

Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen.

Von Dr. Ludomir R. v. Sawicki.

Die neueren morphologischen Methoden des vergleichenden Formenstudiums haben unter anderem der Erforschung der Mittelgebirge neue Impulse gegeben, so daß wir heute zweifellos im Verständnisse des früher als ziemlich einförmig und einer Analyse schwer zugänglich betrachteten Landschaftsbildes eines Mittelgebirges recht weit gekommen sind. Besonders eine Reihe bisher überhaupt morphologisch wenig durchforschter Gebirge Europas, wie die deutschen Mittelgebirge, der Appennin, die Karpathen, die Dinariden sind in ein helleres Licht gerückt worden, so daß wir über die jüngere Entwicklungsgeschichte mancher Teile derselben besser unterrichtet sind als über die Alpen, wo der glaziale Formenschatz alle älteren Formen maskiert oder vernichtet hat.

In den letzten Jahren sind auch eine Reihe von kleineren und größeren Arbeiten über die Morphologie und die jüngere Entwicklungsgeschichte der Karpathen erschienen. Ihr großes Interesse beruht neben der Analyse der Formen auch darauf, daß sie klar bewiesen haben, welche wichtige Rolle bei dieser Entwicklung Krustenbewegungen gespielt haben, die jünger sind als die Hauptfaltung des Gebirges. Es gelang auch, die Form und das Ausmaß dieser Bewegungen vielerorts nachzuweisen. Die Bedeutung der Beobachtungen wird um so mehr gehoben, als sie sich auf eine Strecke von 1200 km verteilen und gewisse Differenzierungen, zeitliche Verschiebungen in der Intensität und dem Alter der Krustenbewegungen erkennen lassen.

Von ganz allgemeinen Gesichtspunkten geleitet, haben schon Löwl,¹⁾ und aus der großen Höhendifferenz gleichartiger, jüngerer Ablagerungen Uhlig²⁾ und Friedberg³⁾

¹⁾ Löwl, Allgemeine Geologie, Klaars Erdkunde 1906, XI, S. 183.

²⁾ Uhlig, Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. d. kais. Wiener Akad. d. Wiss., mat.-naturw. Kl. 1907, CXVI, S. 32.

³⁾ Friedberg, Das Miozän der Niederung von Nowy Targ, ibidem 1906, CXV.

auf die Wahrscheinlichkeit nicht unbedeutender tektonischer Bewegungen, die jünger sind als die Faltung in den Karpathen, hingewiesen. Der erste, der, ausgehend von exakten morphologischen Beobachtungen, die er in den transsylvanischen Alpen gemacht hatte, deren Existenz klar aussprach, war E. de Martonne;⁴⁾ fast gleichzeitig kam zu ähnlichen Ergebnissen in den Ostkarpathen Galiziens St. Rudnyckyj.⁵⁾ Inzwischen hatte auch ich mich ähnlichen Studien in den Westkarpathen Galiziens, Mährens und Oberungarns,⁶⁾ bald auch im oberungarischen Karst gewidmet.⁷⁾ In allerjüngster Zeit hat St. Rudnyckyj seine Studien noch weiter geführt;⁸⁾ de Martonne erweiterte und vertiefte seine in den Südkarpathen und in Rumänien gewonnenen Resultate zu einer großen und schönen Synthese in der Monographie der transsylvanischen Alpen,⁹⁾ Cvijič veröffentlichte seine sehr interessante Studie über das

⁴⁾ E. de Martonne, Sur l'évolution du relief du Plateau de Mehedinti. *Compt. rend. Ac. Sc. Paris* 1904, CXXXVIII, S. 1058—1060.

— Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transsylvanie, *ibidem* 1904, CXXXVIII, S. 1440—1442.

— L'évolution morphologique des Karpathes méridionales. *Compt. rend. du VIII. Congrès international de Géographie. Washington 1904 (1905)* S. 138—145.

— Sur le caractère des hauts sommets des Karpathes méridionales. *Compt. rend. du Congrès pour l'avancement des Sciences. Bukarest 1903 (1905)*, S. 6.

⁵⁾ St. Rudnyckyj, Znadoby do morfologii Karpackago stočišča Dnistra. *Zbirnyk sekc. mat.-prirode. Tow. Ševčenko 1905*, X. Kurzes Résumé, *Diło, Lwów, 1906*, Nr. 233.

— Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestrgebietes I. *Geograph. Jahresber. aus Oesterr. Wien 1907*, V.

⁶⁾ L. Sawicki, Physiographische Studien aus den westgalizischen Karpathen. *Geograph. Jahresber. aus Oesterr. Wien 1908*, VII, S. 67—94.

— Z fizyografii Zachodnich Karpat. *Archiwum naukowe. Lwów 1909* (im Drucke).

⁷⁾ L. Sawicki, Skizze des slowakischen Karstes und der geographische Zyklus im Karst. *Kosmos, Lwów 1908*, XXXIII, S. 395—445.

⁸⁾ St. Rudnyckyj, Znadoby do morfologii pidkarpackago stočišča Dnistra. *Zbirnyk sekc. mat.-prirode. Tow. Ševčenko. Lwów 1907*, XI.

— Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestergbietes II. *Geograph. Jahresber. aus Oesterr. Wien 1908*, VIII, S. 95 ff.

⁹⁾ de Martonne, Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transsylvanie (Karpathes méridionales). *Rev. de géogr. annuelle (Velain) I, 1906/07, Paris (XII—XX)*, S. 1—279.

Eiserne Tor der Donau¹⁰⁾ und H. Hassinger begann seine morphologischen Untersuchungen in der Umgebung der Mährisch-Weißkirchner Wasserscheide.¹¹⁾ Sie alle gewannen auch Resultate hinsichtlich jüngerer Krustenbewegungen in den Karpathen und eben diese will ich kurz und kritisch in folgendem zusammenstellen und einige allgemeinere Folgerungen daraus ziehen.

I. Die westlichen Sandsteinkarpathen.

Ich will mit den Westkarpathen beginnen, wo, wie wir sehen werden, diese Krustenbewegungen am ältesten, nichtsdestoweniger aber sehr mannigfaltig sind und weil sich hier ihr Alter genau fixieren läßt; überdies sind mir persönlich die Westkarpathen am genauesten bekannt. In dem Formenschatze der Sandsteinkarpathen Westgaliziens müssen wir als wichtigste Formenelemente im großen unterscheiden:

1. Die gewaltige, jetzt durch Denudation schon etwas gewellte Einebnungsfläche des Hügellandes, die sich mit breiten Terrassen des Berglandes und kleinen Fußebenen am Nordfuße der Tatra in ein einheitliches, genetisch identisches Niveau verbindet. Dieses Niveau schneidet sowohl in der Terrassenlandschaft als in der Einebnungsfläche des Hügellandes das tektonische Relief, das die Ueberfaltung und Ueberschiebung der Karpathen geschaffen hatte, vollständig scharf ab, ist also jünger als der von der Hauptfaltung noch ergriffene Salzton von Wieliczka (unteres Mediterran).

2. Ueber dieses Niveau erheben sich im Berglande die noch nicht abgetragenen Denudationsreste eines älteren, bis fast zur Einebnung vorgeschrittenen Zyklus in Form von Inselbergen. Auch diese ältere, heute höher gelegene und stärker dislozierte Einebnung ist jünger als die Hauptfaltung.

3. So wie die höhere Einebnungsfläche von den Terrassen der niederen, so ist diese von noch jüngeren Tälern wieder

¹⁰⁾ J. Cviijič, Fachsitzung der k. k. Geographischen Gesellschaft Wien 28. X. 1907. Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 160. Gotha 1908.

¹¹⁾ H. Hassinger, Fachsitzung der k. k. Geographischen Gesellschaft. Wien 9. XII. 1907. Erscheint im Druck: Geograph. Jahresber. aus Oesterr. 1908, VII.

zerschnitten; nun finden wir in diesen jüngsten Tälern die transgressiv eingelagerten Reste des jungmiozänen Tortonienmeeres; wenigstens ist bis heute an keinem Punkte der Westkarpathen nachgewiesen, daß diese Reste tektonische Fenster der Unterlage der karpathischen Decken darstellten und es scheint dies auch unwahrscheinlich.

Diese Tatsachen zwingen uns, in die Spanne Zeit zwischen der Hauptfaltung und der Tortonientransgression, also zwischen das untere und obere Miozän (Intermediterrän) die Ausbildung einer zweifachen Einebnungsfläche und auch die in zwei Etappen erfolgte Zerschneidung derselben hineinzulegen. Die Verschiebung der unteren Erosionsbasis und damit die Zertalung konnten nur positive epeirogenetische Bewegungen verursachen, Bewegungen, die in zwei Etappen erfolgten und intermediterränen Alters sind. Die erste der Hebungen war mit einer Schiefstellung des oberen Niveaus, das heute ein Gefälle von 30⁰/₀₀ hat, verbunden; sie betrug am Südrande etwa 600 m. Die zweite Hebung war eine allgemeine, gleichmäßige Bewegung um etwa 200 m; sie verursachte eine Zerschneidung des unteren Niveaus durch 150 bis 200 m tiefe Täler, bevor die jungmiozäne Transgression kam, die Täler überflutete und verschüttete und durch die Täler der Ur-Skawa und Ur-Raba bis in das Becken von Nowy Targ vordrang, dabei die Berglandschaft in eine Insellandschaft auflöste, bis zu einem gewissen Grade ähnlich der heutigen dalmatinischen.

Bei Nowy Targ sind die jungmiozänen Ablagerungen bis heute erhalten geblieben, dank einer jüngeren lokalen Einbiegung des Beckens von Nowy Targ, welche auch die Ausräumung der subtatrischen, im weichen Gestein verlaufenden, subsequenten Rinne, die Ausbildung der Denudationsdurchbrüche der beiden Dunajec und der Bialka, schließlich die Ablenkung der obersten Ur-Skawa- und Ur-Rabaflüsse zum Dunajec verursachten.

Aber diese Einbiegung (Warping) des Beckens von Nowy Targ und ähnlich die des Beckens von Nowy Sącz sind nur lokale Abweichungen von der sonst ganz allgemeinen positiven epeirogenetischen Bewegung, welche die Westkarpathen Galiziens in postmiozäner Zeit ergriff. Die Tatsache, daß faziell und bathymetrisch gleichartige Bildungen des transgressiven Jung-

miozäns im Süden um 350 bis 500 m höher liegen als im Norden, zwingt uns zur Annahme einer Aufwölbung der inneren Karpathen von ungefähr diesen Dimensionen; es handelt sich um ein nicht unbedeutendes Bombement.

Das Alter dieses tektonischen Vorganges ist wegen des Mangels an sarmatischen und pliozänen Ablagerungen in Westgalizien nicht genauer zu fixieren. Aber die gewaltige Regression des sarmatischen Meeres läßt uns mutmaßen, daß sie eben durch die gebirgsbildenden Bewegungen der Westkarpathen verursacht wurde, ein Schluß, der durch die Analogie mit anderen Teilen der Karpathen, wo das Sarmatikum immer eine Epoche gebirgsbildender Bewegungen ist, unterstützt wird.

Von noch jüngeren pliozänen und pleistozänen Bewegungen in den Westkarpathen Galiziens wissen wir nichts oder nicht viel, die Genesis der diluvialen Terrassen ist noch nicht geklärt; jedenfalls waren sie unbedeutend. Aus alledem geht, u. zw. mit genügender Klarheit hervor, daß 1. das Relief der westgalizischen Sandsteinkarpathen ein relativ altes ist, 2. daß dessen Entwicklung vor allem durch eine Reihe jüngerer gebirgsbildender Bewegungen veranlaßt wurde, die in das Intermediterrän und das Sarmatikum fallen, und 3. daß dieselbe in drei Zyklen vor sich ging. Eine Zeit, die mit geologischen Mitteln und Methoden nicht näher beleuchtet werden konnte, erhielt durch morphologische Studien neues Licht über die dort im Jungtertiär vorgegangenen Denudationsprozesse und tektonische Bewegungen.

B. Willis,¹²⁾ der berühmte amerikanische Geologe und Morphologe, der auf seiner Rückkehr aus Asien sich in Europa längere Zeit aufhielt, war in Begleitung Uhligs auch kurze Zeit in der Umgebung des Beckens von Nowy Sącz und in Begleitung Cvijič' auch am Eisernen Tor. Sein Urteil über die morphologische Entwicklung Westgaliziens, das in den Hauptpunkten mit meinen Resultaten übereinstimmt, lautet folgendermaßen: „Die Hauptfaltung ist postoligozän, aber die Physiographie der Landschaft verrät uns noch jüngere Krustenbewegungen. Das durch die Faltung entstandene Gebirge wurde

¹²⁾ B. Willis, Report on geological investigations. 4. Yearbook of the Carnegie Institution of Washington 1906, S. 197.

abgetragen und in ein niedriges, flachwelliges Hügelland umgestaltet. Dieses Hügelland wurde später gehoben und schief gestellt; so entstand ein jüngeres Karpathengebirge,“ dessen Verhältnis zum ersten Willis in den erhaltenen, spärlichen Resten nicht klar werden konnte. Der Dunajec und ähnliche Flüsse entwickelten sich schon auf dem ersten Hügellande; behielten ihren Lauf während der späteren Veränderungen bei und senkten ihre Mäander und Windungen beim Vertiefen des Talbodens, bei der mit der Hebung parallel gehenden Verjüngung ein. Sie hatten sich schon breite Böden geschaffen, bevor die jungmiozäne Transgression sie überflutete, in Aesturen weit gebirgseinwärts drang und eine Terrassenlandschaft zur Ausbildung brachte. Während des Pliozän erfolgte eine neuerliche Hebung (nach Willis), welche die Ausräumung der verschütteten Täler zur Folge hatte.

II. Die westlichen Zentralkarpathen.

In die Landschaft der zentralen oberungarischen Karpathen führen uns die antezedenten Durchbruchstäler der aus ihnen kommenden oder in sie strömenden Flüsse, des Poprad und der Arva. Mit ihrer Hilfe gelang es mir, festzustellen, daß auch das Zips-Liptauer und das Turoczer Becken (das letztere ist das denkbar typischste tektonische Becken) ihr heutiges Aussehen intermediterranen und postmiozänen Krustenbewegungen danken. Entlang des Poprad fand ich einen hohen, intermediterranen Talboden, der bei Orlów 300 m hoch über dem Zipser Becken abbricht. Nach der Bildung dieses Talbodens muß also das Zipser Becken noch um 300 m relativ eingesunken sein. Diese Senkungsbewegung ist jünger als die Epoche der tektonischen Hauptbewegungen. Das Einsinken des obersten Popradgebietes verursachte einerseits ein bedeutendes Altern der Formen dieses Gebietes und andererseits ermöglichte es den siegreichen Kampf des jugendlichen Hernad gegen den Poprad, dessen Wasserscheide sich eben nicht im Gleichgewichte befindet. Die Tatsache, daß dieser Kampf, obgleich er schon zu einigen Anzapfungen seitens des Hernad geführt hat, noch nicht beendet ist, spricht für die Jugendlichkeit der ihn verursachenden tektonischen Prozesse.

Auch der Turoczer Kessel erhielt sein heutiges Aussehen erst spät nach der tektonischen Hauptbewegung; da die Arva erst nach der, wie wir sahen, sarmatischen Einbiegung des Beckens von Nowy Targ das Einzugsgebiet der heutigen Weißen Arva, die früher zur Skawa floß, anzapfte, was gewiß schon früher erfolgt wäre, wenn sie im Turoczer Becken eben eine tiefere Erosionsbasis schon früher gehabt hätte, so dürfte das Turoczer Becken erst nach dem Sarmatikum zur heutigen Tiefe eingesunken sein. Diese Anschauung wird durch die Tatsache unterstützt, daß im Turoczer Kessel sich Kalk- und Schotterablagerungen finden, deren Alter von Andrian¹³⁾ und Uhlig¹⁴⁾ als pliozän angesprochen wurde (auf Grund von Kongeria- und Paludinafunden), und die noch disloziert sind. Also Störungen fanden noch im Pliozän statt, wie die anormale Lagerung der gewaltigen Deltaschotter bei Znió-Váralja beweist. Wir müssen also wohl in der Genesis der zentralen Kessel: 1. die Hauptepeche der Beckenbildung von miozänem Alter und 2. die Vertiefung des Beckens und die jüngeren Dislokationen im Pliozän in Betracht ziehen. Es fällt uns ein gewisser Parallelismus der Senkungs- bewegungen in den Zentralkarpathen und den Hebungsbewegungen in den Sandsteinkarpathen auf, und eben dieser Umstand läßt die Deutung derselben als Oszillationsbewegungen der Erdrinde mit isostatischem Charakter zu.

Das Studium des slowakischen Karstes, das ich im Jahre 1907 durchführte, ließ mich die Geschichte einer erhabenen Partie der Zentralkarpathen, zugleich der Randpartie gegen das große ungarische Becken kennen lernen. Es gelang mir, festzustellen, daß nach den Hauptdislokationen, die, wenn die Kohlen von Somodi wirklich (nach v. Lóczy¹⁵⁾ als oligozän anzusehen sind, präoligozänen Alters sind, auch postoligozäne Brüche, von denen die Kohlen noch betroffen wurden, erfolgten, hierauf eine große Einebnung der Karstplatte statt-

¹³⁾ Andrian, Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A. 1865, XVI, S. 196.

Hauer, ibidem 1869, XIX, S. 532.

¹⁴⁾ Uhlig, Geologie des Fatrakrivengebirges. Denkschr. der k. k. Wiener Akad. d. Wiss. mat.-naturw. Kl. 1902, LXX, S. 535.

¹⁵⁾ Sobanyi, Entwicklungsgeschichte des Kanyaptabeckens. Föld. Közl. 1896, XXVI, 273 ff.

fand, so daß sie die Fußebene des Zips-Gömörer Erzgebirges darstellte und vielleicht bis zum Bükkgebirge reichte. Die fluviatile Einebnung ist fast mit Sicherheit der Existenz von Monadnocks, hoch gelegenen Flußschottern und dem Fehlen mariner Ablagerungen zu entnehmen; natürlich konnte sie nur stattfinden, wenn die Platte so tief lag, daß sie mit dem Karstwasserspiegel fast zusammenfiel. Bevor noch die pontische Transgression hereinbrach, die ihre Spuren in Strandterrassen, Strandbildungen, zugehörigen Deltabildungen und Verschüttungen zurückgelassen hat, wurde die eingeebnete Karstplatte nicht nur gehoben und so dem Karstprozesse preisgegeben, sondern auch von Tälern zerschnitten, die noch bedeutend unter den heutigen Talboden herabreichten, wie durch Bohrungen nachgewiesen werden konnte. Eine Parallelerscheinung zur gleichzeitigen sarmatischen Hebung Westgaliziens, wo die Becken von Nowy Targ und Nowy Sącz eingebogen wurden, ist hier, daß während der Hebung die poljenähnlichen Talungen von Rozsnyó und Kanyapta einsanken. Die Hauptdislokationen erkennen wir auch hier nur im Schichtbau, im Bau der Oberfläche hingegen spiegeln sich nur die mannigfaltigen jungtertiären Krustenbewegungen.

Die obigen Anschauungen fanden eine Stütze in zwei bedeutsamen Tatsachen. Schon Uhlig¹⁶⁾ hatte nachgewiesen, daß die gewaltigen vulkanischen Eruptionen von Oberungarn an der Innenseite der Karpathen trotz ihrer Ausdehnung und Intensität in keiner Beziehung zur Hauptfaltung der Karpathen stehen, sondern jüngere, posthume Vorgänge sind. Nun muß darauf hingewiesen werden, daß nach den Untersuchungen von Richthofen, Szabo, Böckh, Rączkiewicz, Andrian, Foetterle, Paul, Schafarzik, Gáal usw. die ganz überwiegende Masse der Eruptionen zwischen das untere und obere Mediterran fällt; das Intermediterran ist die Hauptphase der Ausbrüche. Nichts klarer, als daß sie eben mit den großen intermediterranen Krustenbewegungen der zentralen und externen Westkarpathen, die ich nachgewiesen und eben besprochen habe, zusammenfallen, zeitlich und kausal. Und daß gerade diese Krustenbewegungen von so gewaltigen Eruptionen

¹⁶⁾ Uhlig, Bau und Bild der Karpathen, Wien 1903.

begleitet waren, die Hauptfaltung aber nicht, deute ich mir damit, daß die Hauptfaltung tief in der Erdkruste unter einem gewaltigen Drucke der auflastenden Gesteinsmassen stattfand, welcher den eruptiven Magmen nicht gestattete, an die Oberfläche zu kommen, während gerade erst die jüngeren Krustenbewegungen oberflächliche, wirklich gebirgsbildende Vorgänge waren.

Noch eine zweite wichtige morphologische Tatsache stimmt mit den obigen Ausführungen überein. Wenn wir den Weiterverlauf der in Westgalizien nachgewiesenen Formen gegen Osten verfolgen, finden wir, daß das obere Einebnungsniveau östlich vom Poprad sich senkt, das untere aber nicht. Da sich die Senkung des oberen Niveaus nicht durch intensivere Denudation erklären läßt, weil durch diese das Niveau als solches zerstört, aber nicht in gutem Erhaltungszustande gesenkt worden wäre, so müssen wir annehmen, daß diese Senkung tektonischen Vorgängen zu danken ist und deren Alter dadurch als intermediterrän fixiert ist, daß das untere Niveau nicht mehr von diesem Vorgang ergriffen wurde. Es fällt weiter auf, daß diese Senkung des oberen Niveaus, das weiter im Osten sich wieder hebt, gerade dort stattfand, wo das gewaltige ungarische Senkungsfeld des Alföld am weitesten nach Norden vorspringt und die ganzen zentralen Karpathen verschlungen hat; es ist daher nicht von der Hand zu weisen, daß beide Erscheinungen, Senkung des oberen Niveaus und Einbruch des Alföld, genetisch und zeitlich miteinander zusammenhängen. Eine genaue Untersuchung der vertikalen und horizontalen Verteilung des Jungmiozäns an den Rändern des Alföld würde über diese Frage uns eindeutig aufklären.

Die westgalizischen Hebungen, die Aufwölbungen der zentralkarpathischen Kerngebirge und der Platte des slowakischen Karstes, die Einbiegung der zentralkarpathischen Becken, die Einsenkung des mittelgalizischen oberen Niveaus, schließlich der Einbruch des Alföld und die Vulkanausbrüche Oberungarns sind eine Gruppe tektonischer Erscheinungen und deren Folgen, die eng miteinander zusammenhängen, als Ausdruck der jungen Krustenbewegungen in den Westkarpathen.

In der Sitzung der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien vom 9. Dezember 1907 gab Dr. H. Hassinger Rechen-

schaft über die Ergebnisse seiner morphologischen Studien in der Umgebung der Mährischen Pforte, die sich mit meinen Studien und den obigen Ausführungen eng verknüpfen. Von diesen Ergebnissen, die sich im Drucke befinden, will ich vor ihrer Publikation nur folgendes erwähnen: Es gelang H. Hassinger, vor der jungmediterranen Transgression hier eine Landphase festzustellen, während welcher sowohl der Sudetenrand als auch der Karpathenrand nicht nur eingeebnet wurden, sondern hierauf auch noch gehoben und zertalt wurden. In dem widerstandsfähigeren sudetischen Materiale erhielten sich die Einebnungsformen bis heute ganz ausgezeichnet, viel besser, als in dem leicht zerstörbaren, weichen Flyschmaterialie. Jedenfalls haben wir hier ein Relief vor uns, das geschaffen wurde 1. durch eine intermediterrane Einebnung, 2. Hebung und 3. Zertalung. Dieses Relief wurde vom jungmiozänen Meere und seinen Ablagerungen verschüttet; die Verschüttungsmassen sind ähnlich wie in Westgalizien noch nicht vollständig aus den miozänen Talformen ausgeräumt worden.

Noch jüngere Krustenbewegungen fanden hier entweder, wie Hassinger ausführt, überhaupt nicht statt, denn die Strandterrassen des pliozänen Meeres, deren auffallendste Formen zwischen 360 und 380 m und 520 bis 540 m liegen, liegen ungestört fast horizontal, oder sie waren reine Hebungen ohne Schiefstellung, wie man aus dem hochgelegenen Miozän von Wigstadtl (480 m) vermuten möchte. Jedenfalls aber waren diese Bewegungen nicht bedeutend.

Auch die Kleinen Karpathen haben ihre besonderen jüngeren Krustenbewegungen, die jünger sind als die Faltung. Nur so können wir uns erklären, daß auf dem Passe von Miava sich das jüngere Miozän in 440 m Höhe findet,¹⁷⁾ während es knapp daneben, im Waagtale, scheint es, nicht über 290 m¹⁸⁾ Höhe hinausgeht; ja selbst das Sarmatikum fand man in den Kleinen Karpathen bis 400 m Höhe,¹⁹⁾ während

¹⁷⁾ Beck und Vettors, Geol. d. Kl. Karpathen. Wien 1905, Karte.

¹⁸⁾ Stur, Jahrb. d. Geol. R.-A. 1860, X, S. 112.

Rückert, Verh. d. Geol. R.-A. 1864, XIV, S. 235/6.

¹⁹⁾ Fuchs, Jahrb. d. Geol. R.-A. 1868, XVIII, S. 284.

Toula, Verh. d. Geol. R.-A. 1886, S. 404.

es auf der anderen Seite des Wiener Beckens nur bis 280 m, am Eichkogel bei Mödling bis 300 m reicht. Auch eine Reihe hydrographischer Anomalien, wie ich sie vor kurzem beschrieben habe, lassen sich ohne jüngere Krustenbewegungen wohl nicht erklären.²⁰⁾ Unverständlich ist heute nur die Beobachtung Sturs,²¹⁾ daß auf dem Miavapasse (nach der handschriftlichen geologischen Karte der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, die mir zur Einsicht vorlag, auf den Erhebungen Varakovic [425 m] und bei Bukovec [450 m]) hochgelegene, gut gerundete Flußschotter von Granit, Gneis, Melaphyr, Porphyry und Trachyt lägen. Man könnte daran denken, sie für ein hier in den Pontischen See geschüttetes Waagdelta zu halten. Aber Stur versichert, daß man in diesen Schottern einen Zahn von *Elephas primigenius* gefunden habe, was das diluviale Alter dieser Schotter beweisen würde. Dann wären wir aber gezwungen, im Quartär eine Verschiebung der Erosionsbasis des Waag- und Marchsystems um 200 m anzunehmen, was mit zahlreichen Beobachtungen im Widerspruch steht. Ueberdies haben wir nirgends in den Karpathen Beweise für so gewaltige tektonische Vorgänge im Quartär; deshalb betrachte ich bis auf weiteres den Elefantenzahn als auf sekundärer Lagerstätte gelegen.

Im ganzen halte ich tektonische Bewegungen quartären Alters in den Westkarpathen wohl für wahrscheinlich, aber für unbedeutend; allerdings ist eine Studie über die westkarpathischen Terrassen noch zu machen. Doch scheint es, daß die höchsten, pleistozänen Terrassen im Innern der Karpathen nicht über 40 m emporreichen und damit beweisen, daß die Erosionsbasis der Flüsse im Quartär höchstens um diesen Betrag sank, wobei die Frage noch offen bleibt, ob diese Senkung der Erosionsbasis tektonischen oder anderen Vorgängen zu danken ist. Moränen und fluvioglaziale Schotter gehen in der Umgebung der Tatra und in der Niederen Tatra bis auf die heutigen Talböden herab, die Uebertiefung der unteren Talpartien ist so schwach, daß die präglaziale Oberfläche von der heutigen nicht allzu bedeutend abweichen konnte

²⁰⁾ Siehe meine Studie: *Z Fyzjografii Zachodnich Karpat 1909* (im Druck).

²¹⁾ Stur, *Jahrb. d. Geol. R.-A.* 1860, S. 69.

und damit klar wird, daß die Zertalung der Westkarpathen zu Beginn der Quartärzeit ungefähr gleich war der heutigen. Angesichts dieser Umstände ziehe ich es vor, das Auftreten des nordischen Glaziales und zahlreicher Findlinge in den westgalizischen Karpathen auf bedeutender Höhe (400 und 420 m), ähnlich wie Uhlig,²²⁾ mit dem großen, durch den Karpathenrand verursachten Stau des nordischen Eises als mit großen tektonischen Bewegungen zu verbinden.

III. Die Ostkarpathen.

Gerade zu entgegengesetzten Ergebnissen kam St. Rudnyckyj nach längeren, in den Jahren 1903/1906 in den Ostgalizischen Karpathen durchgeführten Studien. Als wichtiges und unbestrittenes Ergebnis seiner Forschungen müssen wir die Feststellung einer großen Einebnung in der Gipfelregion der Flyschkarpathen am Dnjestr bezeichnen: es ergab sich, daß das Relief der Ostkarpathen nicht der Struktur, sondern höchstens bis zu einem gewissen Grade den Härtedifferenzen der Schichten entspricht und seine Erhebung einer gewaltigen Hebung zu danken hat, die jünger ist als die Hauptfaltung. Auf den Rücken, in den Quellgebieten der Täler fand er immer ein reifes bis seniles Relief, dagegen an den unteren Hängen, in den Talböden bedeutend jugendlichere Formen. Diese morphologische Anomalie beweist deutlich, daß der ganze Formenschatz zwei verschiedenen Zyklen angehört, die zweifellos getrennt sind durch einen tektonischen Vorgang. Da nun der ältere Zyklus sich erst nach der Hauptfaltung zu entwickeln beginnen konnte, so muß diese eingeschaltete tektonische Bewegung, welche den jüngeren Zyklus verursachte, auch jünger sein.

Der ältere Zyklus hatte sich schon sehr der Greisenhaftigkeit genähert; die von dem damals wahrscheinlich noch höher gelegenen Marmaroser Massiv gegen Norden herabfließenden Flüsse hatten in weitgehendem Maße das tektonische Relief bis zu einem Rumpfhügellande eingeebnet; diese konsequente Flüsse entwickelten in der senilen Landschaft Schlingen und

²²⁾ Uhlig, Beiträge zur Geologie der Westgalizischen Karpathen. Jahrb. d. Geol. R.-A. Wien 1883, XXXIII, S. 553.

Mäander. Während des jüngeren Zyklus, der mit der Hebung und Schiefstellung der gealterten Denudationsfläche einsetzte, verjüngte sich das ganze Land, u. zw. von den randlichen Gebieten gebirgseinwärts. Es entwickelten sich jugendliche Talformen, die Flüsse tieften sich ein, paßten sich in weitgehendem Maße der Widerstandsfähigkeit des Materiales an, die Schlingen und Mäander wurden gleichzeitig als Zeugen einer älteren Entwicklung eingesenkt. Ob dieser jüngere Zyklus einheitlich ist oder etappenweise vor sich ging, ist vorläufig noch unbekannt. Eine Reihe von Erosionsleisten an den Gehängen spricht allerdings für einen mehrfachen Wechsel von Erosions- und Einebnungsphasen.

Das Marmaroser Massiv scheint gleichzeitig mit dem Alföld eingesunken zu sein und so der Oberlauf der einst nach Norden gerichteten Flüsse gegen Süden abgelenkt worden zu sein. Die plötzlich gegebene tiefe Erosionsbasis an der Südseite des Karpathenbogens ermöglichte, ähnlich wie am Hernad im Zipser Becken, einen für die Donauzuflüsse siegreichen Kampf um die Wasserscheide, die noch heute nordwärts gedrängt wird, wodurch sich das konsequente hydrographische Netz des Dniestr und seiner Zuflüsse zusehends verkleinert.

Die wichtigste Frage für uns an dieser Stelle ist die Frage nach dem Alter der jungen Krustenbewegung, welche die beiden Zyklen scheidet. Es ist dies eine bis heute unentschiedene Frage. Rudnycky hat selbst im Laufe der Zeit seine Ansichten ein wenig modifiziert und besonders nach seiner ersten Abhandlung, auf die sich auch Penck²³⁾ stützte, entspann sich zwischen ihm und Romer eine lebhaftere Diskussion²⁴⁾ gerade bezüglich dieser Frage. Romer hatte sich inzwischen in seiner Studie über die Entwicklung des Dniestrtales²⁵⁾ vollständig gegen die Anschauungen Rudnyckyjs

²³⁾ A. Penck, Beobachtung als Grundlage der Geographie. Berlin 1906.

²⁴⁾ In der Fachschrift Kosmos, Lwów, 1907, XXXII: Romer, S. 243—246, S. 373—378.

Rudnycky, S. 367—372, S. 462—463.

²⁵⁾ E. Romer, Beiträge zur Geschichte des Dniestrtales. Mitteilung d. k. k. Geogr. Gesellschaft, Wien 1907, L, S. 275—93.

Kilka przyczynków do historyi doliny Dniestru. Kosmos, Lwów, 1906, XXXI, S. 363.

ausgesprochen. Ich will versuchen, die Frage wenigstens in allergrößtem Umriß zu analysieren und dann meine eigene Anschauung zu begründen.

Rudnyckyj war früher der Ansicht, daß die Einebnung der Flyschkarpathen vielleicht der Abrasion des jungmiozänen Meeres zu danken sei, deren intensive morphologische Effekte er in den Westkarpathen bemerkt haben wollte. Die West- und Ostkarpathen weisen seiner Ansicht nach große Aehnlichkeiten auf in der morphologischen Ausgestaltung; nur ist dort das transgressive Jungmediterrän in Denudationsrelikten erhalten, hier nicht. Aber wir müssen doch daran festhalten, daß das Verhältnis des Flyschgebirges zum jüngeren Miozän im Osten und im Westen ein ganz verschiedenes ist.

Hier sind die Tortonienablagerungen transgressiv in ein älteres Relief gelagert, dort aber von dem Flyschgebirge überschoben, das junge Miozän selbst noch leicht gefaltet. Daraus könnte man schließen, daß die Einebnung überhaupt erst postmiozän ist. Aber die Anschauung, daß sie doch noch im Intermediterrän stattfand und die Rumpflandschaft dann durch postmiozäne, vielleicht sarmatische epirogenetische Bewegungen gehoben und entlang des Nordrandes leicht über das Vorland geschoben wurde, wird durch manche Umstände gestützt und durch nichts widerlegt. Die Rumpflandschaft wurde dabei vielleicht etwas deformiert, aber nicht bis zur Unkenntlichkeit entstellt. Eine solche Hebung an und für sich könnte schon das weiche, miozäne Vorland in weite Falten werfen; andererseits entstanden die großen, leichten Falten im Miozän sicher nicht unter demselben Druck, der das viel härtere Flyschmaterial in die komplizierte Schuppenstruktur geworfen hat. Die beiden Prozesse sind nicht identisch und nicht gleichzeitig. Daß die Flyschkarpathen Ostgaliziens schon im Miozän eine Rumpflandschaft waren, wird gestützt durch die Tatsache des fast geradlinigen Verlaufes der Verbreitungsgrenze des Jungmiozäns. Im Westen, wo das präjungmiozäne Relief mannigfaltig war, ist diese Linie auch mannigfaltig, stark gebuchtet und unregelmäßig. Hier gleicht ihr geradliniger Verlauf dem einer Küste, die durch Untertauchen einer Peneplain entstehen muß. Weiter stimmt der petrographische Charakter der Ablagerungen des Jungmiozäns vollkommen mit dem von Rumpfflächenablage-

rungen überein. Es handelt sich vorwiegend um Sande und besonders um Tone (Krakowiecer Tone); in dieser Hinsicht erinnert das Miozän Ostgaliziens an das Pliozän des Nordappennin²⁶⁾ und sticht von dem Miozän Westgaliziens und seinen Grund- und Strandkonglomeraten und groben Sanden scharf und bezeichnend ab. Weiters überrascht uns die Tatsache, daß das Miozän im ganzen subkarpathischen Gebiet mit Ausnahme des Südrandes zu 300 m emporreicht. Wäre die Peneplain des Sandsteingebirges postmiozän, müßte sie auch dieses Miozän schneiden in einer Fläche, die heute nach der (sarmatischen) Hebung und Schiefstellung steil nördlich sinkt, was aber nicht der Fall ist. Die Oberfläche der Rumpflandschaft und die des subkarpathischen Miozäns sind eben nicht identisch, sondern schneiden sich, u. zw. unter scharfem Winkel. Da erhebt sich der merkwürdig steile Karpathenrand, der sich ganz nahe am Rande durch hohe Berge auszeichnet (z. B. Ciuchowy dział bei Schodnica 942 m (Entfernung vom Rande 4 km), Koniacz 953 m, Dyl 997 m bei Nadwórna (Entfernung 7 km). Dieser Steilrand, dem in den Westkarpathen ein Analogon gänzlich fehlt, sieht aus wie die Stirn einer gegen Nord überschobenen, gehobenen Masse. So viel können wir heute sagen, so heikel auch die Frage ist, die karpathische Rumpffläche schneidet das Miozän nicht. Die Diskordanz zwischen der heutigen Oberfläche des Miozäns und dem tektonischen Relief können auch die pliozänen und pleistozänen Denudationsprozesse genügend erklären.

Es wird vielleicht auch möglich sein, auf der Südseite des Hauptkammes der Karpathen das Alter des älteren Zyklus zu fixieren. Es ziehen hier die senilen Formen des älteren Zyklus in herrlichen, gewaltigen, eingeebneten Rücken vom Hauptkamm am Świdowiec und an der Bliźnica herab gegen das Theißtal. Auf 15 km Länge senken sich die Rücken ganz gleichmäßig mit 70 bis 30⁰/₀₀ von 1500 auf 500 m. Auch diese Rumpflandschaft war gehoben, schief gestellt und zertalt worden. Am Rande dieser Landschaft liegt das jüngere

²⁶⁾ G. Braun, Beiträge zur Morphologie des nördl. Appennin. Zeitschrift d. Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1907, S. 510—538.

— Sawicki L., Un viaggio di studio morfologico per l'Italia Settentrionale. Rivista geogr. italiana 1909, 1—26.

Mediterran des ungarischen Beckens und es ließe sich hier wohl leicht feststellen, ob das Miozän noch von den senilen Rückenformen des älteren Zyklus einheitlich geschnitten wird oder nicht, ob also deren Oberfläche unter das Miozän einschließt.

Jedenfalls können wir nicht zweifeln, daß die ostkarpathische Einebnungsfläche jungtertiär ist und nicht diluvial, obwohl ganz einwandfreie positive Beweise noch nicht gefunden wurden. Wenn dem so ist, so mußte schon die Hebung des eingeebneten Landes, die verbunden war mit einer nordwärts gerichteten Ueberschiebung, die Zertalung desselben, die Vernichtung der Peneplain zur Folge haben. Das Alter der Hebung ist uns nicht genau bekannt; ich halte sie mit Anlehnung an analoge Verhältnisse im Westen und Osten für sarmatisch. Die älteste Zertalung der Peneplain dürfte hienach auch sarmatisch sein; damit stimmt der Rückzug des sarmatischen Meeres auf die damals noch nicht gehobene podolische Platte überein.

Es ist wohl fraglos, daß die Ostkarpathen während des ganzen Pliozäns Festland waren, ebenso wie das unmittelbar benachbarte Vorland. Da wir bisher weder sarmatische, noch pontische Landbildungen aus den Ostkarpathen kennen, können wir auch nicht entscheiden, welche Fortschritte der Prozeß der Talbildung in den einzelnen Epochen machte. Aber den Mangel an solchen Ablagerungen brauchen wir durchaus nicht, wie es Rudnyckyj getan hat, so aufzufassen, als ob damals die Karpathen noch nicht gehoben und zertalt worden wären und die trägen, nicht mehr erodierenden Rumpfflächenflüsse keine Materialien abgelagert hätten. Dieser Mangel erklärt sich schon dadurch, daß eben die ganze Landschaft unter dem Zeichen der Erosion und nicht der Akkumulation stand. In einer Erosionslandschaft ist die Sedimentation sehr gering und nur lokal, worüber uns ein Blick in die heutigen Karpathen in klarer Weise belehrt. Das herausgearbeitete und herausgetragene Material wurde eben weiter im Norden und Osten, im sarmatischen und pontischen Meere abgelagert. Rudnyckyj vergißt, daß damals die subkarpathische Geosynklinale noch kein morphologisches Becken war, wo große Akkumulationen stattfinden konnten wie heute und im

Quartär, weil eben im Jungtertiär die podolische Platte noch tief lag; hier finden wir in den sarmatischen Bildungen wirklich terrigene Sande und strandnahe Riffe des sich zurückziehenden Meeres. Vielleicht gab es auch lokale Sedimentationen auf dem Lande; aber die Altersfixierung solcher fluvialen Ablagerungen ist meist sehr schwierig, wenn nicht unmöglich; überdies konnten sie unter der pleistozänen Denudation stark gelitten haben. Ja, ich halte eben den Mangel an Ablagerungen für einen gewichtigen Beweis einer ganz intensiven Erosion, denn eher konnten Ablagerungen auf einem Rumpfe liegen bleiben, als in einer Erosionslandschaft.

Wir müssen also mit aller Bestimmtheit daran festhalten, daß die Zertalung der Ostkarpathen größtenteils noch im Jungtertiär erfolgte. Rudnyckyj hatte hingegen sowohl die Hebung der Karpathen als die Zertalung derselben als diluvial angesprochen. Er stützte seine Anschauungen auf folgende Punkte: 1. das Jungmiozän tritt am Südrande seiner Verbreitung in etwas größerer Höhe auf als sonst; 2. gerade die quartären Schotterlager sind sehr mächtig und scheinen damit zu verraten, daß die Erosion in den Karpathen erst im Diluvium begann; 3. pliozäne Ablagerungen hingegen fehlen vollständig; 4. die glazialen Ablagerungen liegen entlang des Karpathenrandes merkwürdig hoch und scheinen damit für eine postglaziale Hebung zu sprechen. Punkt 1 beweist nur die Existenz postmiozäner Krustenbewegungen, die auch wir fordern, Punkt 3, wie wir sahen, eine Zeit intensiver Erosion im Pliozän in den Karpathen. Punkt 2 belehrt uns nur darüber, daß im Pleistozän die Transportkraft der Gewässer bedeutend erhöht war, was wir in Anbetracht der großen Schmelzwassermengen ganz natürlich finden werden und daß das transportierte Material nicht aus dem oberen Dniestrbecken herausgetragen werden konnte, was uns auch klar wird, wenn wir bedenken, daß damals die podolische Platte, eben gehoben, einen großen Rückstau auf das obere Dniestrtal ausüben mußte. In Westgalizien, wo dieser Stau fehlte, sind die fluvioglazialen Bildungen auch durchaus nicht so mächtig. Im Osten erfolgte damals eine Zuschüttung der ganzen Subkarpathen um 50 m. Und erst in dieser Zuschüttungsmasse wurden die merkwürdigen senilen und W—E gerichteten Täler, wie das der

Błożewka eingetieft; sie sind nicht älter als quartär, aber dank der sehr geringen Widerstandsfähigkeit der quartären Bildungen schon greisenhaft. Nur nebenbei will ich betonen, daß es nicht angeht, wie Rüdnycky es getan hat, aus dem Mangel von Glazialspuren auf selbst bis 1400 m hohen Bergen des Dniestreinzugsgebietes auf eine postglaziale Hebung derselben zu schließen; im Gegenteil: unsere heutige Kenntnis von den Schneegrenzen in den Ostkarpathen fordert die Nichtexistenz von Glazialformen auf so niedrigen Bergen.

Wenn die besprochenen Erscheinungen eine diluviale Hebung der Ostkarpathen in bedeutendem Ausmaße nicht zu beweisen vermögen, so sprechen zwei Gruppen von Erscheinungen unzweideutig dagegen, denn sie belehren uns, daß zu Beginn der Quartärepoche die Zertalung der Karpathen schon ungefähr ebenso intensiv und tief reichend war wie heute. Von den über 1700 m hohen Bergen stießen Talgletscher bis zu ziemlich bedeutenden Tiefen herab, so besonders in der Czarnohora. Ich stellte zum Beispiel im obersten Pruthtale ein durch schöne Seiten- und Endmoränen nachweisbares Gletscherende in 1150 bis 1100 m fest; damals mußten die Täler schon relativ 600 bis 700 m eingetieft gewesen sein in die karpathische Rumpflandschaft. Da die kurzen und schwachen Gletscherzungen besonders an ihrem Ende kaum oder höchstens ganz unbedeutend übertiefen konnten, man auch eine solche Uebertiefung in der Natur in der Gegend der Gletscherenden nicht feststellen kann, so müssen — das geht klar aus dem ganzen hervor — die präglazialen Täler schon fast ebenso tief eingeschnitten gewesen sein wie die heutigen. Die große Anzahl an Karen, deren ich z. B. in der Czarnohora 16 auf der Nordabdachung zählte, versichert uns darüber, daß auch die Taldichte im Präglazial sich mit der heutigen ungefähr deckte. Die ganze Form und Erscheinungsweise des Glazialphänomens in der Czarnohora ist unverständlich, wenn die Karpathen bis in die Quartärzeit eine Rumpffläche gewesen wären. Ja, ich vermute, daß selbst die Talformen (mit Ausnahme der Quellgebiete) im Präglazial nicht reifer, sondern jünger waren wie heute.²⁷⁾

²⁷⁾ Romer (Epoka lodowa na Swidowcu. Kraków 1906, S. 55—63) hatte angenommen, daß die präglaziale Oberfläche sehr alt und die um

Die zweite Tatsache, die zweifellos beweist, daß die Karpathen im Diluvium schon tief zertalt waren, ist, daß alle sicher oder wahrscheinlich diluvialen Terrassen sich in den Karpathentälern und im Vorlande nicht mehr als 50 m über dem heutigen Talboden erheben, aber einige hundert Meter tiefer liegen als die Rumpflandschaft der Gipfelregion. Wenn diese Terrassen nicht etwa eine Folgeerscheinung des gewaltigen Staues im Vorlande sind, den die Hebung Podoliens zusammen mit dem nordischen Glazialphänomen am oberen Dniestr verursachen mußte, kann eine Verschiebung der Erosionsbasis der Karpathentäler durch tektonische Vorgänge im Pleistozän das Ausmaß von 50 m nicht überschreiten. Die übrigen 250 bis 550 m, um die die Täler in die Rumpflandschaft eingetieft sind, müssen wir tertiären Vorgängen zuschreiben.

Wenn ich also kurz resümiere, können wir feststellen, daß auf die wahrscheinliche miozäne Einebnung der ostgalizischen Karpathen sarmatische und pliozäne Krustenbewegungen folgten, welche 1. die Karpathen um 300 bis 550 m emportrieben und 2. die Rumpflandschaft auf das Miozän überschoben. Die im Süden kräftiger gehobene Rumpflandschaft wurde schiefgestellt und durch sarmatische und pliozäne Täler zerschnitten. Die in den Karpathen ganz schwachen diluvialen tektonischen Bewegungen nahmen im Vorlande den Charakter eines sanften Einsinkens, in Podolien einer gewaltigen Hebung an.

150 bis 400 m tiefer gelegene interglaziale Oberfläche noch immer stark ausgereift war; deshalb mußte er der Glazialerosion gewaltige Wirkungen auf die Umgestaltung der Oberfläche zuschreiben. Romer hat heute selbst seine Anschauungen aufgegeben, da das „interglaziale“ Niveau keinem pleistozänen, sondern einem tertiären Niveau entsprechen muß. Während ein präglaziales oder interglaziales Niveau, das in der Gegend des Uebertiefungsmaximums hoch über dem heutigen hängt, talabwärts mit abnehmender Uebertiefung den heutigen Talböden sich nähern muß, wächst an der Theil der Höhenunterschied des heutigen und des „interglazialen“ Niveaus talabwärts. Die Zerschneidung dieses mittleren Niveaus erfolgte eben durch Tieferlegung der Erosionsbasis, das heißt durch relatives Einsinken des Alföld. Und dieses ist präglazial, weil in die aus diesem Grunde tiefer gelegten Täler sich im Oberlauf die Gletscher, im Mittel- und Unterlauf, z. B. in ganz ausgezeichneter Weise bei Marmaros-Sziget, fluvioglaziale Schotterterrassen gelegt haben.¹ Beide Niveaus stellen also tertiäre Formengruppen dar, das obere vielleicht die Reste der miozänen karpathischen Rumpflandschaft.

IV. Die Südkarpathen.

Alle morphologischen Forschungen über Reste alter Entwicklungsphasen sind in den Flyschkarpathen wegen der relativ geringen Erhaltungsfähigkeit der Form mühselig und schwierig, wenn auch nicht fruchtlos; die geringe Widerstandsfähigkeit des Materiales und seine große Neigung zu Kriechprozessen verwischen alle älteren Formen in weitgehendem Grade. Ganz anders, viel klarer und sicherer ist die Rekonstruktion älterer Entwicklungen in den kristallinen Karpathen, wie dies vor kurzem de Martonne in seiner breit angelegten und streng durchgeführten Synthese über die Südkarpathen als Ergebnis langjähriger Spezialstudien niedergelegt hat; darin verarbeitete er auch Beiträge bezüglich jüngerer Krustenbewegungen in den Südkarpathen, die er schon in früheren kleineren Arbeiten veröffentlicht hatte. Außer der besseren Erhaltungsfähigkeit der Formen in dem widerstandsfähigen Materiale unterstützte die Deutung der Erscheinungen, besonders ihre Altersfixierung der Umstand, daß sich im rumänischen Becken alle jüngeren Ablagerungen vom Miozän angefangen finden. Ueber die Ergebnisse bezüglich junger tektonischer Bewegungen in den Karpathen werde ich im folgenden kurz berichten.

Die Geologen der rumänischen Niederung wußten von solchen schon lange, denn sogar die pontischen und levantinischen Bildungen in dem rumänischen Becken fanden sie noch gestört, leicht gefaltet oder zerbrochen. Stefanescu und Murgoci bezeichnen als solche Epochen intensiverer gebirgsbildender Bewegungen: 1. das Postoligozän, 2. das Postsarmatikum und 3. das Postpontikum; daran schlossen nach Mrazec und Teisseyre²⁸⁾ schwache tektonische Vorgänge im Quartär. Aber von gleichzeitigen tektonischen Bewegungen in den Karpathen selbst wußte man nichts. Das banatische und transsylvanische Massiv bildeten, wie es sich aus dem Charakter und der horizontalen Verbreitung der jungtertiären Bildungen ergibt, ein Festland, sei es nun eine Insel oder Halbinsel. In diesem Gebiete fanden nach der heute geltenden Anschauung

²⁸⁾ L. Mrazec und W. Teisseyre, Esquisse tectonique de la Roumanie, III. Congrès intern. du pétrole. Bukarest 1907, S. 9.

die großen Faltungs- und Ueberfaltungsbewegungen schon am Ende der Kreidezeit statt. Wer diese Anschauung nicht akzeptieren wollte, müßte die drei Thesen, die de Martonne kurz zusammenfaßte, widerlegen.

1. Wir kennen hier nicht Ueberschiebungen von kristallinen und mesozoischen Massen auf Tertiär.

2. Die Flyschbildungen beginnen immer mit strandnahen Konglomeraten, deren Gerölle lokaler Herkunft sind.

3. In der Umgebung von Râmnic hat Murgoci klar gezeigt, daß alle tertiären Bildungen bis zum Sarmatikum übereinander ohne Diskordanz folgen.

Es hat den Anschein, daß man sich bei Beantwortung der Frage nach dem Alter der Ueberfaltung auf ein zu kleines, oder vielmehr ein nicht entscheidendes Gebiet beschränkt hat, in dem wenig weiter im Osten sich wohl strenge Beweise für ein oligozänes Alter der Ueberfaltung erbringen lassen. Die geometrische Methode der modernen Tektonik wird uns wohl auch lehren, diese Schlußfolgerungen auf den Westen auszudehnen. Man hat sich wohl auch nicht die Frage vorgelegt, ob nicht die Denudationsrelikte von Flysch im Westen inmitten der kristallinen Massen samt ihren Grundkonglomeraten von den Decken mit auf ihrem Rücken herangebracht wurden. Eine Entscheidung, ob diese großen tektonischen Bewegungen noch bis ins Miozän dauerten, wie in Galizien, wird wohl bis zu einem gewissen Grade auch die Untersuchung der tektonischen Miozänbecken entlang des Donaudurchbruches (Ljupkova, Dolni Milanovac, Dubova, Orsova) und auf der Mehedintiplatte (Bahna, Ponoare, Fantanele, Baia d'Arama) gestatten.

De Martonne gelang es nun, in diesen Massiven selbst noch jüngere Bewegungen streng nachzuweisen. Es gelang, drei Epochen gebirgsbildender Bewegungen und damit verbundener Talbildung und ebenso drei Epochen tektonischer Ruhe und Einebnung nachzuweisen. Die erste Erosions- und Einebnungsepoche vernichtete vollständig das tektonische Relief und Zeugen dieser Entwicklung sind mächtige, manchmal prächtig erhaltene, eingeebnete Flächenreste in 2000 m Höhe und darüber, die de Martonne nach der Berggruppe, wo sie

am besten erhalten sind, als Boresconiveau bezeichnete.²⁹⁾ Dasselbe schneidet scharf die durch die Ueberfaltung geschaffene Struktur, u. zw. sowohl die mesozoischen als die älteren Horizonte beider Ueberfaltungsdecken. Ueber das Boresconiveau erheben sich zahlreiche, nicht mehr eingeebnete Denudationsreste eines älteren Reliefs um 400 bis 500 m, die wegen ihrer Höhen eben im Quartär Träger einer ziemlich intensiven Vergletscherung waren.

Aus Analogie mit den von den rumänischen Geologen gefundenen Epochen tektonischer Bewegungen spricht de Martonne die Einebnung als oberkretazisch und die jüngeren Bewegungen, welche die greisen Flächen emporhoben und der Zertalung auslieferten, als etwa alttertiär an. Eine solche Deutung, die sich nicht auf positive Tatsachen stützt, stößt auf einige Schwierigkeiten; ich will nicht sprechen von den zenomanen Konglomeraten des Buczecz, die eingeebnet sind, weil es heute noch nicht entschieden ist, ob sie durch das Boresconiveau oder vielleicht eine jüngere Einebnung geschnitten werden. Anders verhält es sich mit der zweiten Tatsache: in der Nähe des Alutadurchbruches finden wir in tektonischen Becken bei Brezoiu und Titesci eingesenkt tertiären und kretazischen Flysch einheitlich gestört. Wäre das Boresconiveau oberkretazisch und hier in postoligozänen Zeiten so weit eingebogen und eingebrochen, daß das Flyschmaterial, das dasselbe einst transgressiv bedecken mußte, heute bis unter den aktuellen Talboden der Aluta und des Lotru herabreicht, so müßte die dislozierte Peneplain zwischen dem kretazischen und dem tertiären Flysch durchstreichen; nun ist die Diskordanz zwischen dem Flysch überhaupt und seiner Unterlage ganz klar, aber zwischen den Flyschpaketen verschiedenen Alters gibt es keine Diskordanz, sie sind einheitlich! Viel leichter wäre es, anzunehmen, wie es de Martonne für das pliozäne Mehedintniveau und sein Verhältnis zu den miozänen tektonischen Becken in demselben selbst getan hat, daß die Einebnungsfläche des Boresconiveaus erst nach Ablagerung des ganzen Flysches und nach Einbruch desselben in den Becken

²⁹⁾ de Martonne, Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transsylvanie, Comptes rendus, Acad. d. Scienc., Paris 1904, CXXXVIII, S. 1440/2.

von Brezoiu und Titesci entstand und in einheitlicher Fläche den älteren Untergrund und den mezozoischen und paläogenen Flysch schnitt; dann wäre das Boresconiveau postoligozän, also wahrscheinlich altmiozän. Daß der Flysch einst in mächtiger Ausdehnung den Untergrund bedeckte, wird dadurch wahrscheinlich, daß er selbst heute noch an mehreren Stellen sehr hoch emporsteigt. In der Höhe wurde er natürlich bald abgewaschen, in den Becken erhielt er sich. Allerdings ist das Boresconiveau gerade in den Flyschbecken später verschwunden, u. zw. wegen der leichten Zerstorbarkeit des Flysches, und bei jüngeren Einebnungsflächen, dem Niveau Riu Ses und Gornovitzza Platz gemacht.³⁰⁾ Die Hebung, welche die Zerstörung des Boresconiveaus verursachte, dürfte also miozän und gleichalterig sein mit den miozänen Bewegungen in Galizien.

Viel sicherer ist die Altersbestimmung der jüngeren Einebnungen und Hebungen. Das Boresconiveau wurde wegen der miozänen Hebung zertalt und die Talböden erweiterten sich mit der Zeit stellenweise zu Einebnungsflächen gewaltiger Ausdehnung. De Martonne nannte dieses Niveau Riu Ses. Besonders breit ist es entwickelt und eingeebnet in etwa 500 bis 600 m tieferer Lage als das Boresconiveau, damit zeugend, daß die miozäne Hebung dieses Ausmaß erreichte; diese gebirgsbildende Bewegung war nicht überall gleichmäßig intensiv.

Auch die Bewegungen, welche das Niveau Riu Ses zerstörten und hoben, waren nicht gleichmäßig; Beweis dafür sind die ganz verschiedenen Höhenlagen des Riu Ses-Niveaus, das in der Umgebung des Beckens von Petroseny und der Berggruppe des Retjezat die maximalen Höhen erreicht, in dem Berglande an der Cerna und an der Aluta am tiefsten herabsinkt. Ostwärts hebt sich das Niveau in den Fogarascher Alpen sehr stark, noch mehr in den Gruppen des Jezeru und Buczez; darin erkennen wir schon den Einfluß der Annäherung an das Flyschgebirge. Bei der Hebung und Schiefstellung des

³⁰⁾ de Martonne hält die Frage, ob der Einbruch des Flysches vor Ausbildung des Riu Ses-Niveau stattfand oder nicht, für unentschieden, obwohl er selbst (S. 193) behauptet, daß dieses Niveau sowohl am Nord- wie am Südrande des Denudationsbeckens von Titesci auftritt. Wenn es im Becken von Brezoiu nicht vorhanden ist, so müssen wir das wohl der starkem Entwicklung des noch jüngeren, pliozänen Gornovitzaniveaus zuschreiben.

Riu Ses-Niveaus — sein Gefälle ist im Vergleiche zur Reife seiner Formen zu groß — entwickelten sich an manchen Stellen großartige Flexuren, selbst Brüche, an denen ein Teil des Riu Ses-Niveaus absank und einbrach. Sie treten auf der schönen Isohypsenkarte dieses Niveaus, die de Martonne auf Seite 177 reproduziert, sehr klar besonders am Südrande des Hatzegbeckens, des Vulkangebirges und am Nordrande der Fogarascher Alpen hervor.

Das Alter der Riu Ses-Einebnung ließ sich mit ziemlicher Sicherheit als jungmiozän feststellen. De Martonne ist der Ansicht, daß die Flächen dieses Niveaus, die er in den Vulkanbergen bis an den Südrand der Karpathen verfolgen konnte und die dort 200 m hoch über den Flächen des pliozänen Gornovitzaniveaus abbrechen, sich weiter fortsetzen in der Fläche des östlichen Mehedintiplateaus, die steil ostwärts geneigt und von jungmiozänen Ablagerungen des Tortonien bedeckt ist. Da der Zusammenhang des östlichen Mehedintiplateaus mit den Resten des Riu Ses-Niveaus im eigentlichen Gebirge zerissen ist durch das subkarpathische Denudationsbecken von Baia d'Arama und die pliozäne Einebnungsfläche des westlichen Mehedintiplateaus, so können wir die Frage nicht für vollständig sicher entschieden halten.³¹⁾ Dagegen könnte die Frage endgültig eine Untersuchung des Pojana Ruskagebirges entscheiden, aber auch die Uebereinstimmung der Ergebnisse, die de Martonne gewonnen, mit denen, die Cvijič fand, sprechen sehr für die Richtigkeit der Schlußfolgerungen de Martonnes.

Die unregelmäßige Emporwölbung, welche die Zerschneidung des Riu Ses-Niveaus verursachte, erfolgte in postmiozäner Zeit, wahrscheinlich im Sarmatikum, das ja den in den Subkarpathen arbeitenden Geologen als Epoche gebirgsbildender Bewegungen bekannt war. Das Ausmaß der Hebungen beträgt 200 bis 400 m; um soviel sind die schon ausgereiften Formen des nächstjüngeren Niveaus eingesenkt. Dieses letztere hat senile, breite Formen, besonders in der Umgebung der großen Täler des Schyl und der Aluta zu entwickeln vermocht, ebenso

³¹⁾ Die Zeichnung Nr. 9 bei de Martonne (Seite 75) läßt vielleicht vermuten, daß das Niveau Gornovitzta nicht mit der Mehedintiplatte identisch, sondern jünger ist.

entlang des Nord- und Südrandes der Karpathen und eine schöne Rumpffläche im westlichen Teile des Mehedintiplateaus. De Martonne nannte dieses Niveau zuerst „plate-forme des vallées“, dann Gornovitzniveau. Dessen Alter hielt er noch 1904,³²⁾ ebenso wie das der westlichen Mehedintifläche für miozän, weil er glaubte, das Tortonien liege transgressiv auf der eingeebneten Fläche. Inzwischen belehrte ihn das nähere Studium der Miozänbecken von Bahna und Ponoare, daß sich das präjungmiozäne Alter und die miozäne Transgression einzig auf die Osthälfte der Mehedintiplatte bezieht, während im Westen die Einebnungsfläche die gestörten Tortonienablagerungen noch mitschneidet. Sie wäre hienach jünger als die wahrscheinlich sarmatischen Störungen des Miozän, also etwa pliozän. Und wirklich findet man auch auf den Resten dieser Einebnungsfläche oftmals pliozäne Schotter.

Auch dieses Niveau wurde in jungpliozäner Zeit um mehr als 300 m über das heutige Talniveau emporgehoben, wie dies die ganz jugendliche Zerschneidung des pliozänen Niveaus beweist. Diese Hebung reichte tief ins Quartär hinein und erfolgte in drei Etappen, deren Zeugen de Martonne in Terrassensystemen entdeckte.³³⁾ Ja, die quartäre Erosion reichte sogar noch tiefer unter die heutigen Talböden, weil damals die Erosionsbasis relativ tiefer lag als heute, wo die Donau auf gewaltiger Zuschüttung fließt; finden wir doch dank der quartären Senkung des rumänischen Beckens diluviale, kontinentale Schotter bei Marculesci bis 30 m unter dem heutigen Meeresniveau. Selbst nach der quartären Steppenzeit, der Zeit der Ablagerung des Löß, dauerte noch der Einbruch des östlichen rumänischen Beckens an, denn man fand hier (Murgoci 1907) noch Löß unter dem heutigen Flußbett. Die gewaltige Zuschüttung des rumänischen Beckens im Gefolge der Senkung begrub auch das Hügelland der Umgebung von Ploiesti, wo nur mehr die höchsten Kuppen isoliert aus der Zuschüttungsmasse hervorsehen. Da die höheren diluvialen Terrassen bis hundert Meter über die heutigen Talböden emporreichen, so

³²⁾ de Martonne, Sur l'évolution du relief du plateau de Mehedinti, Comptes rendus, Acad. d. Scienc., Paris 1904, CXXXVIII, S. 1058—1060.

³³⁾ de Martonne, Sur les terrasses des rivières karpatiques en Roumanie, ibidem 1904, CXXXIX, S. 226—227.

ist 150 m das Minimum des quartären Einbruches des ost-rumänischen Beckens. Die Terrassengefälle brechen plötzlich auf einer zum Karpathenrand parallelen Linie und senken sich dort schnell von 200 m und 50 m auf 60 m und 35 m, während sie oberhalb und unterhalb ein normales, sanftes Gefälle haben. Dies verrät uns hier einen großen diluvialen Bruch oder eine Flexur, die parallel zum Karpathenrand verläuft und offenbar mit der jüngsten Hebung des Gebirges und Einsenkung des Beckens zusammenhängt. Sogar heute noch ordnen sich die Zentren der Erdbeben in Rumänien in eine zum Karpathenrande parallele Linie, damit die Fortdauer der Krustenbewegungen im alten Sinne verrätend.³⁴⁾

Große Veränderungen bewirkten die Krustenbewegungen auch im subkarpathischen Gebiete Rumäniens;³⁵⁾ im Pliozän hatten sich hier noch Einebnungsformen (Gornovitza) gebildet. Große Flüsse schütteten die gewaltige Geosynklinale, die entlang des Karpathenrandes entstanden war, mit pliozänen Schottern zu. Die Emporhebung der Subkarpathen im Jungpliozän und Quartär bewirkte 1. die Zerschneidung der alten Formen in einigen Etappen; 2. die Bildung einer Reihe von subkarpathischen Becken; 3. zahlreiche Anzapfungen und Köpfungen, als Ergebnis des siegreichen Kampfes der konsequenten, auf dem kürzesten Wege der Ebene zuströmenden Flüsse gegen die greisenhaften Längstäler der subkarpathischen Flüsse; 4. die Entstehung und Dislozierung der Terrassen. Das verschiedenartige Aussehen der einzelnen subkarpathischen Becken und überhaupt die lokalen Abweichungen erklären sich vorwiegend durch die lokal verschiedene Intensität der jüngsten Krustenbewegungen.

Aus alledem ergibt sich, daß die jüngeren tektonischen Bewegungen in den transsylvanischen Alpen recht mannigfaltig waren hinsichtlich ihrer Intensität und der Bewegungsrichtung:

³⁴⁾ de Martonne, *Annales Instit. Météorolog. de Roumanie*, XVIII (1902), 1905, S. 87—95.

³⁵⁾ de Martonne, *Sur l'évolution de la zone des dépressions subkarpatiques en Roumanie*, *Comptes rendus Ac. Sc. Paris* 1904, CXXXIX, S. 316—318.

1. Die mittelmiozäne Hebung hat die Form einer tafelförmigen Emporwölbung und beträgt 500 bis 600 m.

2. Die sarmatische Hebung war auf dem Mehedintiplateau so intensiv, daß die jungmiozäne Penepain hier ganz verschwand, während sie am Südrande des Banater Massives so sanft vor sich ging, daß das Riu Ses-Niveau sich dort gut erhalten konnte. Im Hatzegbecken und auf der Nordseite der Fogarascher Alpen verursachte sie gewaltige Flexuren, faltete das Miozän in den Becken von Petroseny und Karansebes und ließ das Jungmiozän der rumänischen Becken fast ganz unberührt.

3. Das jungpliozäne und quartäre „Bombement“ war wieder intensiver (300 bis 400 m) und nicht einheitlich; seine morphologischen Folgen sind für das heutige Landschaftsbild ganz hervorragend bedeutsam.

Alle diese Bewegungen gewinnen unter Berücksichtigung der gleichzeitigen Einbruchsbewegungen im Alföld und im rumänischen Becken ein erhöhtes Interesse.

V. Das Eiserne Tor.

Die Untersuchungen von de Martonne fanden eine erwünschte Bestätigung, Ergänzung und Erweiterung in den Studien von Prof. Cvijič über die morphologische Entwicklungsgeschichte des Donaudurchbruches im Eisernen Tor. Diese Studien sind besonders deshalb interessant, weil es Dr. Cvijič gelang, Beobachtungen über die Form und das Ausmaß der jüngeren Krustenbewegungen zu machen. Auch Cvijič ist der Ansicht, daß die Hauptfaltung und Ueberschiebung der Südkarpathen in die Oberkreide zu verlegen ist. In den Bergen Ostserbiens ist diese Kreide noch gefaltet und zwischen ältere Bildungen eingeklemmt, also mit diesen noch disloziert. Aber die Verbreitung der Oberkreide und des Paläogens, die ganz auf den Außenrand des Gebirges beschränkt sind, spricht nach Cvijič dafür, daß die Südkarpathen schon in diesen Zeiten Festland waren.

Die postoligozänen und jüngeren Bewegungen haben wohl nur in den subkarpathischen Geosynklinalen die Form einer leichten Faltung angenommen, im eigentlichen Gebirge nur die

Form von Hebungen und Wölbungen. Beide Formen tektonischer Bewegungen können wir als kausal zusammenhängend betrachten in dem Sinne, daß die en bloc-Hebungen des Gebirges eine leichte Faltung des weichen Materiales am Rande desselben bewirkten. Selbst diese Randbildungen liegen manchmal horizontal, fast ungestört, so die postsarmatischen, mäotischen, pontischen und levantinischen Bildungen bei Turnu Severin und zwischen Kladovo und Brza.

Ein zweites Ergebnis der Studien Cvijič's ist die Erkenntnis, daß die jungen, nicht faltenden Krustenbewegungen gebunden erscheinen an die Gegenden und tektonischen Linien älterer Dislokationen, so im Eisernen Tor besonders an die wichtigen tektonischen Linien von Porečki und Gospodin Vir-Ljupkova. Ebenso erfolgten an den Randflexuren des ungarischen und rumänischen Beckens, an denen die großen Schollen sich wohl im Alttertiär zum erstenmal verschoben, auch später im ganzen Jungtertiär Nachsackungen und Nachbrüche.

Cvijič arbeitete an der Donau in einem Terrain, in dem wegen seiner geringen Höhe die Reste der älteren Zyklen nicht erhalten sein können. Denn wir wissen aus den Studien de Martonne's, daß die altmiozäne Oberfläche heute in bedeutender absoluter Höhe liegt. Nur schwache Spuren konnte Cvijič als Reste jungmiozäner Oberflächen deuten: er sprach eine Reihe hoher Terrassen und Leisten entlang der Donau als Zeugen des miozänen Donautales an. Dasselbe würde dem Riu Ses-Niveau entsprechen; hieher gehören vielleicht auch gewisse hochgelegene Einebnungsflächen bei Svinicea mare und südlich Maidanpek. Weiters finden sich heute an vielen Stellen, allerdings disloziert entlang des miozänen Donaulaufes, Ablagerungen des Jungmiozäns (Ljupkova, Dolni Milanovac, Dubova, Orsova-Bahna); diese Ablagerungen sind lokaler Herkunft, Seichtwasserbildungen, oft vom Aussehen von Deltabildungen oder Schotterkegeln und dringen auch in Gestalt kurzer Buchten in die Seitentäler ein. Daher können wir sie nicht als Denudationsreste einer allgemeinen marinen Transgressionsdecke auffassen, sondern nur als Zeugen einer dem heutigen Bosphorus ähnlichen, fluvial angelegten und inunidierten Meeresstraße; das Miozänmeer hat das miozäne Durch-

bruchstal der Donau genau so überflutet wie das quartäre den pliozänen Bosphorusdurchbruch. Damit stimmt auch überein, daß in Nordserbien und in den Tälern des Strell und der Temes, ähnlich wie in Westgalizien das Tortonienmeer präortonische Täler überflutet hat.

Der präortonische Talboden der Donau ist heute fast bis zur Unkenntlichkeit zerstört worden durch die zwei Dislokationsperioden, während welcher derselbe zerrissen, stellenweise hoch gehoben, stellenweise tief versenkt worden ist. Cvijič hält diese Störungen für eine Art wellenförmiger Faltung und macht sie dafür verantwortlich, daß wir in einigen Gegenden, wie zwischen Bahna und Orsova, zwischen Orsova und Milanovac die miozänen Erosionsformen in 400 bis 500 m Höhe finden, während sie dicht daneben, bei Milanovac unter der Tortonienbedeckung tief unter dem heutigen Talboden begraben sein müssen. Diese lokalen Einbiegungen bei der allgemeinen Hebung finden ihr Analogon in Westgalizien; immerhin scheint mir die Rekonstruktion des Vorganges, die Cvijič S. 35 gibt, wohl wegen ungenügenden Materiales etwas schematisch und approximativ.

Die Folge dieser wahrscheinlich sarmatischen Dislokation war die allgemeine Hebung des Gebirges am Eisernen Tore. Das Bett der pontischen Donau liegt manchmal 100 bis 150 m tiefer als das der miozänen; nur die gewaltige Ungleichmäßigkeit der sarmatischen Bewegungen ist daran schuld, daß die Höhendifferenzen zwischen den beiden Talböden so sehr schwanken und daß der pontische Talboden oft höher liegt wie der miozäne. Die sarmatische Hebung bewirkte auch den Rückzug des Meeres, das seine Strandablagerungen im Westen nur bis Koromui, im Osten bis Orsova tragen konnte; an die Stelle der tortonischen Meeresstraße tritt der sarmatische und pontische Fluß. Im Pontikum reifte die ganze Landschaft in weitgehendem Maße aus, das pontische Donaubett ist der breiteste und ebenste der erhaltenen Donauböden und reichlich mit Schötter bedeckt.

Der pontischen Donau entspricht auch eine senile, fast eingeebnete Umgebung, die sich am besten in der Rumpffläche von Miroč südlich von Orsova erhalten hat. Das ist dieselbe Penepplain, die de Martonne in der westlichen Hälfte des

Mehedintiplateaus gefunden und als pliozänes (Gornovitza) Niveau erkannt hatte. Ueber dieser Peneplain erheben sich Berge, die de Martonne als nicht abgetragene Denudationsreste alter Berge (z. T. Monadnocks), Cvijič als jüngere Faltenaufbiegungen aus der Peneplain auffaßt. Das Alter der Einebnung ergibt sich klar aus zwei Tatsachen: die Einebnung schneidet noch das Sarmatikum am V. Čuka, ist also jünger als die sarmatische Epoche und liegt andererseits höher als die Strandterrassen des levantinischen Sees im rumänischen Becken und ebenso höher als die Reste des oberpliozänen Donautales, auf dem Cvijič in Schottern Knochen und Zähne von *Elephas meridionalis* fand. Die Epoche großer Einebnungen und das Alter der Rumpffläche von Miroč ist also als unterpliozän anzusehen. Die ausgezeichnete Erhaltung der Formen dieses Niveaus ermöglicht selbst trotz der starken, späteren Dislokationen dessen Rekonstruktion. Und gerade diese Rekonstruktion belehrt uns über die Form und Intensität der mittelplioziänen Störungen, die vor Ausbildung der von ihnen nicht mehr mitbetroffenen Terrasse mit *Elephas meridionalis* stattfanden.

Diese mittelplioziänen Störungen nahmen die Gestalt einer Hebung von 70 bis 170 m, verbunden mit einer leichten Faltung an. Zwei Sättel und zwei Mulden querten in der Richtung der alten Falten (N—S) das unterplioziäne Donautal. Daher finden wir die Reste desselben in zwei Gegenden (Gospodin Vir, Šip-Podvorška) in großer relativer Höhe (+ 314 bis + 320 m und + 328 bis + 408 m über dem heutigen Talboden) und an zwei anderen (Golubac und Kazan) relativ tief (+ 240 bis + 290 m, + 267 m über der Donau). Besonders intensiv waren, wie man daraus ersieht, die tektonischen Bewegungen an den Randgebieten der großen Einbruchsbecken, des Alföld (Golubac) in negativem und der rumänischen Ebene (Kazan-Sip) in positivem Sinne. Die maximale Hebung bei der Wellenbewegung beträgt 180 m. Gerade an der Stelle intensiver, positiver Bewegungen finden wir noch heute Katarakte, unüberwundene Gefällsbrüche; es sind dies wohl tektonisch verursachte Wasserfälle. Eine Bestätigung scheinen diese Schlüsse in dem Verlauf der Rumpffläche von Miroč zu finden. Die Isohypsenkarte des unterplioziänen Niveaus, die

Cvijič konstruiert hat, zeigt eben in der Gegend von Greben und Kazan zwei N—S verlaufende, das Donautal querende Rücken. Cvijič hält sie für tektonische,³⁶⁾ bei der faltenförmigen Verbiegung der Rumpffläche entstandene Rücken; inwieweit er damit Recht hat, werden wohl erst eingehende Studien nachweisen können; bezüglich des Deli Jovan-Gebirges scheint mir eine solche Annahme etwas gewagt.

Alle diese jüngeren Krustenbewegungen waren schon beendet, als die Donau sich ihren oberpliozänen Talboden (+ 200 m, mit *Elephas meridionalis*) ausarbeitete, schon um 70 m tiefer als der tiefste Punkt des unterpliozänen Donautales; danach beträgt das Mindestausmaß der Hebung 70 m. In späteren Zeiten arbeitete die Donau noch fünf Terrassensysteme aus, von denen die oberen zwei, welche sich zusammen mit der *Elephas meridionalis*-Terrasse durch verarmte Quarzgerölle auszeichnen, wohl oberpliozän sind, während die unteren drei, die mit jüngeren, noch bunten Geröllen bedeckt sind und zum Teil als fluvioglaziale Bildungen anzusehen sind, wohl quartären Alters sind. Auch noch in den Epochen dieser Terrassenbildungen fanden Krustenbewegungen statt, wie aus folgenden Tatsachen mit völliger Klarheit hervorgeht: einige Terrassen, die sicher keine Schichtterrassen, sondern Erosionsleisten sind, haben ein inverses, flußaufwärts gerichtetes Gefälle (zwischen Belobreška und Bazias), andere haben ein viel kräftigeres Gefälle als ihrer Talform normal entsprechen würde und als wir es in anderen Teilstrecken der betreffenden Terrassensysteme wirklich vorfinden (Šip, Kladovo); manche Terrassen müssen wir im ungarischen und im rumänischen Becken tief unter jüngeren Zuschüttungen suchen, deren Fortsetzung im Donaudurchbruch hoch über dem Talboden sich findet. Manchmal erscheinen Terrassen geradezu gebrochen. Eine genauere

³⁶⁾ Cvijič hat diese Anschauung auch auf dem IX. intern. Geologenkongresse in Genf 1908 ausgesprochen in dem Vortrage: Die flexurartige Dislozierung der Meeresküsten und die Talbildung.³⁷⁾

³⁷⁾ Schon B. Willis war der Anschauung, daß die Ablenkung der Donau aus ihrer bisherigen Richtung bei Milanovac gegen NE sich durch einen normalen pliozänen Sattel erklären lasse. Er hatte auch schon, beiläufig bemerkt, die großen miozänen Einebnungen und den antezedenten Charakter des Donaudurchbruches erkannt.

Untersuchung dieser jüngsten, oberpliozänen und pleistozänen Krustenbewegungen bleibt eine dankbare Aufgabe der Zukunft.

Ebenso ist die Art und Weise der Verknüpfung der Flußterrassen der Donau mit den Strandterrassen der tertiären und quartären Meere und Seen im ungarischen und rumänischen Becken noch ungenügend bekannt. Jedenfalls hängt die Evolution des zwischen zwei Becken wie ein Keil emporgepreßten Gebirges mit den dieselben füllenden Meeren enge zusammen. Es versteht sich von selbst, daß in Anbetracht der zahllosen und mannigfaltigen jungen Krustenbewegungen die absoluten Höhen der Verteilung der Ablagerungen und der eingearbeiteten Erosionsformen keinen großen Wert haben, ihre Höhenlage ist nicht ursprünglich; um so wichtiger sind die relativen Höhenverhältnisse.

Wichtig erscheint mir besonders das Ergebnis der Untersuchungen von Cvijič, daß wir hier einen Faltungsprozeß kennen gelernt haben, der, weil mittelpliozän, viel jünger ist als die Hauptfaltung; dieser Prozeß war aber nicht intensiv genug, um die älteren, der pliozänen Wellung vorangehenden Formen bis zur Unkenntlichkeit zu deformieren; diese Wellung und leichte Faltung war weiters immer von Hebungen begleitet. Die sehr schwierige Frage nach der Ursache der Terrassenbildung im Pliozän und Quartär können wir mit Cvijič durchaus nicht für entschieden halten und möchten sie hier nicht anschnelden.

VI. Schlußfolgerungen.

Mein kurzer, kritischer Ueberblick über den heutigen Stand unseres Wissens über die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen ist zu Ende. Ich möchte das Gesagte in beifolgender Tabelle resümieren und einige allgemeine Sätze daraus ziehen:

Die jungen Krustenbewegungen und Einebnungsphasen in den Karpathen.

Zusammengestellt von Dr. L. Sawicki (1908).

Landschaft	Westgalizien	Zentrale Westkarpathen	Slowakischer Karst	Mährische Pforte
Autor	<i>L. Sawicki</i>	<i>L. Sawicki</i>	<i>L. Sawicki</i>	<i>H. Hassinger</i>
Oligozän			Bruch Kohle von Somodi	
Altmiozän	Haupt- u. Ueberfaltung Obere Einebnung I. Hebung, 0—600 m Untere Einebnung II. Hebung, 2—300 m Zertalung	Haupt- und Ueberfaltung Haupteinbruch der Kessel	Hauptdislokationen Einebnung Hebung >500 m Einbruch d. Poljen	Hauptfaltung Einebnung Hebung, 300 m Zertalung
Jungmiozän	Transgression Verschüttung	Seenperiode		Transgression Verschüttung
Sarmatikum	III. Hebung, 0—400 m, Schiefstellung Zertalung	Dislokation der Schotter Hebung der kleinen Karpathen	Verkarstung Zertalung	Erosion
Pliozän	I II Erosion	Zertalung Erosion	Transgression Verschüttung	Pontische Strandterrassen
Quartär	Terrassierung, 50 m	Ausräumung Terrassierung	Erosion Terrassierung	Erosion Terrassierung

Die jungen Krustenbewegungen und Einebnungsphasen in den Karpathen.

Zusammengestellt von Dr. L. Sawicki (1908).

Landschaft	Mittelkarpathen	Ostkarpathen	Südkarpathen	Eisernes Tor
Autor	<i>L. Sawicki</i>	<i>St. Rudnyckyj (Sawicki)</i>	<i>E. de Martonne</i>	<i>J. Cvijič</i>
Oligozän				
Altmiozän	Hauptfaltung Obere Einebnung Hebung I Einbiegung des oberen Niveaus Einbruch des AHöldes Untere Einebnung Hebung II	Einebnung	Einebnung Boresco Hebung 5—600 m Einebnung Riu Ses	Einebnung
Jungmiozän	Transgression Verschüttung	Transgression	Transgression	Trans- und Ingression
Sarmatikum	Hebung ?	Hebung und Ueber-schiebung	Hebung 2—400 m	Hebung 4—500 m Einbiegung der Becken
Pliozän	I II Erosion	Erosion	Einebnung Gornovitza Hebung 300 m	Einebnung Miroč Wellige Hbg., >70 m Terrasse 200 m (Elephas m.)
Quartär	Terrassierung	Terrassierung, 50 m	Terrassierung 100 m Dislokation jüngerer Terrassen	Terrassierung, 60 m Dislokation jüngerer Terrassen

1. Die jüngeren Krustenbewegungen fanden in den Karpathen nach der Hauptfaltung vorwiegend im jüngeren Tertiär statt, in viel geringerem Maße im Quartär, obgleich wir auch in dieser Zeit noch mit Verschiebungen der Erosionsbasis von 50 bis 60 m und mehr, ja mit steilen Flexuren bis zu 100 m zu rechnen haben. Vor allem treten im jüngeren Tertiär drei Epochen als Zeiten besonders intensiver gebirgsbildender Bewegung hervor: 1. das Intermediterrän; 2. das Sarmatikum und 3. das Mittelpliozän.

2. Die Form dieser jungen Bewegungen ist im Gebirge selbst die der Hebung en bloc und der Schiefstellung, so daß wir noch die präexistenten alten Formen zu erkennen vermögen; nur deren Höhenlage und Gefällsverhältnisse stehen im Widerspruche zur Form und zur heutigen Entwicklung.

3. Gleichzeitig fanden in den subkarpathischen Geosynklinalen leichte Faltungen der weichen jüngertertiären Schichten statt, ja selbst Ueberschiebungen lassen sich nachweisen. Manchmal haben auch (Westgalizien, Eisernes Tor) die gehobenen Blöcke wellenartige, unregelmäßige Faltungen erfahren, wobei Einbiegungen von jungen Becken mitspielten.

4. Zur selben Zeit, da die Gebirge gehoben, die Geosynklinalen gefaltet wurden, sanken die großen zentralen und randlichen Becken Rumäniens, Ungarns, das wiener-morawische, das schlesische, das pokutische Becken ein. Deshalb ist die Wahrscheinlichkeit sehr groß, daß diese positiven und negativen Bewegungen in einem isostatischen Verhältnisse zueinander stehen.

5. Das Ausmaß der Hebungen ist nicht überall gleich; aus den Studien in Westgalizien, den Südkarpathen und dem Eisernen Tore scheint hervorzugehen, daß die miozänen Bewegungen etwas intensiver waren als die sarmatischen; im Osten waren dagegen die pliozänen Bewegungen sehr intensiv. Im ganzen betrug die Hebung, welche die jüngeren Krustenbewegungen bewirkten, in Westgalizien 800 bis 1000 m, in den Südkarpathen 1000 bis 1300 m, im Eisernen Tore im Minimum 500 bis 800 m.

6. Bei diesen Krustenbewegungen spielen Schiefstellungen bedeutende Rollen; keine der bisher erkannten zahlreichen Einebnungsflächen hat heute ein Gefälle, das dem morpho-

logischen Alter seiner Form entspräche, sondern dieses Gefälle ist schon mit durch die Krustenbewegungen geschaffen.

7. Ein wichtiges Ergebnis ist, daß die letzten bedeutenderen Krustenbewegungen desto jünger zu sein scheinen, je mehr wir uns dem Osten nähern. Von intensiven Krustenbewegungen im Pliozän wissen wir in den Westkarpathen überhaupt nichts, von quartären Dislokationen, ähnlich denen in Rumänien kennen wir selbst in den Ostkarpathen nichts. Selbst das Ausmaß der Hebungen wächst gegen Osten und verschiebt sich zugleich auf die jüngeren Bewegungen. In Westgalizien ist die doppelte, miozäne Hebung von größter Bedeutung, im Osten besonders die pliozänen Hebungen. Die sarmatische Bewegung, die im Westen eine Schiefstellung von 0 bis 400 m bedeutet, ist in den Südkarpathen eine Hebung en bloc um 200 bis 400 m, im Eisernen Tore eine Wellenbewegung von 400 bis 500 m Oszillationsweite, in den Ostkarpathen eine wahrscheinlich mit einer Hebung von 400 m verbundene Ueberschiebung. Selbst die quartären Bewegungen, im Westen kaum erkennbar, verursachen im Osten den steilen, flexurartigen Bruch rumänischer Terrassen um 100 m.

8. Das Wandern der Krustenbewegungen gegen Osten öffnet nur die im selben Sinne erfolgte Verschiebung des Faltungsprozesses nach, der im Westen älter ist als im Osten; in Mähren oder Westgalizien ist nur das ältere Miozän gefaltet, das jüngere liegt transgressiv auf dem schon gefalteten Gebirge und wurde durch die späteren tektonischen Vorgänge nur schwach disloziert. In Ostgalizien ist noch das jüngere Miozän leicht gefaltet und in Rumänien unterlag nicht nur das Sarmatikum, sondern noch selbst das Pliozän einer gelinden Faltung.

9. Die gewaltigen Vulkanausbrüche, welche die Westkarpathen im Süden umgürten, stehen, wie wir sahen, nicht mit der Hauptfaltung, wohl aber mit den jüngeren, miozänen Krustenbewegungen in Zusammenhang. Schon im Vihorlat-Gutengebirge kombiniert sich der miozäne Andesiteruptionstypus des Westens mit dem sarmatischen Daziteruptionstypus des Ostens; letzterer überwiegt desto mehr, je weiter wir gegen Osten wandern. Die Hargitta wurde durch Eruptionen aufgebaut, die vom Sarmatikum bis zum Levantinikum dauerten. Die vorzüglich erhaltene Kraterform des St. Annensees, die

noch nicht erlahmte Tätigkeit zahlreicher Solfataren und Mofetten des Büdösgebirges und andere Erscheinungen scheinen zu verraten, daß die vulkanische Tätigkeit hier erst im Pliozän, vielleicht erst später, aufhörte.

10. Nicht der Hauptfaltung, sondern erst den jüngeren Krustenbewegungen danken die Karpathen ihr heutiges Aussehen; vergebens suchen wir den Einfluß der Haupt- und Ueberfaltung in der Formengebung der heutigen Oberfläche; nur im Verlauf der mehr oder minder widerstandsfähigen Schichten spiegelt sich die Struktur. Ja, es ist wahrscheinlich, daß diese gewaltigen Bewegungen sich tief in der Erdkruste unter einer mächtigen Deckschicht abspielten; erst die jüngeren Hebungen lieferten die Karpathen den die Erdoberfläche modellierenden Prozessen aus. Das Karpathenrelief ist überwiegend jungtertiär.

11. Die Modellierung der Karpathenoberfläche fand überall vorwiegend in drei Zyklen statt, einem miozänen, einem pliozänen und einem quartären Zyklus. Jeder Hauptzyklus, den eine Krustenbewegung inaugurierte, setzt sich zusammen aus einer Erosionsphase und einer Einebnungsphase; übrigens zeigen die Zyklen, besonders der jüngste einen etappenförmigen Verlauf, der vielleicht mit den uns unbekanntten Ursachen der Strandverschiebung der umgebenden Meere zusammenhängt.

Auf alle diese Erscheinungen der jüngeren Epochen der Erdgeschichte hat in den Karpathen gerade die morphologische Forschung neues und helles Licht geworfen.

Wien, Dezember 1908.
