

# Physiographische Studien aus den Westgalizischen Karpathen.

Von

**Dr. Ludomir R. v. Sawicki.**

Seitdem man gelernt hat, im reichen Formenschatz der Erdoberfläche die Spuren von Entwicklungsreihen, die heute nicht mehr weitergebildet, sondern vernichtet werden, aufzudecken und zusammenzufassen, seitdem man gelernt hat, von diesen noch heute erhaltenen Resten einer älteren Entwicklung aus, auf diese und ihre möglichen Ursachen zurückzuschließen, hat sich die morphologische Forschung auch der lange vernachlässigten Mittelgebirge bemächtigt. Es gelang nun einerseits, die einander ganz im allgemeinen oft ähnelnden Formen des Mittelgebirges in einzelne Gruppen zu trennen, deren Glieder entwicklungsgeschichtlich zusammengehörten, und so ihre genetischen Beziehungen zu erfassen, andererseits einen Einblick zu gewinnen in die jüngere Geschichte einer Landschaft, die nicht mehr an der Hand der Ablagerungen dieser Zeiten und ihrer Lagerungsverhältnisse, sondern nur aus den Höhenverhältnissen und den alten, im Widerspruch zur heutigen Entwicklung stehenden Formen erkannt werden konnten. Das allgemeine Ergebnis dieser Studien war der nun an vielen Orten geführte Nachweis ganz junger, geologisch oft nicht mehr nachweisbarer Krustenbewegungen, denen erst die heutigen Höhenverhältnisse des Gebirges und sein heutiger Formenschatz zu danken sind. Diese morphologische Methode hat auch der Erforschung der lange vernachlässigten Karpathen neue Impulse verliehen. Schon De Martonne glaubte 1904 in den Transsylvanischen Alpen eine Verebnungsfläche in 2000 *m* Höhe erkennen zu können.<sup>1)</sup> Aber er hat die hier nur skizzierten Gedanken nicht näher verfolgt.<sup>2)</sup> Der erste, der systematisch und auf gründliche Studien in der Natur gestützt, jüngere Krustenbewegungen in den Karpathen nachweisen konnte, denen die Ostkarpathen erst ihre heutige Höhe zu danken haben, war

---

<sup>1)</sup> De Martonne: Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie. Comptes Rendues. Paris 1904, Bd. 138, p. 1440,

<sup>2)</sup> Erst in jüngster Zeit hat er sie zu einer großen Synthese in seiner Arbeit: Recherches sur l'évolution morphologiques des Alpes de Transylvanie, Paris 1906/07, aufgebaut.

St. Rudnyckyj.<sup>1)</sup> Es gelang ihm festzustellen, daß wir in den Ostkarpathen am Dniestr mindestens zwei Zyklen unterscheiden können, von denen der erste schon bis zur Einebnung des ganzen Gebirges geführt hatte, bevor der zweite zur Entwicklung kam; dieser vernichtet die Rumpffläche des ersten und zeigt schon eine weitgehende Anpassung an die Gesteinshärte. Den Zeitpunkt der tektonischen Störung konnte Rudnyckyj allerdings nicht feststellen, ebensowenig die Genesis der Rumpffläche. In einer kürzlich erschienenen Arbeit über das subkarpathische Dniestrgebiet spricht er die morphologisch so bedeutsame Hebung als altdiluvial aus,<sup>2)</sup> also gleichaltrig mit der sicher diluvialen Hebung Podoliens. Ohne in eine Polemik mit dieser Theorie und ihren Konsequenzen eintreten zu wollen, möchte ich betonen, daß diese Annahme sich auf keine direkten Tatsachen stützt und daß wohl gewichtige Gründe gegen sie sprechen, die einerseits schon Romer<sup>3)</sup> ausgesprochen hat, so die Unvereinbarkeit der glazialen Erscheinungen in den Ostkarpathen (Swidowiec, Czernahora) mit den Verhältnissen einer Rumpffläche und die durch die höchsten 50 m über die heutige Talsohle sich erhebenden diluvialen Flußterrassen der Ostkarpathen auf dieses Ausmaß beschränkte Verlegung der Erosionsbasis im Quartär. Hingegen scheint mir der Gegensatz der sicher erst im Quartär eingesenkten podolischen Kañons zu den ausgereiften Karpathentälern in Anbetracht der verschiedenen petrographischen und strukturellen Ausbildung dieser beiden Landschaften nicht zwingend zu sein. Dagegen ist wohl die petrographische Beschaffenheit der diluvialen Ablagerungen im Vorland mit dem Charakter von Sedimenten einer Rumpffläche nicht vereinbar; und die Lagerungs- und Verbreitungsverhältnisse des jüngeren Miozäns am Gebirgssaum scheinen mir auch dafür zu sprechen, daß die Hebung des ostkarpathischen Rumpfes älter ist als die Zeit der Ablagerung des subkarpathischen Miocäns. Ich habe die Annahme Rudnyckyj's schon eingangs besprochen, um zu erinnern, daß, wenn mich meine Untersuchungen in Westgalizien dank den günstigeren Verhältnissen in die Lage versetzen, Altersbestimmungen der Formen vorzunehmen und diese im Widerspruch mit den Ergebnissen der Studien Rudnyckyj's stehen, dieser Widerspruch doch vielleicht

<sup>1)</sup> St. Rudnyckyj: Znadoby do morfologii Karpackago stocziszczca Dnistra. Zbirnik Sekeyi mat. prirod. Tow. Ševčenko X. Lwów, 1905. (deutsches Resumé.) Rudnyckyj Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestrgebietes. Geogr. Jahresbericht aus Österreich 1907. V. 65—79.

<sup>2)</sup> St. Rudnyckyj: Znadoby do morfologii pid- Karpackago stocziszczca Dnistra. Zbirnyk sekc. mat. prirod. Tow. Ševč. XI. Lwów 1907.

<sup>3)</sup> Romer: Kilka przyczynków do historyi doliny Dniestru. Kosmos. Lwów XXX., 1906, p. 362. Romer: Beiträge zur Geschichte des Dniestrtales. Mitteil. der k. k. geogr. Gesellsch. Wien 1907, L. 275/93.

nicht in der Natur der Sache, sondern mehr in der Auffassung und Rekonstruktion der älteren Entwicklungsreihen liegt.

Noch eine Reihe anderer Männer haben, ohne ins Detail zu gehen, sich für die Wahrscheinlichkeit junger Krustenbewegungen in den Karpathen ausgesprochen, so Löwl<sup>1)</sup>, ausgehend von morphologischen Erwägungen allgemeinerer Art, so Uhlig<sup>2)</sup> und Friedberg,<sup>3)</sup> mit Rücksicht auf die Höhenverhältnisse des Jungmiozäns, so auch B. Willis<sup>4)</sup>, auf Grund einer kurzen Studie in der Gegend von Nowy Sacz.

Als ich meine Studien, welche die morphologischen und die damit zusammenhängenden hydrographischen Verhältnisse, speziell der Nordabdachung der Tatra aufzuhellen zum Ziele hatten, begann, war allerdings erst die erste Arbeit Rudnyckys erschienen. Denn die im Interesse dieser Studien nötigen Begehungen im Terrain machte ich im Sommer 1906.<sup>5)</sup>

Die Westkarpathen bilden das westliche Glied des mächtigen Karpathenbogens, dessen Dreiteilung in morphologischer Hinsicht durch die gewaltige Einschnürung, welche derselbe zwischen der Hernadlinie und dem Marmaroscher Urgebirge erfährt, gesichert ist. In dem ganzen mächtigen Gebirgskomplex zwischen der in jeder Beziehung so bedeutsamen March-Oderlinie und der Hernadlinie, müssen wir morphologisch als zwei voneinander vollkommen verschiedene Struktur- und Landschaftstypen den mächtigen Bogen des Sandsteingebirges von der zentralen Beckenlandschaft wohl unterscheiden. Beide Typen haben eine gänzlich verschiedenartige geologische und morphologische Entwicklung genommen, sind aus verschiedenem Material aufgebaut, verschieden struiert und bieten in ihrem Formenschatz, ihren hydrographischen und den sich daran anlehnenden anthropogeographischen Verhältnissen die größten Gegensätze, die man sich in einem Mittelgebirge denken kann.

Der Formenschatz der langgezogenen Falten und Schuppen des aus wenig widerstandsfähigem Flyschmaterial zusammengesetzten Sand-

---

<sup>1)</sup> Löwl: Allgemeine Geologie. Klaars Erdkunde, XI., 1906, p. 183.

<sup>2)</sup> V. Uhlig: Die Tektonik der Karpathen. 1907. 32. Sitzg.-Ber. der Wiener Akad. d. Wissenschaften, math.-naturw. Klasse. 1907, CXVI, p. 902.

<sup>3)</sup> Friedberg: Das Miozän der Niederung von Nowy Targ. Sitzungsbericht der Akad. der Wissensch. Wien, math.-naturw. Kl. Bd. 115, 1906.

<sup>4)</sup> B. Willis: Report on geological investigations. 4th year-book of the Carnegie Institution of Washington 1906, 197.

<sup>5)</sup> Prof. Dr. Penck-Berlin und Prof. Dr. Brückner-Wien haben mich in meiner Arbeit wesentlich unterstützt; der erstere hat meine Aufmerksamkeit überhaupt auf dieses Gebiet gelenkt, der letztere mir bei der Ausarbeitung der Ergebnisse manchen gütigen Rat nicht vorenthalten; meinen beiden hochverehrten Lehrern möchte ich an dieser Stelle meinen ehrerbietigen Dank aussprechen.

steinbogens galt seit jeher als verhältnismäßig monoton, zumal wegen der Höhenverhältnisse keine großen Gegensätze in der Landschaft auftreten. Meist haben wir hier mit einer Differenz von nur 200—600 *m* zwischen oberem und unterem Denudationsniveau zu rechnen. Durch bestimmte Vollformen nicht streng vorgezeichnet, wird die Anlage des Entwässerungssystems gleichsam charakterlos.

Ganz anders in der zentralen Beckenlandschaft, mit ihrem reichen Wechsel von kleinen, wohlumgrenzten Kerngebirgen, die sich durch dichte Waldbedeckung und Menschenarmut auszeichnen, und den verschütteten Becken, von Flußebenen und Flußengen; die relativen Höhenunterschiede gehen an 1500 *m* heran. In den Kesselebenen haben wir typisch zentripetale Entwässerung, deren Einzelsysteme durch im Urgebirge festgelegte, großartige Durchbruchstäler der großen Ströme miteinander verbunden sind. Der Gegensatz zwischen Kerngebirgen und Becken spricht sich auch in dem ganz merkwürdigen Verlaufe der die Nord- und Südabdachung trennenden Hauptwasserscheide aus. Sie liegt, mit einer einzigen, um so bemerkenswerteren Ausnahme, im Sandsteingebirge, obgleich dasselbe immer um einige Hundert Meter niedriger ist, als das zentrale Bergland. Es hat den Anschein, als ob, wie Uhlig<sup>1)</sup> hervorhob, diese Wasserscheide erst zu einer Zeit auf dem eben herausgehobenen Sandsteingebirge festgelegt wurde, da das heutige Relief des zentralen Gebirges mindestens schon vorgebildet war. Die erwähnte Ausnahme liegt in der Umgebung der Tatra vor, wo die Wasserscheide das Sandsteingebirge verläßt, um die Hohe Tatra in nord-südlicher Richtung zu schneiden, selbst auf die Abhänge der Niederen Tatra noch überzugreifen und dann erst wieder zum Sandsteingebirge zurückzukehren. Der Verlauf der Wasserscheide erscheint hier vollkommen unnatürlich; einerseits schneiden sich Hauptkamm und Wasserscheide rechtwinkelig, andererseits trennt dieselbe morphologisch und geologisch ganz einheitliche Becken in je zwei Entwässerungssysteme, wobei die um 1000 *m* sinkende Wasserscheide nur von unansehnlichen, von Glazialschotter überstreuten Rücken getragen wird. Daher kommt es auch, daß jede Abdachung der Tatra nach diametral entgegengesetzten Richtungen ihren Abfluß findet; während also Becken die hydrographischen Systeme trennen, stellen Gebirge denselben kein Hindernis entgegen.

Eine Klärung der sich mit diesem merkwürdigen Problem verknüpfenden Fragen konnte nur eine Untersuchung der ganzen Nord- und Südabdachung geben. Im folgenden will ich versuchen, vorwiegend die Ergebnisse meiner Untersuchungen der Nordseite zu geben. Dabei will ich mich hier auf die Resultate selbst beschränken und den Nachweis im einzelnen einer anderen Publikation überlassen.

<sup>1)</sup> Uhlig: Bau und Bild der Karpathen. Leipzig-Wien 1903, 654 (4).

Vom Wawel in Krakau, wo das Karpathensystem dem sudetisch-polnischen sich am meisten nähert, überblicken wir die ganze Nordabdachung der Tatra. Von dem subkarpathischen, heute von der Weichsel und dem San durchflossenen Flachland erhebt sich mit sanfter, aber merklicher Stufe ein niedriges Hügelland, das von oben gesehen wie eine große zerschnittene Fläche aussieht. Dasselbe dehnt sich 15–20 *km* südwärts aus und zieht westöstlich als breites ununterbrochenes Band hin. Über dem Hügelland erblicken wir im Hintergrunde ein Bergland, das zuerst nur wenig, etwa 400 *m*, dann südwärts immer mehr über dem Hügelland ansteigt. Hinter diesen Flyschbergen, die 1000 bis 1300 *m* erreichen, sehen wir die zackigen Gipfel der Tatra selbst. Die einzelnen Teile dieser ganzen Abdachung sind in der Natur so auffällig und so scharf voneinander abgegrenzt, daß die Trennung des subkarpathischen Vorlandes vom karpathischen Hügelland und Bergland sich schon den vor 20 Jahren hier arbeitenden Geologen aufgedrängt hat. <sup>1)</sup>

In dem bei Krakau nur einige Kilometer breiten subkarpathischen Vorland fließt die Weichsel an der Stelle eines prämiozänen Flußlaufes, den die Transgression des II. Mediterrans zu einer schmalen Meeresstraße gemacht hat. Aber die Weichsel folgt nicht genau der einstigen Meeresstraße, sondern hat sich gerade bei Krakau, die breite Senke zwischen Czernichów-Liszki-Mydlniki vermeidend, in das sudetisch-polnische Massiv selbst eingeschnitten, und unterspült heute die Burgfelsen von Tyniec, Bierzanów etc. Dabei wurden einige Kalkberge inselförmig vom Krakauer Massiv abgetrennt. Diese Weichseldurchbrüche bei Krakau, die viel zur landschaftlichen Schönheit der Umgebung Krakaus, der alten Weichselbrückenstadt, beitragen, sind epigenetischer Natur. Einst deckten die miozänen Ablagerungen die ganze Meeresstraße von Krakau mindestens bis zu einer Höhe von 300 *m* zu, während die Kalkberge, sich bis 80 *m* über dem Weichselniveau erhebend, nicht über 285 *m* hoch sind. Marines Miozän finden wir bei Rybno in 270 *m*, bei Chrzanów in 280–290 *m*, bei Krzeszowice in über 300–310 *m*, <sup>2)</sup> in der Nähe bei Rajska in 352 *m*. Ähnlich wie die Senke bei Mährisch-Weißkirchen ist die Weichsel bei Krakau in das sudetische Massiv eingeschnitten, sie bezeichnet daher nicht genau die Grenze zwischen Karpathen und polnischem Mittelgebirge.

---

<sup>1)</sup> Uhlig: Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1883, 216 Jahrb. der geol. R. 1883, 445; Verhdlg. g. R. 1884, 34. Jahrb. 1888, 85–88; Bau und Bild I. c., 1903, 818. Tietze: Jahrb. g. R. 1887, 11. Uhlig's Bezeichnung subkarpathisches Hügelland ist vielleicht besser einfach durch karpathisches Hügelland zu ersetzen; es handelt sich um eine Landschaft der Karpathen selbst.

<sup>2)</sup> Zaręczny, Atlas geol. Galic. III. 198.

Nur kurze Zeit fließt die Weichsel am Nordsaum des karpathischen Hügellandes als echter subsequenter Strom; bald schlägt sie eine nordöstliche Richtung ein und läßt zwischen sich und dem östlich verlaufenden Karpathenvorland eine, sich gegen Osten immer mehr verbreiternde Ebene, die Weichsel-San-Niederung entstehen, die als Senke im Relief auch schon prämediterran angelegt zu sein scheint; marines zweites Mittelmeer bedeckt unter den Glazialbildungen, und zwar meist in einer Tonfazies (Krakowicer Tone) den Boden derselben.<sup>1)</sup> Das Sarmatikum ist, so viel man bis heute weiß, nur an einer Stelle erhalten, bei Sandomierz<sup>2)</sup>, es ist zugleich der westlichste Punkt dieser in Ostgalizien so ausgebreiteten Ablagerungen. Die Tatsache ihrer Verbreitung vom Osten aus bis in die Sanniederung beweist schon in Anbetracht der Seichtwasserfazies der Ablagerung, daß die Hebung Podoliens eine postsarmatische sein muß. Im Süden ist die Weichsel-San-Niederung von einer etwa 100—150 *m* hohen Landstufe begrenzt, die stellenweise (bei Okocim, Skawa) noch recht prägnant, stellenweise allerdings (bei Wieliczka) schon stark verwischt ist. Mag diese Landstufe, die mit der Nordgrenze des dislozierten Komplexes des Paläogen und älteren Mittelmeerrans zusammenfällt, auch in seiner ursprünglichen Anlage tektonisch sein, heute ist ihr Charakter durch die Denudation bestimmt, wodurch die Schichtköpfe der nördlichsten Karpathenschuppen, in gleicher Weise Kreide-, Paläogen- und ältere Miozänschichten geschnitten werden. Einen maßgebenden Einfluß bei Ausbildung dieser Stufe müssen wir wohl auch dem nordischen Inlandeis zugestehen, das diese Landstufe überall in Westgalizien und Schlesien überschritten hat.

Südlich dieser Landstufe dehnt sich in einer durchschnittlichen Breite von 15—20 *km* ein flach welliges Hügelland von 330—380 *m* Höhe aus. Es wird gebildet von fast durchwegs südfallenden Flyschschuppen, die einen unübersehbaren Wechsel von ganz weichen, rotgrünen bis schwärzlichen Schiefern, Schiefertönen, dann weichen, mürben, zerfallenden Sandsteinen von verschiedener Mächtigkeit darstellen, in denen nur selten Sandsteinbänke von etwas größerer Härte auftreten. Kalk vermissen wir vollkommen, nur die Neokomaufbrüche enthalten stellenweise neben weichen Mergeln etwas widerstandsfähigere kalkige Gesteine. Die Täler, die dieses Hügelland zerschneiden, haben deshalb entsprechend dem geringen Widerstand, den alle Flyschschichten des Hügellandes der Verwitterung und Erosion bieten, zumeist ganz ausgereifte Formen,

---

<sup>1)</sup> Łomnicki: Atlas geol. Galic. XV, 1903. Friedberg: Atlas geol. Galic. XVI, 1903, Rehm ann: Dolne dorzecze Sanu. Spraw. Kom. fizyogr. XXVI. Kraków 1891.

<sup>2)</sup> Friedberg: Sarmat w okolicy Sandomierza i Tarnobrzega. Wszechświat, Warszawa 1905. 24, 385—388.

mit breitem Boden, reifem Gefälle u. s. w. An der Ausgestaltung der Vollformen arbeiten hier besonders zwei Prozesse einander entgegen: einerseits werden zwar die Gehänge, wo die häufige, und bei der Undurchlässigkeit des Bodens gründliche Durchfeuchtung fortwährend ausgleichende Bewegungen des leicht verwitternden Schuttmantels herbeiführt, schnell und leicht abgebösch, anderseits aber wird das feine und leichte Verwitterungsmaterial auch von den Bächen geringeren Gefälles leicht weggeschafft, so daß die Unterschneidungen sehr kräftig und häufig sind. Deshalb auch finden wir an diesen, manchmal recht steilen Gehängen, keine Schutthalden. Anderseits sind Felsbildungen eine außerordentliche Seltenheit; ich fand eine solche in meinem Untersuchungsgebiet nur oberhalb Ciężkowice, auf dem bezeichnenderweise Skała genannten Berge (367 m); es handelt sich aber nur um einige allerdings merkwürdige, große Blöcke des hier etwas harten Ciężkowicer Sandsteines, die auf dem Gipfel und der Südseite des Berges liegen. Die Flüsse haben ihre Talböden schon längst zu erweitern begonnen; ein junger V-förmiger Querschnitt des Tales beschränkt sich nur auf wenige und kleine Tälchen. Die großen Haupttäler der Raba, des Dunajec, haben gewaltige 2—4 km breite, bis 30 km lange Trichter, in denen sie das Hügelland in nordöstlicher Richtung durchmessen. Diese Einebnung der großen Talböden ist sicher präglazial, denn in dieselben sind glaziale Schotterterrassen eingelagert. Die Höhe der Terrassen beweist uns, daß die, auf die Zeit der Stauung durch das nordische Inlandeis, welche die Akkumulation der Schotterterrassen bewirkte, folgende Zeit der Tiefenerosion nur höchstens 30 m einzuschneiden vermocht hat.

Das Talgefälle ist durchwegs ausgeglichen, Wasserfälle kommen im Hügelland nirgends vor, wohl aber hat die Tiefenerosion in den größeren Tälern schon durchwegs einer Seitenerosion Platz gemacht, die Bäche und Flüsse serpentinisieren auf dem breiten Talboden. Auffällig ist nun bei dieser Ausreifung der ganzen Landschaft die Unabhängigkeit der ganzen Hydrographie von der Struktur, dem geologischen Bau. Während die Schuppen und Falten im ganzen Hügelland Westgaliziens durchschnittlich W-E streichen, strömen die großen Flüsse quer durch die Schuppen, teils nordöstlich (Raba, Dunajec), teils nordwestlich (Skawa). Aber auch die kleineren Gerinne scheinen vom Verlaufe der Schichten ganz unabhängig. Sie verlassen, nachdem sie eine Zeitlang in einer Schicht geflossen, dieselbe an einer beliebigen Stelle und kehren nach vielen Umwegen und endlosen Windungen wieder zu derselben Schicht zurück, um sie bald wieder zu verlassen. Nur in seltenen Fällen kann man etwa von einer Anpassung an das Schichtstreichen sprechen, wie bei der Cedronka, südwestlich von Skawina. Es herrscht im ganzen Hügelland eine ganz regellose Anordnung der Flußläufe, wie sie einer Tief-

landsentwässerung, einer greisenhaften Landschaft entspricht. Und doch sind sie 100—150 *m* eingesenkt. Dieser Mangel einer Anpassung an die Struktur trotz des sonst reifen Zustandes der Talbildung wird nur verständlich, wenn man sich die fast verschwindenden Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit einzelner Schichten des Flysches vor Augen hält. Daß sich diese unbestimmte Entwässerungsrichtung aber überhaupt entwickeln konnte, auf einer Oberfläche, die heute 6—8‰ Gefälle aufweist, wird nur erklärlich, wenn wir sie als das Relikt einer ursprünglich mit viel geringeren Gefällsverhältnissen ausgestatteten Landschaft auffassen, einer Tieflandsentwässerung, die, als später die Erosionsbasis sank und das ganze System in die Tiefe zu schneiden gezwungen war, trotz der Vermehrung des Gefälles sich in der ursprünglichen Anlage eben wegen der Weichheit des Gesteinsmaterials erhalten konnte, da keine harte Bank zur Laufverlegung und Anpassung zwang. Diese, mit den heutigen Gefällsverhältnissen im Widerspruch stehende Entwässerung ist ebenso als eine fossile Erscheinung zu deuten wie die, stellenweise, besonders am Dunajec zu beobachtenden eingesenkten Mäander, von denen noch die Rede sein wird. Die Tendenz der großen Ströme, mehr oder weniger parallel nach Norden zu fließen, läßt uns mutmaßen, daß die alte, sanfte Abdachung, auf der sie sich entwickelten, ebenfalls nach Norden gerichtet war, und diese großen Flüsse uns die konsequenten Glieder des alten hydrographischen Netzes darstellen.

Die geforderte alte Abdachung scheint uns nun in der Höhenregion des Hügellandes wirklich erhalten zu sein. Betreten wir, gleichgültig wo, die Höhe des Hügellandes, so bietet sich uns überall in gleicher Weise der Anblick einer Hochfläche dar, deren sanfte Wellungen fast nur auf der Karte abzulesen sind. Sie setzt sich aus breiten, flachen Riedeln<sup>1)</sup> zwischen den Tälern zusammen, ist stark von Lehm und Ackerkrume bedeckt und hält sich gleichmäßig in 330—380 *m*. Nur sehr selten erheben sich ganz schwache Anschwellungen (um 20—40 *m*) über dieses allgemeine Niveau; solche finden wir dann regelmäßig geknüpft an lokal ein wenig widerstandsfähigere Gesteine, lokal verfestigte Sandsteinpartien oder etwas kalkreichere Neokomaufbrüche, so: der flache Rücken südlich Wieliczka mit der Kote 400 und 436 *m*, der Rücken von Okocim mit der St. Annenkirche 409 *m*, die Kreidehöhen von Pogwizdów 388 *m*, 419 *m*. Im Norden ist die Hochfläche etwas niedriger als im Süden, dort etwa 300—350 *m*, hier 350—380 *m*, sie dacht sich also nach Norden ab und dieser Abdachung folgten ohne Zweifel die großen Flüsse, als sie der Weichsel nach Norden zuflössen. Die Hochfläche steht mit ihrer greisenhaften Ebenheit in Gegen-

<sup>1)</sup> A. Penck: Talgeschichte der obersten Donau. Schr. d. Ver. für Gesch. des Bodensees, XXVIII, 1899, S. 127.



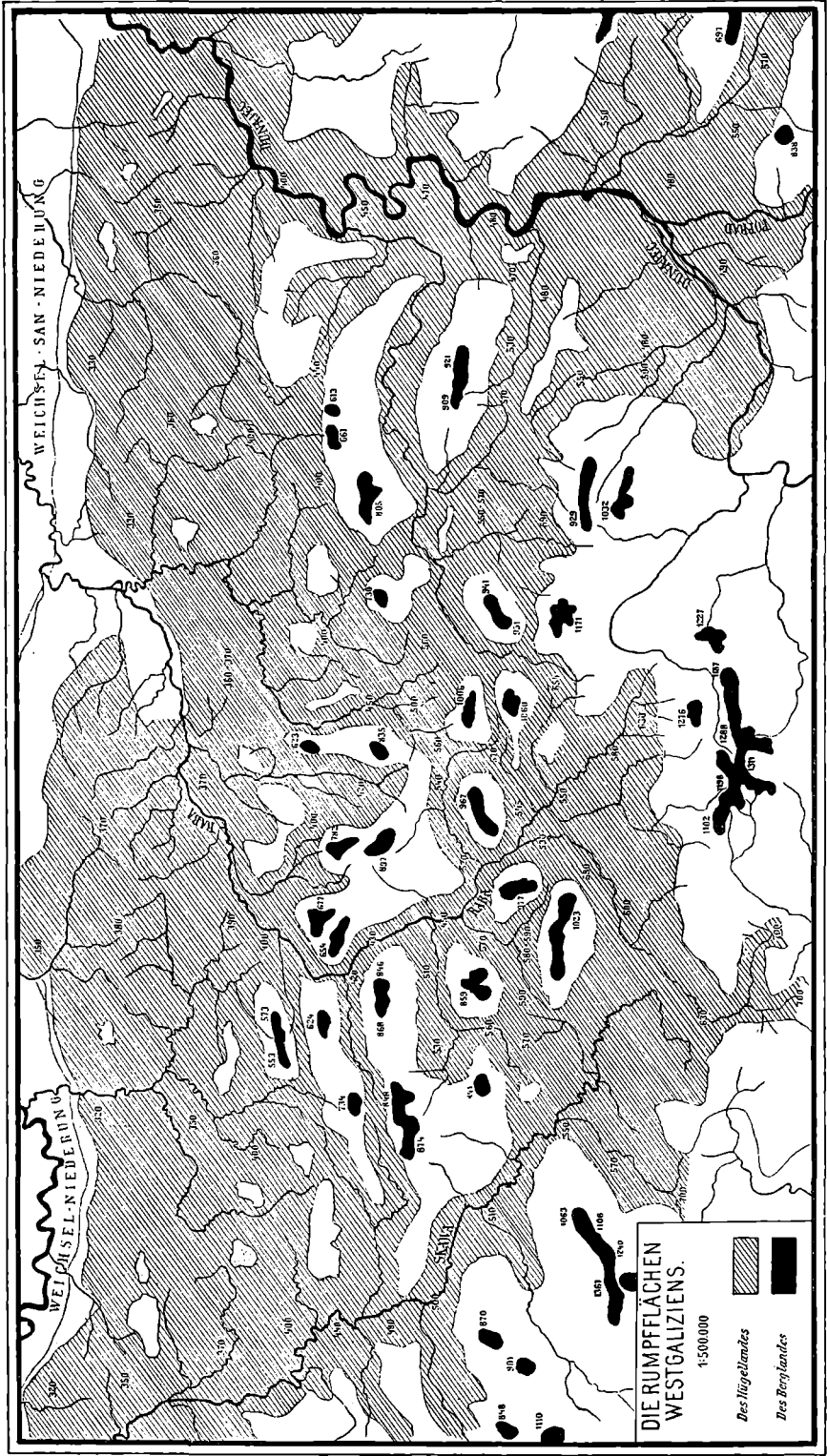
satz zu der Entwicklung des reifen Talsystems, die offenbar einem jüngeren Zyklus angehört. Sie ist eine Abtragungsfläche, welche die gegen Süd oft steil fallenden Schichten des Hügellandes, die Kreide, das Eozän, das Oligozän und Altmiozän in gleicher Weise schneidet. (Siehe Profiltafel Nr. 2.) Die Profile Uhlig's<sup>1)</sup> zeigen trotz der Überhöhung ausgezeichnet diesen, sich um die Struktur gar nicht kümmernden, nach Norden sanft sich senkenden Rumpf.

Es handelt sich nun darum, wie der Rumpf zu stande gekommen ist, ob durch subäriale Einebnung im Sinne einer Fastebene oder durch marine Abrasion. Die Lage der Rumpffläche am Nordrande des Karpathengebirges, die Tatsache, daß sie von großen, im Gebirge entspringenden Flüssen durchmessen wird, lockt sehr, diese Rumpfebene im Sinne einer Fußebene<sup>2)</sup> aufzufassen, wie sie an der Ostseite der Alleghanies oder im Schweizerischen Mittellande vorliegt. Es besteht aber die Schwierigkeit, zu erklären, warum dieser Rumpf sich nicht gleichmäßig gegen das Gebirge zu verschmälert und in Taltrichter hineinzieht. Wie noch auszuführen sein wird, hört die Rumpffläche an ihrem Südrande, an der Grenze gegen das Bergland in voller Breite ganz unvermittelt auf. Anderseits finden wir auf der Rumpffläche noch spärliche Reste von über dem gestörten Untergrunde mit scharfer Diskordanz auflagernden marinen Ablagerungen der II. Mediterranstufe (Tortonien), einer litoralen oder Seichtwasser-Fazies, die beweisen, daß dieses Meer zum mindesten die Rumpffläche überzogen, wenn nicht selbst gebildet hat.

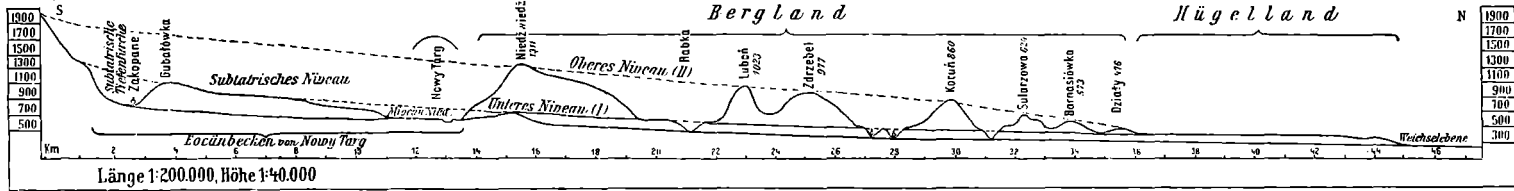
Die Rumpffläche des Hügellandes zieht sich von Schlesien bis nach Ostgalizien zusammenhängend, wenn auch in nicht ganz gleichartiger Ausbildung hin. (Siehe Kartenbeilage.) Am typischsten ist sie zwischen Skawa und Dunajec auf eine Strecke von 90—95 *km* entwickelt. Im Westen verschmälert sich das Hügelland und seine Rumpffläche westlich der Linie Wadowice-Sucha; plötzlich springt das 900 *m* und darüber hohe, zusammenhängende schlesische Kreidegebirge weit nach Norden vor. Der Gegensatz zwischen dem schmalen, tiefgründig mit Lehm bedeckten Hügellande und dem steil zu 1000 *m* emporsteigenden massigen Berglande ist bezeichnend für den schlesischen Typus dieser Landschaft. Im Osten verliert der typische, westgalizische Rumpf seine volle Klarheit. Es treten langgedehnte Höhen auf, die sich nicht viel über die Hochfläche erheben, aber doch zahlreicher, regelmäßiger und zusammenhängender als im Westen auftreten. Es sind herauspräparierte Sandsteinschichten, die im Streichen der Schuppen verlaufen und welche die viel unruhigere Oberfläche des mittelgalizischen Typus charakterisieren, die Vorläufer des Rostgebirges weiter im Osten.

<sup>1)</sup> Uhlig: Jahrbuch d. geolog. Reichsanst., 1887. Profile bes. 1, 2, 4.

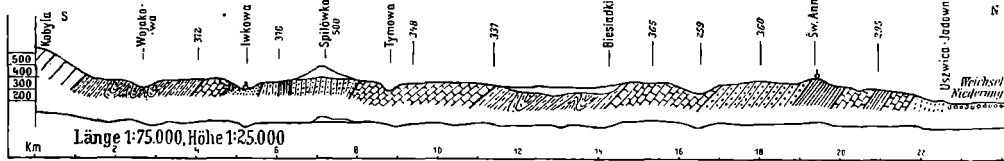
<sup>2)</sup> Davis: Physical Geography, 1901, 188.



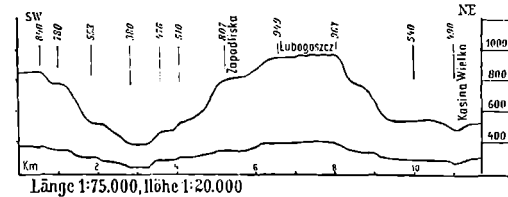
# 1. NORD ABDACHUNG der TATRA



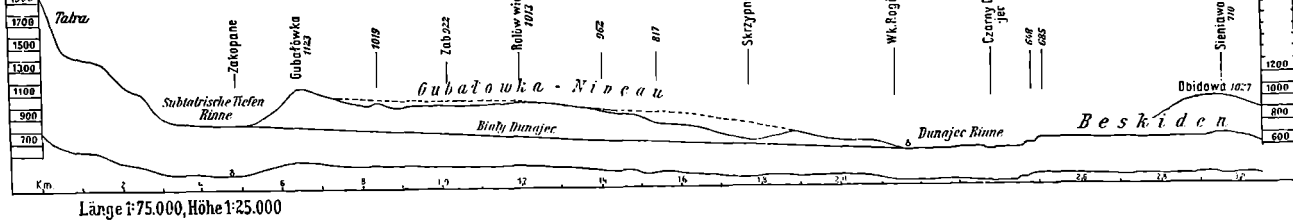
# 2. PROFIL durch das HÜGELLAND (BRZESKO-WOJSKOWA)



# 3. PROFIL durch den LUBOGOSZCZ



# 4. PROFIL durch das BECKEN von NOWY TARG



Die ganze Rumpflandschaft wird in weitgehendem Maße zerstört. Die Flußdichte in dem undurchlässigen und wenig geneigtem Gebiete ist sehr groß. Zu ihren, nun schon vielfach verbreiterten Einschnitten ziehen sich ausgedehnte Denudationsböschungen herab. Die Hochfläche ist wegen der außerordentlich leichten Zerstörbarkeit des Materials, der Abtragung sehr stark ausgesetzt. Man muß die durchwegs ungeheuer vermurten und daher oft ganz unfruchtbaren karpathischen Täler gesehen haben, die Klagen über die alljährlichen Hochwässer, deren Spuren sich in sehr häufigen Hochwasserterrassen überall kundgeben und die alljährlich eine Unmenge Brücken zerstören, Wege ungangbar machen, gehört haben, um die Bedeutung der Abtragungsvorgänge an den Gehängen des Flyschgebirges richtig einzuschätzen. Die Rumpffläche ist überdies verhältnismäßig alt genug, als daß die Wirkungen dieser Abtragungsprozesse sich schon zu größeren Effekten summiert hätten; die Rumpffläche ist ja älter als das jüngere Mediterran (Tortonien), das sie schon diskordant überdeckt hat. Diese Deckschicht ist auch schon fast vollständig abgeräumt und wir dürften wohl kaum mehr irgendwo ganz genau die einstige Rumpffläche vor uns haben, wenn auch die Differenzen zwischen der heutigen Oberfläche und der einstigen des Rumpfes sehr gering sein mögen, in den extremsten Fällen 50 *m* nicht übersteigen dürften.

Die Südbegrenzung der Rumpffläche des Hügellandes ist eine außerordentlich markante. An der Linie Czchów—Lipnica—Rzegocina—Łapanów—Dobczyce—Myślenice—Bęczarka—Izdebnik—Kalwarya—Barwałd—Jaroszowice—Wadowice erhebt sich plötzlich und unvermittelt das an der Nordgrenze etwa 300—400 *m* höhere Bergland. Mit einem Schlage hört die breite Rumpffläche des Vorlandes auf und es beginnt eine neue, morphologisch ganz verschiedene Landschaft, das westgalizische Bergland. Die Aussicht jedes Berges in diesem Gebiete,<sup>1)</sup> insbesondere die vom Wielki Luboń (1023 *m*) zeigt uns eine ganze Reihe schwarzer, waldbedeckter Berginseln, mit steilen Böschungen und meist in gleicher Höhe abgeflachten Gipfelrücken. (Siehe Profiltafel Nr. 3.) Die einzelnen Berge sind mehr oder minder vollkommen isoliert, erheben sich als Inseln über dem 500—600 *m* hohen gemeinsamen Sockel. Sie haben meist ovalen Grundriß und sind, mit Ausnahme des gewaltig ausgedehnten Niedźwiedź (1311 *m*), noch wenig von Runsen zerrissen. Von einem zusammenhängenden Kamme ist in der ganzen Landschaft überhaupt keine Rede. Nur der am Südrand gelegene Niedźwiedź stellt eine größere, durch tiefe und typische Erosionstäler zerteilte Masse dar; aber auch sie bildet im großen nur eine kuppelförmige Erhebung, die langsam von 1100 bis zu 1310 *m* emporsteigt. Vom Niedźwiedź aus senkt sich das Gipfelniveau der Inselberge gegen Norden allmählich und konstant immer tiefer, und

<sup>1)</sup> Siehe Kartenbeilage und Profil Nr. 1.

zwar fast regelmäßig. (Siehe Profiltafel Nr. 1 und Kartenbeilage.) Schlagen wir Bögen um unseren Standpunkt auf dem Niedźwiedź, so beschreiben wir gleichsam Isohypsen einer alten Abdachung, deren Rest die Gipfelplateaus der Inselberge sind. So finden wir:

1. in ca. 15 *km* Entfernung Höhen um 1050 *m*: Wielki Luboń 1023, Ćwilin 1060, Jasień 1062, Modyń 1032, Mogilica 1071;
2. in ca. 20—25 *km* Entfernung Höhen um 950 *m*: Zdrzebel 977, Lubogoszcz 967, 949, Śnieżnica 1006, Łopień 951, 941, Cichoń 929, Ostra góra 928, 888;
3. in ca. 30—35 *km* Entfernung Höhen um 750—850 *m*: Jaworzka 763, 793, 730, 734, 767 mit einer Erhöhung in der Mitte 909, 888, 921, Kamionna góra 805, 769, Kostrza 730, Ciecień 835, Łysina 912, 897, Kotów 846, 868.

Halten wir diese merkwürdige Höhenanordnung mit der Tatsache zusammen, daß der Quer- und Längsschnitt dieser Inselberge immer trapezförmig ist und eine, wenn auch kleine, doch höchst beachtenswerte Einebnung der Gipfeloberfläche zeigt, und daß diese in scharfem Gegensatz zu den steilen, viel jüngeren Gehängen der Berge steht, so werden wir dazu geführt, diese Gipfel als Reste eines älteren morphologischen Entwicklungszyklus<sup>1)</sup> anzusehen, dessen Ergebnis eine starke Erniedrigung der damaligen Landschaft zu einem flachwelligen Hügelland respektive eine weitgehende Einebnung war. Und dies bevor eine jüngere Erosionsepoche die uns heute so auffallenden Gehänge schuf, dabei einzelne Reste dieser alten Abtragungsform ganz isolierte. Zum Unterschied von der Rumpffläche des Hügellandes (Niveau I) wollen wir diese alte Abtragungsform des Berglandes kurz Niveau II nennen. Ihr rekonstruiertes Gefälle nordwärts beträgt heute etwa 13—16‰, sie fällt nämlich auf eine Strecke von 35—40 *km* um 500—600 *m*. Ein Gefälle, das natürlich nicht in Einklang zu bringen ist mit einer ungestörten Einebnungsform; wir werden daher gezwungen, eine Schiefstellung derselben nach der Zeit ihrer Bildung anzunehmen. Dieses Gefälle unterscheidet sich auch wesentlich von dem des Niveau I im Hügelland, das nur 2—3‰ beträgt.

Die Gehänge der Inselberge senken sich mit durchschnittlich 15—20° Neigung von dem Gipfelplateau nach allen Seiten, und zwar meist in der noch jugendlichen Form eines Kegelmantels; nur selten erscheinen sie konvex oder gar konkav. Sie fallen aber nicht direkt bis zur heutigen Talsohle herab, die im Quellgebiet hier überall zwar in 600 *m* liegt, aber schnell auf 500 und langsamer auf 350/300 *m* herabsinkt, sondern es schaltet sich hier überall in 600—450 *m* Höhe eine breite Terrassen-

<sup>1)</sup> Nicht etwa die Konstanz des Gipfelniveaus, sondern das regelmäßige und gleichmäßige Sinken desselben nach einer Richtung und die auf den Gipfeln erhaltenen gewellten, ziemlich ebenen Formen lassen sich wohl nicht anders deuten.

form ein, die aus dem Quellgebiet der Täler mit viel geringerem Gefälle als die Talsohle, dieser entlang herabzieht. Diese großen Terrassenformen aber verlassen auch die Täler und ziehen auch die Wasserscheiden zwischen den Inselbergen, die sie auf diese Weise rings umgeben (siehe Profil Nr. 3), so daß die Wasserscheiden von den über 1000 *m* hohen Inselbergen immer auf 600/700 *m* herabsteigen müssen und sich dadurch vorzügliche Talpässe ergeben. Die Transversallinie der k. k. Staatsbahn kann hier mitten im Bergland über eine Reihe von Wasserscheiden ohne Tunnel, ohne große Kurven, ohne Viadukte gehen. Die Talpässe haben überdies nie die Form einer Scharte, sondern sind flächenhaft ausgebreitet. Die Terrassen sind nirgends etwa verursacht durch härtere Schichtbänke; zahlreiche Aufschlüsse belehren uns, daß sie 1. in einem durchaus weichen Komplex von verschiedenfarbigen Tonen, Schiefern und dünnen Sandsteinbänken eingeschnitten sind und 2. diesen stark dislozierten Komplex diskordant abschneiden. Die Terrassen lassen sich besonders schön an der Raba und am Tenczyński potok hinab verfolgen. Gerade hier kann man auch klar beobachten, daß sie sich genau an das Niveau I des Hügellandes anschließen; sie bilden offenkundig eine, zeitlich und entwicklungsgeschichtlich mit diesem zusammenhängende Form. Während im Vorland die Rumpffläche gebildet wurde und das jungmediterrane Meer dasselbe bedeckte, haben die Flüsse des Berglandes sich an die durch den Meeresspiegel repräsentierte untere Erosionsbasis adaptiert, haben eine Zeit lateraler Erosion durchgemacht, dabei die Terrassen gebildet, die sich heute, wie sich aus dem Detailstudium ergibt, mit etwa 5—8<sup>0</sup>/<sub>100</sub> Gefälle nach Norden senken. Das Bergland wurde nicht vollständig eingeebnet, hiezu war die Zeit, während welcher die Erosionsbasis stabil lag, offenkundig zu kurz, aber die Ausbildung der Terrassen reichte hin, die Inselberge zu isolieren. Fragen wir uns nach dem Grunde, weshalb die Inselberge nicht auch eingeebnet worden sind, so könnte uns Szajnochas geologische Karte<sup>1)</sup> verleiten, eine größere Widerstandsfähigkeit des sie zusammensetzenden Materials dafür verantwortlich zu machen und sie so als Monadnock<sup>2)</sup> anzusprechen; aber einige geologische Profile, die ich über Inselberge legte, zeigten, daß diese durchaus nicht aus widerstandsfähigerem Material bestehen als die eingeebnete Umgebung und so haben wir sie einfach als noch nicht eingeebnete Stücke des alten Gebirges aufzufassen.<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> Szajnocha: Atlas geologiczny Galicyi Zeszyt XI, Kraków 1903.

<sup>2)</sup> Davis l. c., 190.

<sup>3)</sup> Wenn auch der Schiefer-, Thon- und Sandsteinkomplex der Inselberge zum Horizont des Magurasandsteines, den Szajnochas Karte verzeichnet, gehören, jedenfalls sind sie in diesem Teile des beskidischen Berglandes nicht härter als der subbeskidische Komplex und es geht wohl nicht an, wie es Uhlig [Bau und Bild 819 (169)] getan hat, den Gegensatz des Berg- und Hügellandes auf den Gegensatz in der Härte der Komplexe zurückzuführen; er beruht nur auf der verschiedenen Entwicklungsgeschichte.

Es könnte uns wundern, daß diese terrassenförmige Verbreiterung auch dort stattgefunden hat, wo wir heute Wasserscheiden antreffen; dieser Umstand erklärt sich daraus, daß diese Wasserscheiden jünger sind als die Ausbildung der Terrassen, denn, wie noch auszuführen sein wird (Seite 86), flossen in der Höhe dieser Wasserscheiden über die merkwürdigen Pforten von Pieniżkowie nördlich Nowy Targ, die beiden Dunajec damals direkt nördlich durch das Bergland und wurden erst später nach Osten abgelenkt. Erst in diese Terrassen wurden dann in der jüngeren Erosionsepoche die heutigen Täler eingeschnitten, die ähnlich wie die des Vorlandes durch verbreiterte Talböden und Serpentinisierung, Mangel an Gefällsknicken, starke Vermurung, das Fehlen jedweder Anpassung an das Schichtstreichen (mit Ausnahme des einen Tales der subsequenten Paleczka an der Skawa) ausgezeichnet sind. Da die Unbestimmtheit der Entwässerungsrichtung, das Pendeln und die Talschlingen auch schon im Niveau I, in den Terrassen festgelegt sind, so müssen wir ihre ursprüngliche Anlage auf das obere Niveau II zurückführen, bei dessen Hebung sie dann versenkt wurden. Nicht nur aus morphologischen Tatsachen müssen wir schließen, daß die Entwässerung des Flyschgebirges einst auf dem Niveau I vor sich gegangen ist, also bedeutend höher lag als heute: Wir haben auch einen direkten Beweis, daß die Terrassen des Niveau I von den Tatraflüssen gebildet wurden, denn auf der schönen großen Terrasse westlich des Beckens von Nowy Sącz, die wahrscheinlich durch Zusammenwirken der Seitenerosion des Dunajec und Poprad entstand, und die im Süden etwa 550 m, im Norden 400—480 m hoch ist, findet man auf dem Łazy westlich Podegrodzie, noch in 456 m, also 180 m über der heutigen Talsohle, ganz ausgesprochene Dunajegerölle (5—10 cm große Gerölle von Granit, Permquarzit, Arkosen u. s. w.), allerdings nur als Lesesteine. Diese große, ihrer Genesis nach also ganz sicher fluviatile Terrasse hängt aber im Nordwesten mit der Terrassenlandschaft an der Rabka zusammen.<sup>1)</sup> Der Dunajec hat zur Zeit, als er diese Terrasse bildete, schon ein sehr reifes Entwicklungsstadium erlangt, er muß sich in mächtigen Mäandern hin- und hergeschlängelt haben; in dem Sączer Becken und in dem Trichter von Czchów sind dieselben heute nicht mehr erhalten, aber in dem Zwischenstück schlingt sich heute der Dunajec in den schönsten, eingesenkten Mäandern zwischen Załęże und Czchów dahin. Von steilen Gehängen und vielen Prallstellen eingefaßt, bietet er nicht sehr viel Raum am Ufer für Siedlungen und Verkehrswege und ist daher wenig aufgesucht, trotz der Anmut seiner Landschaftsbilder. Die Mäander erreichen ihre schönste Ausbildung bei Rożnów, wo der Fluß den Schloßberg in einer fast ge-

<sup>1)</sup> Die zweifellos diluvialen schönen Terrassen des Sączer Beckens, auch die von Jazowsko, erheben sich höchstens 30 m über dem heutigen Talboden.

schlossenen Schlinge umfließt. Der cut-off-<sup>1)</sup> Prozeß hat schon den Hals zwischen dem Schloßberge und der Hochfläche auf 300 *m* eingeeengt und auch stark erniedrigt; der Schloßberg eilt der Umbildung des einstigen Spornes in einen Umlaufberg<sup>2)</sup>, das heißt einen isolierten an seinem Halse vom Flusse durchschnittenen Berge entgegen. Die Wegbarkeit des Mäandertales ist so gering, daß die großen Straßen (Czehów—Nowy Sącz, Zakliczyn-Nowy Sącz) dasselbe vermeiden und über die Höhen führen, die, dem Niveau I angehörend, stark eingeebnet sind. Dieses Engtal schließt auch an zahlreichen Prallstellen die Struktur der Hochfläche auf und zeigt uns klar ihren Charakter als Abtragungsfläche. Eine relative, ziemlich rasche Hebung des Niveau I muß den Dunajec gezwungen haben, seine Mäander einzusenken, denn bei langsamer Hebung des Rumpfes hätten dieselben sich, in Anbetracht der Weichheit des Flyschmaterials nicht lange so typisch erhalten können.

Bisher konnten wir also feststellen, daß nach der großen letzten Faltung, welche das Flyschgebirge nach Ablagerung des älteren Miozäns (von Wieliczka und Bochnia) betroffen hat und es in Schuppen und Falten geworfen hat, die untere Erosionsbasis in unserem Gebiete drei Stillstandslagen und zwei Verschiebungen durchgemacht haben muß, um den eben analysierten Formenschatz zu erzeugen:

1. Eine höchste Erosionsbasis erfordert die Ausbildung des Niveau II.
2. Bei einer mittleren, 350 *m*, erfolgte die Bildung des Rumpfes im Hügelland und der fluviatilen Terrassen des Berglandes (Niveau I).
3. Eine letzte Stillstandslage bei 200 *m* führte zur Verbreiterung der heutigen Talböden.

Das Sinken der ersten Erosionsbasis zur Höhe von 400 *m* ist jedenfalls tektonisch verursacht; denn es wurde das Niveau II nicht nur relativ stark gehoben, sondern auch schief gestellt; für das zweite Sinken könnten wir ebenso gut eine Hebung des Landes, wie ein Sinken des jungmiozänen Meeres im Hügelland verantwortlich machen, wenn nicht, wie noch dargelegt werden wird (Seite 89), wir im Hügelland schon eine prätorionische Talbildung nachweisen könnten, die fast bis zum heutigen Talniveau herabreichte. Nachdem diese Erosionsepoche vor der ersten und einzigen, auf die eben erwähnten tektonischen Vorgänge folgenden Meerestransgression liegt, so konnte sie nur verursacht werden durch eine Hebung des Niveau I. Überdies werden die Verschiebungen in der Erosionsbasis gefordert von der Tatsache der hochgelegenen Dunajeschotter, der eingesenkten Dunajecmäander, der heutigen Gefällsverhältnisse des Niveau II und der Unbestimmtheit der hydrographischen Anlage, sowohl im Niveau I, wie in dem heutigen Tal-

<sup>1)</sup> Davis l. c., 254.

<sup>2)</sup> Penck: Vorlesungen, Allgemeine Erdkunde.



niveau und sowohl im Berg- wie im Hügelland. Dazu wirft auf diese Bewegungen die Verteilung des jüngeren Miozän ein Licht, worauf wir aber erst zurückkommen können, wenn wir die Morphologie auch der südlich anschließenden Gebiete in ihren Haupteigentümlichkeiten kennen gelernt haben.

Südlich des Berglandes an der Raba dehnt sich das Becken von Nowy Targ aus. Geologisch die flach lagernde Austönungszone der Tatra, stellt sie morphologisch die nördlichste der Beckenlandschaften, die für das zentrale Gebirge so bezeichnend sind, dar. Die vom innerkarpathischen, kaum gefalteten Eozän erfüllte Senke wird an ihrem Nordrande von der morphologisch nur als Kleinform bedeutsamen Klippenzone durchzogen. In morphologischer Hinsicht können wir eine Dreigliederung des Beckens durchführen. (Siehe Profiltafel Nr. 4.) Den größten Teil des Beckens erfüllt eine Hochfläche, die, wenig zerschnitten, in mächtigen Riedeln sich einheitlich nordwärts senkt. Im Süden hat sie ihre größten Höhen, die von der Zipser Magóra im Osten angefangen, bis zu den Arvaer Bergen im Westen gleichmäßig um 1200—1300 *m* hoch liegen. Diese größten Höhen werden von der Tatra durch eine Tiefenrinne getrennt, die nur 800—900 *m* hoch liegt. Daher erscheint der Abfall der Hochfläche von Süden als ein 300—400 *m* hoher Rücken, den ich mit Rehman<sup>1)</sup> als Gubałówkartücken bezeichne. Die Tiefenrinne ist bedingt durch weiche Gesteine, die man überall beobachten kann (meist weiche, brüchige, dünne Schiefer); in ihr hat sich am Fuße der Tatra eine subsequente Entwässerung ausgebildet und wir bezeichnen sie deshalb als subtatrische Rinne; sie stellt ein wichtiges Element in der Morphologie des Nowy Targer Beckens dar. An die Tiefenrinne knüpft sich auch die schöne subtatrische Siedlungsreihe. Hier sammeln sich alle Gewässer der Tatra und gehen in wenigen, der Abdachung der Hochfläche konsequenten Durchbrüchen, also Denudationsdurchbrüchen nach Norden. Die Hochfläche, nur von wenigen und wenig tiefen Tälern durchfurcht, zeigt ganz deutlich den Charakter einer Rumpffläche, im Süden fallen noch die Alttertiärschluchten von der Tatra steil ab (20—30°), in der Mitte, von Poronin etwa ab, liegen sie ganz flach, im Norden richten sie sich, wie man z. B. bei Szaflary sieht, an den Klippen steil auf; trotzdem ist alles von einer, gleichmäßig nach Nord mit etwa 20‰ sich senkenden Abebnungsfläche abgeschnitten; wir wollen sie Gubałówkaneiveau nennen. Über der allgemeinen Fläche erheben sich bloß die Klippen in scharfen, wenn auch kleinen Bergformen, da die jurassischen Kalke und Hornsteine der Denudation mehr widerstanden als das Eozän. Es ist selbstverständlich, daß diese Abebnung durch die Tatraflüsse geschah, und daß dieses Gubałówkaneiveau

<sup>1)</sup> Rehman: Karpaty, Lwów, 1895, 64.

eine echte Vorlandebene der Tatra einst darstellte, worauf die Flüsse teilweise bis 400 *m* unter dieselbe eingetieft wurden. Man findet überdies auch Tatrageröll, besonders die harten Permquarzite auf der Oberfläche des Niveaus in Höhen, wohin sie in der Eiszeit nicht gelangt sein konnten. Bis zur Klippenzone senkt sich das Gubałówkaniveau von 1200 *m* auf 700 *m*, nördlich derselben finden wir keine Höhe über 700 *m* mehr. Mit kleinem Steilabfall, dessen ursprüngliche Höhe allerdings durch mächtige glaziale Schotterterrassen, deren sich hier mehrere unterscheiden lassen, maskiert ist, fällt das Gubałówkaniveau gegen die 3–5 *km* breite, von Nowy Targ (580 *m*) bis Czorsztyn (500 *m*) sich um 80 *m* senkende Rinne ab, in der die beiden Dunajec, dann auch die Białka, die bisher genau nördlich geflossen sind, plötzlich rechtwinkelig umbiegen und nach Osten eilen. Diese stark versumpfte, von mächtigen, bis einige 100 *km*<sup>2</sup> großen Waldmooren (Pustacie) bestandene Talstrecke steht in scharfem morphologischen Gegensatz zu den Talstrecken des Dunajec oberhalb im Gubałówkaniveau und unterhalb in den Pieninen und im Flyschgebirge. Gerade an dem Knie der beiden Dunajec, wo sie nach Osten umbiegen, befinden sich in dem gegenüberliegenden, die Wasserscheide zwischen Raba, Skawa einerseits und Dunajec, Arva anderseits tragenden Rücken, der im Niedźwiedz 1310 *m* erreicht, eine Anzahl von Pforten, die, wie wir schon früher (Seite 83) erwähnt haben, mit den Terrassen an der Raba, die das Niveau I repräsentieren, zusammenhängen. Sie erheben sich (mit 705–710 *m*) bloß etwa 120 *m* über die Sohle der heutigen Dunajecrinne. Die Höhe dieser Pforten erreichen schon die höheren glazialen Terrassen etwas südlich der Dunajecrinne (die Terrassen bei Czarny Dunajec und bei Szaflary). Das Gubałówkaniveau aber, das, wie wir sahen, den Tatraflüssen seine Entstehung verdankt, läßt sich, wenn man seinen Weiterverlauf über der Dunajecrinne ergänzt, fast vollkommen mit dem Verlaufe der Terrassen im Berglande in Übereinstimmung bringen, so daß beide als eine einheitliche Bildung aufzufassen sind. Halten wir uns vor Augen, daß, wie die Schotter von Sącz beweisen, die Tatragewässer einst viel höher flossen; weiter, daß gerade an den Stellen, wo der Czarny und Biały Dunajec an den Beskidenrücken des Niedźwiedz gelangen, sich jedem eine Pforte (dem ersteren die von Pieniążkowiec 705 *m*, dem zweiten der Sattel von Sieniawa 710–720 *m*) öffnet, die Pforten sich aber auf 400–500 *m* unter das normale Gipfelniveau senken; daß in der Gegend der Pforten ein eigentlicher Tal-schluß der hier auf der Nordseite entspringenden Raba fehlt, so werden wir gar nicht zweifeln, daß die beiden Dunajec einst hier hinüberflossen und sie die Einebnungen an den heutigen Wasserscheiden der Raba und ihrer Zuflüsse, die Bildung der Terrassen im Berglande bewerkstelligt haben. Den unanfechtbaren Nachweis durch Auffindung von Dunajec-

schottern im heutigen Rabagebiete strikte zu erbringen, gelang mir nicht; das vermag aber bei der Schwierigkeit, so alte, tertiäre Schotter im Sandsteingebirge auf den hohen Terrassen zu finden, die übrigen, morphologischen Beweise nicht zu entkräften.

Natürlich ist die Ablenkung des Dunajec nach Osten dann eine jüngere Erscheinung, welche die alte Entwässerung zerstört hat. Die Ursache dieser Ablenkung erblicke ich in dem Einsinken des nördlichen Teiles des Beckens von Nowy Targ. Man wird auf diesen Gedanken durch die Verbreitung des marinen Miozäns gebracht. Endgültig hat jetzt Friedberg<sup>1)</sup> festgestellt, daß sich im Becken von Nowy Targ, ähnlich auch in der Arva, Ablagerungen des marinen Miozäns finden, derselben Stufe angehörig (Tortonien) wie das jüngere Miozän im Hügelland. Es besteht nun seit langem die Schwierigkeit der Verbindung des miozänen Meeresbeckens von Nowy Targ mit dem allgemeinen Meere. Über Ungarn nach Süden ist diese Verbindung nicht möglich, schon wegen der morphologischen Verhältnisse, dann weil in den Etappen dieser Verbindung, dem Zips-Liptauer und dem Thuroczer Becken kein marines Miozän sich vorfindet, das für eine solche Verbindung ins Feld geführt werden könnte. So nahm man immer, gestützt auf die Tatsache, daß wir im Dunajectale in dem kleinen Sączer Becken dasselbe Miozän finden, an, daß das Miozänmeer Westgaliziens in Gestalt eines ungeheuer langen Fjords durch das Dunajectale hereingereicht habe bis Nowy Targ. Einerseits stößt diese Annahme auf zahlreiche Schwierigkeiten, die die Morphologie des Dunajectales zwischen Nowy Targ und Sary Sącz bietet, anderseits gestatten die über Nowy Targ gelegenen Pforten, die die beiden Dunajec einst benützten, die Verbindung hier mit dem Norden direkt herzustellen. Auf der Rumpffläche des Hügellandes stand einst, wie durch die Ablagerungsreste von Iwkowa, Rzegocina, Rajbrot feststeht, das Tortonische Meer. Eine Transgression, wie sie von dem Vorkommen des Miozäns im Berglande bei Nowy Targ und im Nowy Targer Becken verlangt wird, mußte sich über die fluvial entstandenen Terrassen des Berglandes ergossen haben und durch die großen Pforten von Pieńszkowiec, Sieniawa und weiter im Westen durch die große Beskidpforte zwischen Skawa und Arva nach dem Süden über den nördlichsten Teil des Gubałówkaniveaus gedrungen sein. Ihre Ablagerungen im Nowy Targer Becken blieben erhalten, vermutlich durch eine kleine Senkung in der Gegend der heutigen Dunajecinne, die die Ablagerungen in ein relativ tieferes Niveau brachte. Sie wird wahrscheinlich durch die Tatsache, daß das Tortonien in dem Nowy Targer Becken, wie Friedberg festgestellt hat, gestört ist, weiter durch die Tatsache, daß das Gubałówkaniveau, wenn man es mit entsprechendem Gefälle

<sup>1)</sup> Friedberg: Sitzungsberichte d. W. Akad. d. W. math. naturw. Klasse, 1906.

gegen Norden verlängert, etwas unter die Höhe der Pforten fällt, und das Gubałówkaniveau selbst ungefähr bei der 900 *m* Isohypse gebrochen scheint, das heißt, nördlich davon ein steileres Gefälle zeigt als südlich, wie das Generalprofil (siehe Profiltafel Nr. 1) lehrt, weiter auch durch gewisse Terrassenreste an der Nordseite der Dunajecrinne. Diese lokale Senkung der Erosionsbasis ist dann auch für die Entstehung der Denudationsdurchbrüche durch das Gubałówkaniveau, für die Ausräumung der subtatischen Rinne verantwortlich zu machen.

Ist aber die Gegend der Dunajecrinne wirklich eingesunken, dann verstehen wir auch, daß an dem nördlichen Rande des Senkungsfeldes die beiden Dunajec das neu entstandene inverse Gefälle ins Bergland hinein nicht überwinden konnten und von dem Walle der Beskiden gestaut wurden. Dabei mußte die Rinne zugeschüttet und versumpft werden, wie sie uns heute erscheint, und schließlich die Gewässer zu der Białka abfließen, die, wie noch zu zeigen sein wird, seit alters ihr einmal im Kalke der Pieninen eingeschnittenes Bett unverändert beibehielt.

Verfolgen wir nun die Verbreitung und Höhenlage des jüngeren Miozäns genauer. Wir finden das Miozän bei Szaflary<sup>1)</sup> und in der Arva in verschiedenen, bis an 700 *m* heranreichenden Höhen; das von Uhlig<sup>2)</sup> 1888 nachgewiesene Miozän von Podegrodzie, Niskowa und Dąbrowa, im Becken von Nowy Sącz erreicht nur 340 *m* und liegt in geringer Höhe über dem Talboden. Dann finden wir in ungefähr gleicher Höhe das Miozän in einzelnen Lappen, wie schon öfter erwähnt, auf der Höhe der Rumpffläche des Hügellandes, so bei Iwkowa (320), Rzegocina (330), Rajsko (530 *m*), schließlich gehört vielleicht auch ein von Tietze<sup>3)</sup> ohne Begründung als diluvial angesprochener unreiner Ton bei Izdebnik (330 *m* östlich Kalwarya) hierher. Auch im Rzeszówer Miozänbecken erreichen die Ablagerungen stellenweise 330 *m*<sup>4)</sup> und im Krakauischen erreicht das Miozän auch 300 *m* (siehe Seite 73). Schließlich findet man das marine Miozän noch in geringerer Höhe in der Nähe oder selbst direkt an den heutigen Talböden. So haben wir aus dem Vorhandensein des Miozäns am Boden der Tiefenfurche bei Krakau auf ihre prämiozäne Existenz geschlossen. Wir finden das Miozän im Vorland in nur 200 *m*; aber auch im Gebirge tief, so bei Brzozowa in der merkwürdigen, wohl einst von der Białka benützten, dann glazial verschütteten Talfurche, die von Gromnik nach Siemiechów zieht, und zwar in 250—270 *m*; die Ablagerungen des

<sup>1)</sup> Friedberg: Miocen zachodniej Galicyi, Kraków, 1906.

<sup>2)</sup> Uhlig: Jahrb. geol. R.-A. 1888. 182/4, 248.

<sup>3)</sup> Tietze: Jahrb. geol. Reichsanst., 1887, 483.

<sup>4)</sup> Friedberg: Zagłębie mioceńskie Rzeszowskie. Rozpr. Ak. Um. Krak., 1903, XLIII.

Jungmediterrans gehen bei Zgłobice und Błonie im Dunajectale bis 230 *m* herab und finden sich bei Grabowice, 3 *km* westlich Błonie, im Rabatale in nur 250—280 *m*. Weit im Westen erreicht das Miozän von Marcin Poręba in der Nähe des Skawatales bloß 250 *m* und im Osten finden wir im Rzeszówer Becken das Miozän ebenso auf der Höhe des Rumpfes in 330 *m* wie am Talboden in 220 *m* (Tyczyn, Błędowa sło-cińska 250 *m*). Alle diese Ablagerungen haben aber den Charakter von küstennahen oder Seichtwasserbildungen. Neben unreinen Tonen finden wir überall Sande; das Hauptmaterial dieser Ablagerungen bilden, stellenweise Geröllagen (Iwkowa, Brzozowa, Marcin Poręba etc.), Lignite in wenigmächtigen Schichten (in Podegrodzie, Niskowa, Iwkowa, Rzegocina, Brzozowa, Grudna, Arva). So mußte man — und diese Schlüsse haben Uhlig und Friedberg gezogen — die verschiedene Höhenlage der Ablagerungen auf postmiozäne tektonische Vorgänge zurückführen, weil man sonst zur Annahme einer Tiefe des Meeres von 400 *m* gezwungen worden wäre, was im Widerspruch mit den faziellen Eigentümlichkeiten der Ablagerungen steht. Friedberg suchte auch einen Zusammenhang zwischen diesen Hebungsbewegungen in Westgalizien und dem Zurückweichen des Sarmatischen Meeres herzustellen. Dieser Zusammenhang scheint auch, wenn auch nicht einwandfrei, nachgewiesen. Selbst diese Annahmen vermögen aber nur die Höhenunterschiede der faziell gleichwertigen Ablagerung auf der Rumpffläche und im Nowy Targer Becken zu erklären. Wir haben uns dann vorzustellen, daß zuerst das tortonische Meer das Niveau I bis nahe an den Fuß der Tatra überflutete, dabei das ganze Bergland in eine inselreiche Küste verwandelte. Später im Sarmatikum wurde das ganze innere Gebiet des Gebirges gehoben, wodurch das Miozän von Szaflary 350 *m* höher zu liegen kam als im Niveau I des Vorlandes. Aus diesen Erhebungen mag sich auch das große Gefälle der Terrasse im Bergland (8<sup>0</sup>/<sub>00</sub>) erklären, das des Niveau II mußte verstärkt werden (20<sup>0</sup>/<sub>00</sub>). Vielleicht gleichzeitig, vielleicht etwas später trat die Einbiegung des nördlichen Nowy Targer Beckens ein, die die Köpfung des Dunajec und die Ausbildung der Denudationsdurchbrüche durch das Gubałówkanniveau zur Folge hatte, weil die lokale Erosionsbasis tiefer gelegt, die Bedingung für ein Tiefereinschneiden und ein Ausräumen der subtatrischen Rinne gegeben war. Aber diese große, innerkarpathische, tortonische Hebung erklärt uns nicht die großen Höhenunterschiede des Miozäns im Hügelland selbst. Die tiefegelegenen, in die heutigen Täler eingelagerten Miozänreste beweisen uns deutlich, daß eine große Erosionsepoche nach Ausbildung des Niveau I und vor Ablagerung des Tortonien im Hügelland 100—120 *m* tiefe Täler geschaffen hatte, bevor die Transgression des Jungmiozäns kam und sie ertränkte, mit losen Sanden und Tonen verschüttete. Mit dieser prätor-

tonischen Talbildung ist die Folge der Ereignisse, die wir zwischen die letzte Faltung unseres Gebietes und die Transgression des Tortonien einzusetzen haben, noch zu bereichern.

Die ganz ungeahnt reiche morphologische Entwicklung der Nordabdachung der Tatra, die zwischen der Ablagerung des Schlier und des Tortonien einzusetzen ist, ist kurz zusammengefaßt, folgende:

1. In postoligozäner Zeit schuf die Hauptfaltung des Flyschgebirges den mächtigen, einheitlichen Schuppen- und Faltenbau der Beskiden; diese Faltung dauerte bis nach Ablagerung des älteren Miozän von Wieliczka an, denn auch dieses ist noch überstürzt und überschoben. Sollte sich die heute schon von mehrfacher Seite<sup>1)</sup> für die Karpathen angenommene Hypothese einer gewaltigen Überfaltung von einer Reihe von Decken im Aufbau des Gebirges bewähren, dann wäre auch die Überfaltung der beskidischen über die subbeskidische Decke, der Decke des Berglandes über diejenige des Hügellandes und des Miozäns in dieselbe Zeit zu verlegen.

2. Gewaltige Denudationsvorgänge ebneten das ganze Falten- oder Deckengebirge ein, wodurch das niedrige Hügelland entstand, dessen dislozierte Reste uns im Gipfelniveau des Berglandes (Niveau II) erhalten sind. Die Entwässerung und Einebnung geschah durch ein konsequentes, nach Norden gerichtetes Flußsystem, das wahrscheinlich seine Quellen in der ebenfalls noch im Neogen gehobenen Tatra hatte.

3. Diese Abtragungsform wurde nun schief gestellt, so zwar, daß der Nordrand in seiner Höhenlage fast unverändert blieb, während das Hügelland im Süden um 600 m (Differenz der Gipfel und des Niveau I) gehoben wurde. Die Flüsse begannen in die Tiefe zu arbeiten. Die Unabhängigkeit der Entwässerungsrichtung im Niveau II, das unbestimmte Hin- und Herpendeln, wurde dabei gleichsam festgelegt und prägt sich in der Anlage der Terrassen im Berglande noch heute aus. Nachdem die Tatraflüsse schon das Normalgefälle nahezu erreicht hatten, vermochten sie durch seitliche Erosion ihren Talboden zu verbreitern. Dies führte unmittelbar im Norden der Tatra, wo zahlreiche Gewässer mehr flächenhaft arbeiten und die flachgelagerten, an weichen Schiefen reichen Paläogengesteine relativ wenig Widerstand leisteten, zur Ausbildung des Gubałówkaniveaus. Schon gesammelt betraten diese Gewässer das beskidische Bergland durch die großen Pforten und erweiterten ihre Talböden daselbst zu den heute noch breit erscheinenden Terrassen. Der Czarny Dunajec ging über Pieniążkowice, der Biały über Sieniawa nach Norden, wohl teils zur heutigen Skawa, teils zur Raba. Nur die Białka verfolgte die Richtung des heutigen Dunajec-

<sup>1)</sup> Uhlig: Tektonik der Karpathen, 1907, Sitzungsberichte d. Wiener Akademie d. Wiss., CXVI. Limanowski: Rzut oka na architekturę Karpat, Kosmos, Lwów 1905.

laufes, vermochte bei Sącz nach Vereinigung mit dem Poprad die gewaltige Terrasse auszubilden, wo ihre Schotter 180 *m* über dem heutigen Talboden liegen, und auch besonders weiter nördlich große Mäander zu entwickeln. Die Terrassen des Berglandes gingen wahrscheinlich nach Norden in sich immer mehr verbreiternde Trichter aus, die heute aber nicht mehr erhalten sind. Die spätere Ausbildung des Rumpfes im Vorlande hat sie vernichtet. Ein mächtiges, einheitliches Niveau (I) durchzog die ganze Nordabdachung der Tatra auf 100 *km* Breite hin (30 *km* im Becken von Nowy Targ, 40 *km* im Bergland, 30 *km* im Hügelland).

4. Daraufhin sank die Erosionsbasis neuerdings und nachdem schon zwei Erosionsepochen, die eine das ursprüngliche Faltengebirge, die zweite das Niveau II zerstört hatten, vernichtete jetzt eine neuerliche Erosionsepoche das Niveau I. Es wurde im Norden 100 *m* tief zertalt, die Mäander des Dunajec eingesenkt. Wie weit die Talbildung nach Süden gereicht hat, wissen wir nicht; ist das Miozän des Sączer Beckens, das leider heute nicht mehr aufgeschlossen ist, wirklich ungestört, dann hatte die Talbildung selbst im Berglande schon stark in die Tiefe gearbeitet. Deuten aber die Fallwinkel, die Friedberg und ich an ganz kümmerlichen Aufschlüssen beobachten konnten, auf spätere Dislozierungen, welche die Miozänreste in die heutige tiefe Lage erst gebracht haben, dann ist es möglich, daß die Talbildung nur im Hügellande größere Fortschritte gemacht hatte. Jedenfalls begann sie dort, am Rande des en bloque gehobenen Flyschgebirges.

5. Nun kam die Transgression des jüngeren Mediterrans. Das Meer ertränkte die Täler, lagerte dort an zahlreichen Stellen Sande und Tone ab, überschwemmte dann auch die Terrassen des Niveau I, drang auf ihnen durch das Bergland südwärts bis in die Gegend von Szaflary und löste das Bergland in einen Archipel von ziemlich kleinen, etwa 400—500 *m* hohen Inseln auf. Im Norden vermochte die abradierende Wirkung der Transgression die hier nicht hohen Reste des Niveau II zu köpfen, so daß es zur Ausbildung der mächtigen Rumpffläche kam die aber an den höheren Bergen des Berglandes auf einer fast genau westöstlichen Linie ihre Grenze fand. Die Rumpffläche wurde ganz überdeckt von den Abrasionssedimenten des Meeres, deren spärliche Reste wir in Rzegocina, Rajbrot und Iwkowa<sup>1)</sup> vor uns haben.

6. Das Meer zog sich sehr bald, ohne eine allzu große, morphologisch bedeutsame Rolle im Innern der Karpathen gespielt zu haben, wieder zurück, veranlaßt durch eine Hebung des Gebirges, die im Süden noch bedeutender war und das Miozän dort in größere Höhen brachte.

<sup>1)</sup> Das Profil, das Uhlig vom Miozän von Iwkowa gibt, zeigt ganz deutlich die Ablagerung desselben auf ein präexistentes zertaltes Relief. Jahrbuch der geolog. Reichsanstalt, XXXVIII, 1888, 142.

Die Rückzugsphase dauerte im Sarmaticum an; es schwand das Meer vollständig aus dem Gebiete zwischen dem San und der Oder. In gleichem Schritte mit dem Rückzug verlängerten wieder die konsequenten Flüsse der Tatra ihren Lauf. Die leicht zu erodierenden, weichen Ablagerungen des jungen Meeres wurden bald ausgeräumt, die alten verschütteten Täler wieder bloßgelegt. Im Süden fand in der Gegend von Nowy Targ eine Einbiegung statt, welche zur Köpfung der beiden Dunajec führte, die nach Osten abflossen.

Eine reiche Entwicklung haben die Karpathen Westgaliziens durchgemacht, bevor sie ihre heutige Gestaltung erhielten. Als in theoretischer Hinsicht vielleicht bedeutsames Ergebnis dieser Untersuchungen möchte ich aber feststellen, daß diese ganze Entwicklung bis zur Transgression in den Zeitraum zwischen dem ersten und dem zweiten Mediterran einzuschieben ist und hier es dank glücklichen Umständen gelang, eine reiche morphologische Geschichte, vielfachen Wechsel von Tiefenerosion und Lateralerosion in eine Epoche, das Intermediterrän, zu verlegen, die zwischen zwei geologisch kurze Zeiträume hineinfällt und in ihrer Bedeutung noch gar nicht genügend gewürdigt wurde. Das zweite Ergebnis ist, daß die Karpathen in Westgalizien die wesentlichen Züge ihrer Oberflächen-gestaltung noch im Tertiär erhielten; daß die Veränderungen, welche sie seit dem Tortonien erlitten haben, in keinem Verhältnis stehen zu denen, die sie im Intermediterrän erfuhren; denn die damals geschaffenen Formen sehen wir heute noch in deutlichen, gut erhaltenen Resten vor uns. Man wird sich gewöhnen müssen, das Intermediterrän als eine, für die Formgestaltung der Westkarpathen, vielleicht der Karpathen überhaupt, höchst bedeutsame Zeit anzusehen. Und zwar nicht nur im Flyschgebirge, sondern auch im zentralen Gebirge, wie folgende Zeilen noch zeigen sollen, die nur einige Punkte aus meinen, durchaus nicht beendigten Studien über die Südabdachung der Tatra herausgreifen.

Auf diese werden wir übergeleitet durch die Tatsache, daß die morphologische Nordabdachung der Tatra sich nicht deckt mit dem Einzugsgebiete ihrer konsequenten Hydrographie. Ein Teil dieser Abdachung wird nach dem Süden, ins Innere des zentralen Gebirges entwässert, nämlich das Gebiet der Arva. Aus einer Reihe von Anzeichen glaube ich schließen zu sollen, daß diese Entwässerungsrichtung erst eine jugendliche Erscheinung ist, die dadurch zu stande kam, daß ein altes, über den Beskidpaß (757 m) zur Skawa gerichtetes Entwässerungssystem, das noch in bedeutsamen Resten erhalten ist, von Süden aus angezapft wurde und nun als fremdartiger Bestandteil an die Arva angegliedert ist; aber das Arvaproblem harret noch seiner vollständigen Klärung. Andererseits wird noch ein großes Gebiet, das nicht mehr zur Nordabdachung der Tatra gehört, das ganze Einzugsgebiet des Poprad, nach



Norden entwässert. Das Popradproblem hat seit jeher als schwieriges gegolten. Durchbricht doch der Fluß, aus einer Beckenlandschaft kommend, ein ganzes 100 km breites Gebirge, das sich zu 1200 m erhebt, während Pässe von kaum über 600 m Höhe seinem Wasser leichten und einfacheren Abfluß nach Südosten geboten hätten. Nun aber gelang es festzustellen, daß der Poprad schon im Niveau I der konsequenten Tatra-entwässerung angehörte. Es ist möglich, von der großen Dunajec-Poprad-Terrasse bei Sącz, die die Tatragerölle trägt, in allerdings nicht sehr reichlichen Terrassenresten einen etwa 1—2 km breiten Talboden am Poprad aufwärts, und mit einem Gefälle von 8‰ bis in die Nähe von Muszyna zu verfolgen. In seiner Anlage, seinen Formverhältnissen und seinem Gefälle entspricht dieser alte, also prätoronische Talboden ganz den Terrassen des Berglandes. Damit ist auch das prätoronische Alter dieses Durchbruches bewiesen. In dem breiten Talboden entwickelte der Poprad zahlreiche und sehr schöne Mäander, wie besonders bei Żegiestów und Piwniczna, die später der bei Tiefenerosion versenkt wurden und heute das Popradtal so malerisch erscheinen lassen. Der wichtigste Schluß aus dem Vorhandensein eines jetzt hochgelegenen prätoronischen Talbodens des Poprad ist, daß auch das Zipser Becken, aus dem der Fluß kommt, damals noch nicht in seiner heutigen Form vorhanden gewesen sein konnte, sondern seine heutige Ausgestaltung erst später erfuhr. Auch der Zipser Kessel scheint also seine Genesis ebenfalls intermediterranean Bewegungen zu verdanken. Nun hängen die übrigen Becken zwischen den Kerngebirgen durch eine Reihe von gewaltigen Durchbrüchen zusammen, die sicher antezedenter Natur sind.<sup>1)</sup> Es wird daher die Wahrscheinlichkeit groß, daß diese Becken auch eine ähnliche Geschichte wie das Zipser Becken haben. Diese Andeutung möge vorderhand genügen.

Das Einzugsgebiet des Poprad war einst viel bedeutender; zweifellos flossen eine Reihe von Quellbächen des heutigen Hernad aus der Niederen Tatra, die unter rechtem Winkel zu ihm abbiegen, dem Poprad zu. (Bystra p. über den Teplicer Paß 740, der Vernárp. über den Blumentaler Paß, der Belabach über die Pforte von Primos.) Gerade gegenüber dem heutigen Knie finden sich nämlich schöne Talwasserscheiden, 150 m über dem heutigen Talniveau, auf denen sich Schotter

---

<sup>1)</sup> Mündung von Flüssen innerhalb des Gebirges, die im Oberlaufe in Niederungen sich leichter hätten verbinden können, eingesenkte Mäander, alle die Tatsachen, daß ein einheitliches ganzes Gebirge (Kleine Fatra) in zwei entgegengesetzten Richtungen vollständig zersägt wird (ein ganz einzig dastehender Fall), beweisen, daß diese Durchbrüche älter sind als das Relief und da Denudationsdurchbrüche ausgeschlossen sind, die tektonische Genesis der Kessel aber nachgewiesen ist, so kann es sich nur um antezedente Durchbrüche handeln.

von Gesteinen aus der Niederen Tatra finden. Damals hatte der Hernad noch nicht seinen epigenetischen Durchbruch zwischen Kaposztafalu und Smižan eingetieft. Begünstigt durch günstigere Gefällsverhältnisse im Vergleich zum Poprad, hat sich der Hernad seitdem etwa 150 m eingeschnitten und diese Zuflüsse des Poprad geköpft; aber der Eroberungsprozeß des Hernad gegenüber dem Poprad geht weiter und sogar an zwei Stellen läuft der Poprad Gefahr, seinen Oberlauf an den Hernad zu verlieren: 1. bei Ganocz, südlich Poprad, durch den Ganoczer Bach und 2. bei Puzta-mezö (St. Orló) durch den Luisi potok, der in die Tarca mündet. Das Einzugsgebiet des Poprad verkleinert sich also auf der Südabdachung der Tatra beständig; diese Erscheinungen im Vereine mit der Entwicklungsgeschichte des Zipser Beckens machen dieses zu einem sehr dankbaren Studienobjekt, und von hier aus dürfte sich Licht über die innerkarpathischen Bewegungen ausbreiten.

Genau so wie die Skawa, Raba und Poprad hat sich der Dunajec entwickelt; die Antezedenz seiner Durchbrüche läßt sich an dem Vorhandensein von Spuren zweier geographischer Zyklen (besonders im Lesnicher Becken) an den epigenetischen Durchbrüchen der Klippenregion, den eingesenkten Mäandern u. s. w. erweisen. Daß die Anlage des Dunajec in den Pieninen älter als das Relief ist, beweist überdies der Umstand, daß der Dunajec die viel bequemere und kürzere Tiefenlinie von Krościenko nicht benützt hat. Sowohl Poprad als Dunajec haben offenkundig unter dem Einflusse der Klippenzone Laufänderungen erfahren, die wohl als ein Abgleiten auf harten Schichten zu deuten sind.

Um das Ausklingen unserer Entwicklungsreihe kennen zu lernen, wollen wir noch einen Blick nach Osten werfen. Das höhere Niveau II beginnt schon am Lubieñ etwas zu sinken und tut dies durch ganz Mittelgalizien bis an den San. Dabei verwandeln sich nach und nach die Inselberge in ein Rostgebirge, in dem einerseits die Kämme aus härterem Gestein bestehen und eine längere Ausdehnung annehmen, die Täler anderseits ihnen parallel, in weichere Schichten eingeschnitten sind. Gleichzeitig greift das Niveau I bedeutend weiter ins Gebirge herein, erfährt aber nicht dieselbe Veränderung wie das Niveau II und ist daher die Störung des letzteren sicher als präortonisch anzusehen. Noch weiter im Osten geht unser Niveau II in die Rumpffläche über, die Rudnyckyj<sup>1)</sup> in den Dniestrkarpathen nachgewiesen hat und die man sich gebildet denken kann durch Flüsse, die von dem alten Marmaroscher Gebirge einst nordwärts flossen, dann aber durch den Einbruch des ungarischen Beckens zu diesem abgelenkt wurden. Es ist nun merkwürdig, daß die am weitesten in das Gebirge hineinreichende Senkung des Alföld gerade dort stattfand, wo unser Niveau II am stärksten sinkt. Wenn diese beiden

<sup>1)</sup> Rudnyckyj: Siehe Anmerkung Seite 68, speziell Seite 77 ff.

Tatsachen in Zusammenhang zu bringen sind, dann wäre der Haupteinbruch des Alfeld mit den gewaltigen Hebungen des Flyschgebirges und den tektonischen Vorgängen in der zentralen Berglandschaft zusammen in das Intermediterrän zu versetzen, weil, wie wir gesehen haben, die Senkung des Niveau II in Mittelgalizien prätoronisch ist. Damit stimmt auch überein, daß die gewaltigen Eruptionen an den Randbrüchen des ungarischen Beckens, so viel bis heute bekannt ist, eben zum allergrößten Teile ins Intermediterrän zu versetzen ist. Sie hätten dann, wie Uhlig feststellte, nichts mit der Faltung der Karpathen zu tun, aber wohl würden sie mit den so imposanten tektonischen Vorgängen im Intermediterrän zusammenhängen, die ja für die Ausbildung des Reliefs gerade von der maßgebendsten Bedeutung waren.

Vor der Drucklegung kamen mir noch einige Nachrichten zu, welche die von mir eben entwickelten Ansichten über die Bedeutung des Intermediterräns für die Ausbildung des Reliefs der Karpathen zu bestätigen vermögen. Vor allem gelang es mir, im Sommer 1907 im oberungarischen Karst bei Rosenau präpontische Einebnungsflächen und tektonische Vorgänge nachzuweisen, die jünger sind als die letzte Faltung, aber älter als das Jungtertiär. Willis (siehe Anmerkung 4, Seite 69) und jüngst Cvijić (Vortrag in der Geograph. Gesellschaft Wien, 28./X. 1907) haben in ihren Studien über das Eiserne Tor große präjungmiozäne Einebnungs- und Erosionsperioden, Zeiten der Talbildung, hervorgerufen durch tektonische Störungen, die jünger als die Faltung sind, nachweisen können. Ähnlich gelang es Dr. H. Hassinger (Vortrag Geograph. Gesellschaft Wien, 9./XII. 1907) einen reichen Formenschatz in der Umgebung der Mährisch-Weißkirchner Wasserscheide, der auch in die Karpathen eingreift, nachzuweisen, der Einebnungs- und Erosionszeiten entstammt, die älter als das Jungmediterrän sind und deren Züge heute ganz wesentlich das Landschaftsbild bestimmen. Infolge dieser sich mehrenden Anzeichen wird wohl das, von Rudnyckyj<sup>1)</sup> angenommene diluviale Alter der hohen ostkarpathischen Rumpffläche einer erneuten Untersuchung zu unterziehen sein.

Mit einem Worte möchte ich noch der Bedeutung gedenken, die morphologisch-genetische Untersuchungen dieser Art für die Einteilung und Systematik der Flyschkarpathen, die bisher alle Forscher abgeschreckt haben, gewinnen können. Je nach der Ausbildung der Berg- und Hügellandschaft, der Bedeutung der Härte der Gesteine für das Landschaftsbild, der Entwicklung des hydrographischen Netzes und der Ausgestaltung der Hohlformen möchte ich folgende Einteilung der nordwestlichen Flyschkarpathen vorschlagen: 1. Der Typus des Weißen Gebirges in Mähren.

---

<sup>1)</sup> Rudnyckyj: Znadoby do morfologii Karpackago stocziszczca Dnistra, l. c. 79.

2. Der schlesische Typus. 3. Der westgalizische Typus. 4. Der mittelgalizische Typus. 5. Das San-Dniestrgebirge. Jeder dieser Typen zerfällt in zwei morphologisch, klimatisch, anthropologisch und wirtschaftlich vollkommen getrennte Landschaften: *A.* das Hügelland, *B.* das Bergland.

Auf die Einzelheiten der oben gestreiften Probleme und Ergebnisse und auf die Beweisführung im Detail, ebenso wie auf die Verfolgung anderer Probleme der zentralen Westkarpathen muß ich hier verzichten. Ich habe sie in meiner Arbeit versucht und hoffe sie an anderer Stelle ausführlicher wiedergeben zu können.

---