-gemerského rudohoří. Sborn. st. geol. ust. I, 1921.

heftigste mechanische Beanspruchung erfahren und nur mehrfache Verschuppung vermag die scheinbar große Mächtigkeit der Kalke zu erklären, während Uhlig „das etwas steilere Einfallen der Werfner und Dolomite“ nur aus dem Andrängen der Triasdecke gegen das alte Gebirge der Niedern Tatra ableitete. Auch noch weiter nördlich gegen das Jägerhaus Glatz zu sieht man die Dolomite unter den Triaskalken stark zerrüttet, gelegentlich durch einen Aufbruch von Muschelkalk unterbrochen, vielfach steil aufgerichtet und verquetscht bei im allgemeinen nördlichen Einfallen. Erst mit Annäherung an das Hernadtal zeigen die Kalke noch zunächst 20° NW-Fallen und tauchen endlich mit ziemlich ruhiger Lagerung unter das Eozän der Hernadsenke unter.

In einem Profil weiter östlich von der Bergwerklokalität Gretel nach Igló (Neudorf) trifft man auf dem Kamm Altenberg über den sog. Grünschiefern rote Schiefer und Konglomerate, schwach SO-fallend, dann folgen die auch von Uhlig erwähnten Erosionsreste der Kalkdecke. Ein Steinbruch im Scharfenberg (südlich C. 626 m an der Straße) erschließt die Triaskalke wieder stark verbrochen und zerdrückt, zum Teil in Breccie umgewandelt und dann intensiv rot gefärbt, in W-O-Richtung von einer großen Störung durchsetzt. Flachher lagern die Kalke im Galmusgebirge, sind aber mit Annäherung an das Braniskogebirge wieder stärker gestört, wie Uhlig selbst beschreibt. Jedenfalls können die jung- oder nachmesozoischen Bewegungen im Erzgebirge nicht einfach in einer flachschildförmigen Aufwölbung verbunden mit Bruchbildung an der Grenze gegen ältere Widerlager bestanden haben.

Gleichfalls der nördlichen Kalkzone des Erzgebirges ist die Triaskalkscholle des Murányplateaus zuzurechnen, die nach Uhlig an ihrem Südrand längs einer großen Störungslinie vom Granursprung bis Tisovec (Teißholz) unmittelbar an Alt-kristallinisches stößt, wobei die Kalke steil abgebogen oder sogar von den alten Gesteinen leicht überschoben sind. Nahe ihrem Westende wird diese Kalkzone von der obersten Rima und ihren Zuflüssen gequert, an deren einem, dem Furmanecz potok, aufwärts die Zahnradbahnlinie in kühner Anlage ins Becken von Bries geführt ist. Schon bei Rimafüresz geht das Kristallinische zu Ende, bald darauf beginnt ziemlich steil stehender Kalk von roter Färbung, ganz ähnlich dem von Rotenstein. Das Furmanecztal erschließt unter diesen Kalken Gutensteiner Kalke und gelbe Sandsteine der Werfner Serie und ist jenseits eines Aufbruchs von Kristallinischem wieder in die stark gestörten und aufgerichteten Kalke eingeschnitten, die bis nahe an die Wasserscheide anhalten. Die flüchtige Durchfahrt erlaubte es nicht, den Bau dieser Kalkscholle näher zu erkennen, doch liegt gewiß auch hier keine einfach gelagerte Decke vor.

Die südliche Kalkzone des Erzgebirges bildet den sog. slowakischen Karst. Sehr eindrucksvoll wird das Becken

von Rosenau gegen S von dem etwa 400 m hohen Steilabfall des Silicer Karstes überragt, dem nördlichen „Schichtkopf“ dieser Kalkzone, der sich nach W jenseits des Sájó im ganz gleich getarteten Nagy Hegy, nach O im Felső- und Alsó-Hegy beiderseits des Tornatales fortsetzt. Auch von dieser Zone behauptet Uhlig, auf ungarische Beobachter gestützt²⁵⁾, fast horizontale oder schwebende Lagerung der ganzen Triasserie und bringt das „gelegentliche Auftreten“ aufgerichteter Schichten mit Brüchen in Beziehung. Nun hat schon Sawicki²⁶⁾ unter Anführung zahlreicher Beispiele gezeigt, daß diese Schichtstörungen recht verbreitet sind und ein ganz bedeutendes Ausmaß erreichen. Beiderseits des Tornatales herrscht sogar 40° N-Fallen und auch wir beobachteten sofort südlich Rosenau im Sájotal zuerst S-, dann N-Fallen; bei Leanykö im Nordabfall stehen die Schichten ganz steil, im Aufstieg von Gombaszög nach Silice in den Kalksandsteinen, Rauchwacken und Mergelschiefern des Werfner Komplexes, den Gutensteiner und den massigen Obertriaskalken andauernd steiles N-Fallen, kurz vor Silice nahezu saiger aufgerichtete Schichten der untern Trias, im Dorfe selbst flexurartige Knickungen der enggefalteten Gutensteiner Kalke und Verbiegungen im Streichen bis zu 45°, so daß vermutlich das Tal von Gombaszög bis Silice einer Störungszone folgt, an der auch zahlreiche Quellen auftreten. Es mag richtig sein, daß die mächtigen starren Kalkmassen nicht eigentlich gefaltet sind, vermutlich weil sie nicht faltbar waren; aber das Ausmaß dieser Störungen ist doch ein ganz bedeutendes und jedenfalls ist keine Rede davon, daß die Plateauform des Karstes durch die schwebende Lagerung bedingt ist; wie schon Sawicki mit allem Nachdruck betont hat, schneidet die Landoberfläche die gestörten Schichten und ist eine reine Denudationsform.

Der hervorstechendste Zug im morphologischen Bild des Erzgebirges ist die auffällige Gipfelkonstanz von 1100 m in den Randgebieten bis auf 1300 m im innersten Teil und das Auftreten von breiten, fast ebenen oder schwach welligen Gipfflächen, die sich ganz gesetzmäßig über etwa 200 m niedrigere Kammstücke erheben. In ermüdender Gleichförmigkeit reiht sich eine ebene Kammlinie hinter die andere, die sich von der Ferne gesehen zu Plateauflächen zusammenschließen scheinen, so daß der Eindruck einer recht vollkommenen Rumpffläche entsteht. Man könnte versucht sein, in ihr die wiederaufgedeckte vortriassische Landoberfläche zu sehen; aber es haben doch, wie wir sahen, ganz bedeutende posttriassische Störungen stattgefunden, und übrigens geht diese Fläche in Höhen von 1000—1150 m auch über die nördliche Kalkzone hinweg, ist aber am Südrand

²⁵⁾ Ausführliches Literaturverzeichnis bei Uhlig, Bau und Bild, S. 700.

²⁶⁾ Skizze des slowakischen Karstes usw. Kosmos XXXIII. Lemberg 1908 (polnisch mit deutschem Resumé).

von der eben erwähnten Einebnungsfläche des slowakischen Karstes durch einen mehrere 100 m hohen Höhenknick getrennt. Es liegt in ihr vermutlich die jungmesozoische bis alttertiäre, schwach reliefierte Landoberfläche vor, die von den späteren Krustenbewegungen nur als ganzes betroffen wurde. Mehrere Talterrassensysteme beweisen auch hier den periodischen Wechsel von Talvertiefung und Talverbreiterung.

Das Hernadtal ist unterhalb Kropfack von wechselnder Breite und auffallend gewunden, sehr eng in dem großen, in seiner Anlage ganz rätselhaften, nach S gerichteten Bogen unterhalb Margican, wo es ebenso wie bei Abos die nördliche Kalkzone des Erzgebirges quert, um dann in der Richtung des großen Hernadbruches nach S sich zu wenden. Vom südlichsten Punkt des genannten Bogens führt eine Tieflinie über Kassa-Hamor und einen Sattel (C. 582 m) ins Čermelytal bei Kaschau, so daß die Vermutung sich aufdrängt, es habe ein altes Hernadtal zur Zeit des höchsten Terrassenniveaus dieser Gegend diesen Weg genommen, eine Vermutung freilich, die noch sehr der Nachprüfung bedarf. Ein tieferes System erscheint bei C. 452 m über Klukno und C. 450 m oberhalb Margican, dann in der großen Schlinge unterhalb Phönixhütte bei C. 446 m, wobei seine relative Höhe von 100 m bei Klukno unvermittelt auf fast 150 m im Kalkgebirge zunimmt, so daß hier eine noch nicht überwundene Stufe im heutigen Flußgefälle vorliegt. Tiefere Terrassen treten in 40 m, eine durchlaufende Diluvialterrasse in 10 m Höhe auf. Südlich von Abos, wo dem Hernad die Tarca auf 2 km nahe kommt, ist das Land zwischen den streng parallel zueinander nach S fließenden Flüssen nirgends über 410 m hoch, so daß zur Zeit der Bildung dieser Fläche, die der zweithöchsten Terrasse entspricht, der Streifen zwischen beiden Flüssen auf dieses Niveau eingeebnet gewesen sein muß und erst beim Wiedereinschneiden Talverdoppelung eintrat. Durch dieses Zwischenstromland zieht die Hernadbruchlinie, die also ursprünglich nur einem Fluß den Lauf vorzeichnete.

Das gleiche Terrassensystem zieht, 450—490 m hoch, im Göllnitztal aufwärts, das höhere ist zunächst nur durch Gehängeabstutzungen unterhalb des Rothaupt und Vogelsangs in etwa 650 m, bei Schwedler durch den rechten Talsporn bei C. 638 m, 180 m über Tal, und namentlich in der das Tal förmlich abriegelnden Fläche des Palmsberges, über C 644, 160—180 m über Tal, vertreten. Rund 250 m höher beginnen in dem Gebirgsstück zwischen Hernad und Göllnitz die breiten, weidebedeckten Kämme, die allmählich zu den 11—1200 m hohen Gipfelflächen hinaufführen; ganz tischeben sind diese auf dem 1130 m hohen Buchwald, im Hegengebirge werden die 900 m hohen ebenen, breiten Kammflächen nur ganz unbedeutend von kleinen Kuppen überragt, die vielfach aus dem grobkörnigen Granodiorit bestehen, also Härtlingsformen sind.

Im Quellgebiet der Taubnitz, bereits im Kalk, steigen die Gipfflächen auf 1280 m an, halten sich aber im verkarsteten Gebiet der „Glatz“ wieder durchaus bei 1050—1150 m über breiten, 850—870 m hohen Kammstücken, wenngleich der Landschaftscharakter ein ganz anderer ist und neben breiten flachen Trockentälern und zugeschütteten Uvalas nur wenige tiefe, steilwandige Täler die Erneuerung der Erosion anzeigen. Auch hier sind in die Gehänge die höchsten Terrassen mehrfach bei 600—650 m eingeschritten.

Weiter abwärts zwischen Hernad- und Tarcatal bleiben die Verebnungsflächen des zweithöchsten Niveaus stets erhalten, nehmen aber an Höhe rascher ab als die heutige Talsohle, indem sie sich von 410 m bei Abos auf 330 m bei Kaschau, hier 130 m hoch, senken, so daß sie gegen den Gebirgsrand zu abgelenkt erscheinen. Darunter ist östlich Kaschau noch eine 70 m hohe Terrasse zu erkennen. Dem obern System gehören ferner die breiten Terrassen im obern Čermelytal bei C. 453 und 429 m, 120—140 m über Tal, an, nördlich über Kaschau die kleine Kuppe des Banko (C. 422 m) über steil SSW-fallenden Plylliten. Nun treten aber am ganzen Westrand der Kaschauer Bucht sehr deutlich breite Gesimsflächen in ganz gleicher Höhe auf (Steinbühl über dem Austritt der Misloka über 300 m, weiter südlich bei C. 310 m, C. 313 m nördlich Bölgi, beiderseits des Austritts des Idabaches 305—310 m, sowie mehrfach im Hügelland bis zum Austritt der Bódva), so daß sich über die letzten Ausläufer des Gebirges ein weites Einebnungsniveau gespannt haben muß, das vermutlich mit einem durch längere Zeit konstanten Niveau der Erosionsbasis im pannonischen Becken korrespondierte.

Vom Austritt der Bódva zieht sich das gleiche Terrassen-niveau von C. 286 m, 80 m über dem Fluß, über die hier schwach gestörten Kalke der südlichen Randzone hinweggehend, über Jaszó (C. 354 und 355 m beiderseits des Tales) ins Tal von Metzenseifen und in das von N mündende Tälchen hinein, hier bereits im Phyllit bei C. 406 und 413 m, gleichfalls etwa 70 m über dem Bach, während das Land im Triaskalk bis zum Abfall gegen die Senke von Torna gleichmäßig hohe Flächen um 650 m besitzt und nur einzelne Höhen 700 m erreichen. Im Schiefergebirge nördlich davon ist das über 600 m hohe Niveau gleichfalls angedeutet, im übrigen herrschen wieder die sehr gleichmäßigen Gipfelhöhen bei 11—1200 m (Volovecgruppe 1250 m, Goldener Tisch 1218 m) und darunter in 860—900 m die ebenen Kammstücke geradeso wie im Göllnitzgebiet. Über Schmöllnitz tritt eine sehr deutliche Terrasse bei 730 m, etwa 200 m über Tal, im rechten Gehänge auf, den höchsten Terrassen im Göllnitztal bei Schwedler entsprechend. Ein auffallend geradliniger Kamm zieht von C. 680 m bis 630 m ins Becken von Rosenau, bis 210 m über Tal, parallel dazu eine lange Gehängenase mit C. 618 m, fortgesetzt in der ebenflächlichen Kuppe nördlich der Stadt mit

C. 576 m, 190 m über Tal; dem gleichen System gehört die Terrasse C. 589 am rechten Sajogehänge und die Kuppe 574 m östlich Rosenau an, während C. 474 südwestlich der Stadt und der Burghügel von Krasnahorka (488 m) vermutlich einer tieferen Terrasse (130 m hoch) entspricht. Rosenau selbst liegt auf einer 30 m hohen diluvialen Terrasse.

Am Sajo aufwärts gegen Dobschau erscheinen dieselben Terrassensysteme wieder, besonders deutlich die untere Terrasse bei und oberhalb Vlahov (C. 536 m) und Krasnahorka (C. 546 m), 145 m hoch sowie nördlich von Dobschau (C. 611), während das oberste Niveau am Scharfenberg (C. 684 m) und bei C. 675 m vertreten ist. Endlich gibt es auch hier die breiten Vorposten unter den rund 50 m höheren Gipfflächen, wie der Suchy Vrh (965 m) und der Gugl (999 m), dessen freie Lage ihn zum Kreuzungspunkt der nach den Bergwerken führenden Schwebbahnen geeignet machte.

Mit dem Zipser Erzgebirge steht der slowakische Karst in unmittelbarem morphologischen Konnex, dessen Entwicklung S a w i c k i schon vor Jahren gewiß zutreffend dargestellt hat. Es bildete danach seine Einebnungsfläche noch im älteren Miozän die südliche Fußebene des 3—500 m höheren Erzgebirges; noch vor dem Pontikum wurde die Kalkplatte um über 500 m gehoben, gegen S schräggestellt und von einzelnen größeren Tälern zerschnitten, im übrigen aber der Verkarstung preisgegeben. Nun liegen heute die Einebnungsflächen des Silicer Karstes und der benachbarten Kalkflächen durchwegs in Höhen von 530—600 m, bei Silice selbst zwischen den Dolinen in 530—550 m, während die flachen Kuppen darüber Höhen bis 670 m erreichen. Man wird daher dieses Niveau mit dem aus dem obern Hernadtal bis Abos verfolgten und auch im Erzgebirge sowie im Sajogebiet weitverbreiteten obersten Terrassensystem, das nirgends 700 m Höhe erreicht, parallelisieren, dafür etwa mittelmiozänes Alter annehmen und aus dem geringen Höhenintervall, innerhalb dessen sich alle Flächenstücke dieses Systemes bewegen, auf sehr ausgeglichene Gefällsverhältnisse der Flüsse bei einer Reliefenergie im Erzgebirge von kaum 600 m schließen dürfen²⁷⁾. Der pontische See aber, in den nach S o b a n y i²⁸⁾ und S a w i c k i an der Ostseite des Karstes die Deltas der Ida und Bódva sowie weiter östlich der Misloka hineingeschüttet worden sind, blieb etwa 300 m unter der Höhe der Karstplatte. Es dürfen daher wohl auch die aus der

²⁷⁾ Eine ähnliche Auffassung scheint der mehrfach erwähnte Wiener Exkursionsbericht zu vertreten, wonach „die Ebenheiten im ungarischen Erzgebirge bei Dobschau“ die Fortsetzung der Verebnungsfläche des Karstes bilden. Doch ist nur von Terrassen bei Dobschau in 550—700 m ohne nähere Angabe die Rede. Unverständlich ist die Bemerkung, daß auf der Hochfläche das Mediterran transgrediere.

²⁸⁾ Entwicklungsgeschichte der Umgebung des Kanyaptatales. Föld. Közl. XXVI, 1896.

weiteren Umgebung von Kaschau beschriebenen Gesimse in etwas über 300 m sowie überhaupt die Flächenstücke des zweithöchsten Terrassensystems allgemein als pontisch bezeichnet werden, während für die 50—60 m hohe Terrasse etwa oberpliozänes Alter anzusetzen ist.

Der heutige morphologische Zustand des slowakischen Karstes bedingt den völligen Stillstand des Verkarstungsprozesses, wie ihn bereits S a w i c k i geschildert und auf Verschmierung und Abdichtung der Klüfte unter Mitwirkung stärkerer Vegetationsbedeckung zurückgeführt hat. Die zahlreichen, meist seichten Dolinen und flachen Uvalas erfahren keine Vertiefung mehr und sind mit Lehm ausgekleidet; einige enthalten daher Seen, wie z. B. den Gjökeret-Kut bei Silice, der also mit dem Grundwasserspiegel ebensowenig zu tun hat wie die zahlreichen seichten Quellen. Der Ziehbrunnen von Silice liefert schon aus 2 m Tiefe Wasser, allerdings ganz in der Nähe starker Schichtstörungen, wodurch die untertriassischen Mergel emporgebracht sind, während unten im Tale vereinzelt starke Grundwasserquellen, z. B. bei Gombaszög zutage treten.

5. In der jungvulkanischen Zone.

Zwischen dem Sohler Becken und dem von jungtertiären Süßwasserablagerungen erfüllten Becken von Heiligenkreuz bilden die K r e m n i t z e r B e r g e eine Reihe von scharfgeformten, über 1200 m hohen Erhebungen mit N-S-Erstreckung, die vermutlich herauspräparierten Gängen entsprechen, von denen das Bereich der Ströme und Decken mit radialer Anordnung des Gewässernetzes gegen SW und SO sich senkt und die fast allseits von einem Tuffhügelland umgeben sind. In diesen Tuffen ist auch das Grantal zwischen Neusohl und Altsohl ausgeräumt. Längs des Kremnitzer Baches wechseln grobe Brocken- und Blocktuffe vielfach mit feinen, sandigen ab, wodurch ein sehr vielgestaltiges Relief entsteht; die Tuffschichten zeigen noch Aufrichtungen bis zu 30° und kleinere Brüche, die die Fortdauer der tektonischen Bewegungen in postmediterrane Zeit andeuten. Mehrfach durchsetzen dunkle Basaltgänge die hellen Rhyolittuffe. Einförmiger ist das Schemnitzer Gebirge, das ein unruhig welliges, zerschnittenes Plateau von recht gleichmäßiger Höhe darstellt, entsprechend den mehr flächenhaften Ergüssen, über die die Sitnya (1011 m) als Rest eines andesitischen Stromes mit steilen Abfällen herausragt. Eine Reihe auffälliger Basaltkegel (Schemnitzer Kalvarienberg, C. 795 m u. a.) streicht in WNW Richtung, also in derselben Richtung wie die jüngeren Erzgänge. Ganz allmählich dacht sich diese ausgereifte vulkanische Landschaft nach SSO und SSW ab; in erster Richtung fließt auch die Gran, nachdem sie das Becken von Heiligenkreuz verlassen, in ziemlich engem Tal, aber doch schon in breiter Wiesenau mäandernd, zwischen rund 600 m hohen Bergen aus Deckengesteinen und

Tuffen, die auch wieder stärkere Störungen aufweisen, bis sich unterhalb St. Benedek das Tal zur Granbucht der oberungarischen Ebene öffnet. Eine hohe Terrasse (C. 276 m unterhalb St. Benedek) erscheint südsüdöstlich von Léva (Levice) in Sikloshegy (274 m) wieder, gleichfalls noch im Eruptivgestein, der sich inselartig neben anderen niedrigeren Hügeln aus den jungen Bildungen erhebt. Sehr scharf ist der Abfall des Gebirges gegen die Ebene, dem großen Randbruch entsprechend. Auch das vorgelagerte Tertiärhügelland beiderseits der Gran mit relativen Höhen von bloß 50 m erreicht noch über 280 m und besteht aus Tegeln und Lehmen vermutlich pontischen Alters, über die sich gelegentlich Schotter breiten. Da die Terrassenbeobachtungen nicht durch das ganze Grantal fortlaufend angestellt werden konnten, läßt sich nicht sicher sagen, in welches der Terrassensysteme bei Altsohl sich dieses vermutlich pontische Niveau fortsetzt; wahrscheinlich ist es das der 90 m (absolut 380—390 m) hohen Terrassen bei Sliač.

Eine Erhebung ganz anderer Art als die Schemnitzer Berge ist das von Uhlig als so gut wie unbekannt bezeichnete Ringgebirge der Polana zwischen dem Gran- und dem Slatinatal, südlich vom kleinen Kerngebirge des Vjepor. Dessen Sedimentmantel gehört zum Mesozoikum des Grantales und wurde von uns zwischen Šalkova im Grantal und Pojnik gequert. Über verschiedenartigen Permschichten, die mit ONO-Streichen, also in der Richtung des Grantales, und 30° NNW-Fallen am Fuße anstehen, folgen, ohne daß die Werfner aufgeschlossen wären, verdrückte, oft zu Grus und Sand zersetzte Dolomite, seltener Kalke des Muschelkalks bis nahe auf die Höhe des Straßensattels beim Majerovy hrb, darüber Lunzer Sandsteine und Mergel, wie auch von Stur beschrieben, und auch noch Spuren jüngerer, wahrscheinlich obertriassischer Kalke. Sofort unterhalb der Paßhöhe erscheinen wieder grünliche Werfner Schiefer, unmittelbar an diese Kalke anstoßend, also offenbar durch einen Bruch oder längs einer Schuppenfläche um etwa 300 m gehoben, flach nach SO fallend und von Muschelkalk überlagert. Als bunte Schiefer und verbunden mit der ganzen Reihe permischer Schichten bis herunter zu den Quarziten und Konglomeraten hält diese Schichtfolge in mehreren kleinen Falten an der Straße gegen Pojnik an. Halbwegs zwischen dem Sattel und dem Dorfe steht zur linken noch der Permquarzit, zur rechten aber ein dichter, karrig angefressener Kalk an, der auch die Terrassenfläche des Drjenokberges (575 m) zusammensetzt und nun allenthalben bis zum südlichen Ausgang von Lehota Pojnik aufgeschlossen ist, so daß eine O 16° N streichende Störung von uns unbekannter Art und Erstreckung den südlichen Flügel gehoben haben muß und Triaskalk an Permquarzit gebracht hat. Entgegen der Darstellung einfacher Verhältnisse bei Stur sind wir geneigt, für diese bisher wenig bekannte Sedimentzone einen komplizierten Schuppenbau anzunehmen.

Am Eingang von Lehota Pojnik treten bereits Tuffe auf. Die sowohl die geschilderte Schichtfolge als auch bald darauf gegen O die kristallinischen Schiefer des Vjeporkernes überlagern. Bis etwa 800 m herrschen die weichen, versumpften Tuffhänge, am Fuß des Povraznik beginnt mit scharfem Knick der dunkle Andesit und damit ändert sich sofort das Landschaftsbild. Über die weiten, 6—700 m hohen Verebnungsflächen bei Šajba steigen breite, gewölbte Kämme, von Weiden und Nadelwaldgruppen bedeckt, ebenso hier wie von allen andern Seiten zu einem nahezu geschlossenen Ringwall an, der allseits, von Gräben zerfurcht, steil zur Hročotska dolina abfällt. Das ist die Caldera eines ehemaligen Vulkans, deren Umwallung im S in der Polana 1459 m, 700 m über dem Boden, erreicht, $6\frac{1}{2}$ km in N-S-Richtung messend und durch das genannte Tal nach W hin geöffnet, offenbar eine reine Erosions- und Ausräumungsform. Die andesitischen Tuffe und harten Decken der Polana reichen nun im Tal von Libethen bis fast 500 m herab, also viel tiefer als bei Pojnik, müssen also über ein schon stark gegliedertes Relief sich ausgebreitet haben. Wenn nun im Grantal die rund 600 m hohen Verebnungsflächen auch über Tuffe und Decken hinwegziehen, so könnten die bei Libethen tief unter 600 m herabreichenden Polanatuffe nur einer jüngeren Eruptionsperiode angehören, die durch eine Zeit der Erosion von jenen getrennt war. Doch bedarf auch diese Frage noch näherer Überprüfung.

In etwa 580 m Höhe kreuzen zwei saiger stehende Gänge eines dichten, schwarzen lamprophyrischen Gesteins mit O-Streichen das Tal von Libethen, dann beginnen neuerlich grobe Brockentuffe; die nach NW schwach geneigten Flächen des Kosporod (714 m) und des Prjedni Vrch (676 m) sind vermutlich Deckenoberflächen. Gleich unterhalb Libethen erscheint wieder die Kalkzone des Grantales; aber die Bäche des rechten Gehänges führen bereits Gerölle aus dem nahen Kristallinischen des Vjepor, an das die einstmals abgebauten Erze von Libethen gebunden sind.

Östlich von Altsohl gehen Straße und Bahn durch das breite Tal, das sich die Zolna in den weichen Tuffen ausgeräumt hat, während die Slatina südlich davon ein gewundenes, offenbar epigenetisches Tal durchfließt; die Höhen zwischen beiden halten sich mit C. 391, 389, 409 noch ganz im Niveau der untern, 90 m hohen Terrasse von Sliač, so daß nach der Verebnung beim Neueinschneiden Talverdopplung eintrat. Auch die weiten Täler, die sich bei Groß-Slatina vereinigen, sind wohl in Tuffen ausgeräumt und dann von Schottern verschüttet, wobei die aus dem Grantal beschriebenen Felsterrassen das Slatinatal aufwärts begleiten. Auch die flache Talwasserscheide von Krivany (432 m) zwischen dem Slatina- und dem engen, felsigen Bzovatal liegt im System der genannten, hier 70 m hohen Terrasse, so daß das obere Slatinagebiet einmal der direkten Entwässerung nach S zur Eipel angehört haben dürfte. Das Bzovatal tritt in der Breite von Divin

ins Kristallinische des Erzgebirges, der Divinski Haj (C. 391 und 386) überragt es hier als ein ebenflächiger „Mitterberg“ 130 m hoch, vermutlich der mittleren der drei hohen Terrassen äquivalent. Oberhalb Losonc (Lučec) beginnt wieder die weiche Tufflandschaft, aus der das Becken ausgeräumt ist; horizontal geschichtete, hellgelbe Tuffsandsteine, grobe Brockentuffe, die wieder Störungen aufweisen, noch durchsetzt von einzelnen höheren Gangkuppen, setzen die 3—400 m hohe, stark aufgelöste Hügellandschaft zusammen, die sich östlich Losonc gegen das Gortva- und Rimagebiet hin ausbreitet, in der aber doch auch Andeutungen von 60—70 m hohen Terrassen nicht fehlen.

Endlich sei hier noch des Terrassenphänomens im Rimatal gedacht, obwohl dieses schon ganz dem Erzgebirge angehört. Oberhalb Skalnok erscheint am östlichen Gehänge eine Terrasse bei C. 364 m, 120 m über dem Fluß, also wohl mit der 130 m hohen Hernadterrasse bei Kaschau identisch, die nun im ganzen Tal aufwärts verfolgbar ist: C. 428 m unterhalb Nyustva bis C. 522 und 543 m unterhalb Tisovec, 110—120 m über Tal. Eine tiefere Terrasse ist bei C. 341 m über Nyustva angedeutet, 50 m über dem Fluß, ein höheres System steigt bei Rimabanya mit welligen Flächen bis 500 m an und ist vermutlich auch noch in den wasserscheidenden, oberen Kammlächen gegen das Tal von Baradna, die stellenweise 600 m übersteigen, vertreten, so daß wie im Hernadgebiet drei Etagen in 50, 110—130 m und 200—220 m zu unterscheiden sind. Auch hier haben die höchsten Kämme gleichmäßige Höhen von 900—1100 m und verbreitern sich z. B. am Trstje zu ausgedehnten, 1100 m hohen Flächen, die als Reste der alten, vermutlich alttertiären Landoberfläche anzusehen sind. Wie im Hernadtal zeigt das oberste Terrassensystem die geringste Höhenabnahme gegen den südlichen Gebirgsrand und hält sich auch noch nahe diesem bei über 500 m.

Schlußbemerkungen.

Die Lückenhaftigkeit und Flüchtigkeit der meisten unserer Beobachtungen gestatten es nicht, sie zu einem Gesamtbild der geologischen und morphologischen Verhältnisse des bereisten Gebietes zu verdichten. Nur wenige Punkte, Fragen, die einer näheren Untersuchung besonders bedürfen, mögen noch hervor-gehoben werden.

Allüberall trat bei uns die Mangelhaftigkeit der bisherigen geologischen Detailaufnahme des Gebirges entgegen, so daß nur dadurch die oft überraschenden Ergebnisse unserer Begehungen sich erklären lassen. Zweifellos sind die Verhältnisse viel komplizierter und vielfach ganz anders, als bisher auf Grund der älteren Synthese Uhlig's angenommen werden konnte, ohne daß deshalb für ein Deckenschema im Sinne der späteren Auffassung dieses Autors sich neue Stützpunkte hätten auffinden lassen. Ebenso wie die polnischen Geologen von der Nordseite der Tatra

den Beweis autochthoner Faltung des Zentralkerns und seiner Sedimenthülle, aber auch eine Überschiebung der subtrischen Decke über die hochtrische geliefert haben, so wird auch für die übrigen Zentralmassive an dieser wurzelhaften Faltung festzuhalten sein, freilich unter Heranziehung weitausholender Überfaltungen, wie das namentlich aus den Verhältnissen in der Niedern Tatra hervorzugehen scheint. Alle diese Bewegungen sind voreozän. Sie haben aber das ganze Gebirge ergriffen, auch das Zipser Erzgebirge, so daß die frühere Auffassung dieses Gebirgsstückes als eines variszischen Massives nicht mehr aufrechterhalten werden kann. Jüngere faltende Bewegungen haben im Innern des Gebirges, südlich der Klippenzone, wohl nur in geringerem Maße gewirkt, aber doch ist die Lagerung des innerkarpathischen Alttertiärs keineswegs so ruhig, wie Uhlig ursprünglich annahm, da beispielsweise im mittlern Waagtal und im obern Hernadgebiet ganz ansehnliche Lagerungsstörungen in dieser Serie beobachtet wurden²⁹⁾.

Mit diesen alttertiären, vermutlich oligozänen Bewegungen war der innere Bau der inneren Zonen der Westkarpaten abgeschlossen. Sie erlagen nun einem langandauernden Abtragungsprozeß, der wahrscheinlich im Untermiozän zur Bildung eines gemäßigten Mittelgebirgsreliefs führte, dessen Spuren auch in den höchsten Teilen des Gebirges noch wohl erkennbar sind. Keineswegs aber darf von einer jungtertiären innerkarpathischen Rumpflfläche gesprochen werden. Die chronologische Datierung der späteren Entwicklungsphasen des Gebirges aber, deren Studium jedenfalls im engsten Anschluß an die grundlegenden, in allen Hauptzügen noch heute gültigen Untersuchungen von Sawicki wird geschehen müssen, bleibt so lange unsicher, als nicht das karpathische und pannonische Jungtertiär eine abschließende Behandlung erfahren hat. Jedenfalls ist beachtenswert, daß die mediterranen Stufen in den meisten Becken im Innern der Westkarpaten, die älteren Stufen auch am heutigen Südrand nicht nachgewiesen werden konnten. Es scheint also die Erneuerung der gebirgsbildenden Vorgänge, vor allem die abermalige Einsenkung der innerkarpathischen Senkungsfelder im wesentlichen erst nach oder im obersten Miozän, bzw. zwischen Mediterran- und Pontischer Stufe, also etwa gleichzeitig mit der Hauptphase der vulkanischen Ergüsse, eingetreten, sich aber auch noch während des Pliozäns fortgesetzt zu haben. Sie war verbunden mit bedeutenden Hebungen differentieller Art, die sich vermutlich längs longitudinaler Hebungsachsen geäußert haben. Dadurch und durch die von der Gesteinsbeschaffenheit geregelte Denudation entstand ein neues Gebirge mit so bedeutenden Höhen- und Formenunterschieden benachbarter Gruppen, wie sie etwa Hohe Tatra und Zipser Hügelland aufweisen.

²⁹⁾ Vgl. auch die Profile in der Arbeit von J. Volko über das Lip-tauer Eozän (Sborník stat. geolog. ústavu II, 2, 1923).

Die etappenweise Hebung ist durch mehrere Terrassensysteme angezeigt, doch läßt sich eine Parallelisierung derselben in den verschiedenen Talgebieten noch nicht mit Sicherheit durchführen. Vermutlich gehören die über 600 m hohen Terrassen am obern Hernad und die über 700 m hohen im obern Waaggebiet zusammen und noch dem Miozän an, während die nächst tieferen (unter 300 m am südlichen Gebirgsrand) pontisch sein dürften. Weitere Probleme bietet die Talgeschichte, namentlich die schon des öftern berührte Frage nach einer ehemaligen Entwässerung des Turocer Beckens ins Neutragebiet, worauf die auffallend niedrigen Sättel im Zjargebirge hinzuweisen scheinen, während aber anderseits auch die höchsten Terrassen durch die Waagdurchbrüche hindurchgehen.

Geologen und Morphologen bieten die Karpaten der Slowakei ein reiches und dankbares Arbeitsfeld, das nicht bald genug in Angriff genommen werden sollte, um dieses schöne Land auch in dieser Beziehung aus seiner bisherigen Vernachlässigung zu lösen.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Lotos - Zeitschrift fuer Naturwissenschaften](#)

Jahr/Year: 1924

Band/Volume: [72](#)

Autor(en)/Author(s): Machatschek Fritz, Danzer Max

Artikel/Article: [Geologische und morphologische Beobachtungen in den Westkarpaten 39-80](#)