EXTRAIT DU BULLETIN DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE CRACOVIE
CLASSE DES SCIENCES MATHEMATIQUES ET NATURELLES. SÉRIE *A*: SCIENCES MATHÉMATIQUES
FÉVRIER 1912

BEITRÄGE ZUR MORPHOLOGIE SIEBENBÜRGENS

VON

L. SAWICKI

CRACOVIE
IMPRIMERIE DE L'UNIVERSITÉ
1912

L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE CRACOVIE A ÉTÉ FONDÉE EN 1873 PAR

S. M. L'EMPEREUR FRANÇOIS JOSEPH I.

PROTECTEUR DE L'ACADÉMIE

S. A. I. L'ARCHIDUC FRANÇOIS FERDINAND D'AUTRICHE-ESTE.

VICE-PROTECTEUR: *Vacat.*

PRÉSIDENT: S. E. M. LE COMTE STANISLAS TARNOWSKI

SECRÉTAIRE GÉNÉRAL: M. BOLESLAS ULANOWSKI

EXTRAIT DES STATUTS DE L'ACADÉMIE:

(§ 2). L'Académie est placée sous l'auguste patronage de Sa Majesté Impériale Royale Apostolique. Le Protecteur et le Vice-Protecteur sont nommés par S. M. l'Empereur.

(§ 4). L'Académie est divisée en trois classes:

a) Classe de Philologie,

b) Classe d'Histoire et de Philosophie,

c) Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles.

(§ 12). La langue officielle de l'Académie est la langue polonaise

Depuis 1885, l'Académie publie le «Bulletin International» qui paraît tous les mois, sauf en août et septembre. Le Bulletin publié par les Classes de Philologie, d'Histoire et de Philosophie réunies, est consacré aux travaux de ces Classes. Le Bulletin publié par la Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles paraît en deux séries. La première est consacrée aux travaux sur les Mathématiques, l'Astronomie, la Physique, la Chimie, la Minéralogie, la Géologie etc. La seconde série contient les travaux qui se rapportent aux Sciences Biologiques.

Publié par l'Académie
sous la direction de M. **Ladislas Natanson,**
Secrétaire de la Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles.

12 marca 1912

Nakładem Akademii Umiejętności.

Kraków, 1912. — Drukarnia Uniwersytetu Jagiellońskiego pod zarządem Józefa Filipowskiego

EXTRAIT DU BULLETIN DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE CRACOVIE
CLASSE DES SCIENCES MATHEMATIQUES ET NATURELLES. SÉRIE *A*: SCIENCES MATHÉMATIQUES
FÉVRIER 1912

BEITRÄGE ZUR MORPHOLOGIE SIEBENBÜRGENS

VON

L. SAWICKI

CRACOVIE
IMPRIMERIE DE L'UNIVERSITÉ
1912

Przyczynki do morfologii Siedmiogrodu. — Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens.

Mémoire

de M. ***LUDOMIR SAWICKI,***

présenté dans la séance du 5 Février 1912 par M. M. P. Rudzki m. c.

(Planches VII—XII).

I. Einleitung.

1. Die morphologische Erschließung der Karpaten.— Die morphologische Durchforschung des gewaltigen Gebirgsbogens der Karpaten hat in den letzten Jahren einen lebhaften Aufschwung genommen, der umso bedeutsamer erscheinen muß, als vorher lange Zeit in diesem Studium fast ein Stillstand eingetreten war. Dem geistvollen Werke von Murchison über die Stellung und den Charakter der Karpaten aus dem Ende der vierziger Jahre (1849)[1] konnte lange nichts Ebenbürtiges an die Seite gestellt werden. Mit Ausnahme v. Richthofens[2], der in genialen Strichen nicbt nur die geologischen und entwicklungsgeschichtlichen, sondern auch die morphologischen Charaktere der gewaltigen Vulkangebirge am Innenrande der Karpaten zeichnete, begnügten sich die übrigen Karpatenforscher mit der Feststellung der glazialen Züge im Antlitz des größten mitteleuropäischen Mittelgebirges[3]. Darum mußte das fleißige, auf weitgehende Autopsie gegründete Karpatenwerk von A. Rehman, das 1895 in polnischer Sprache in Lemberg erschien, die volle Aufmerksamkeit der Morphologen auf

[1]) Murchison. On the structure of the Alps, Apennins and Carpathian Quart. Journ. of the Geological Society. London, VI, 1849; deutsch, Stuttgart, 1850; italien., Pisa 1851.

[2]) Richthofen F. Fr. v., Studien aus dem ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirge. Jahrbuch d. Geol. R.- A. XI, 1860, 153.

[3]) Vgl. Sawicki L. Die glazialen Züge in den Rodnaer Alpen etc. Mittlg. der k. k. Geograph. Ges. Wien 1911, 510–571, sp. Einleitung.

sich lenken, wenn es auch trotz mancher Vorzüge, so besonders der ausgezeichneten Schilderung der Vegetationsformen, nicht ganz befriedigen konnte. Vor allem muß bemerkt werden, daß in dem Buch noch das orographische, oft rein geometrische Moment und die deskriptive Methode vorherrscht und der Verfasser noch gänzlich die Bedeutung der anderwärts schon stark und mit großem Erfolg verwendeten genetischen Untersuchungsmethode und Darstellungsweise verkennt. Die Folge davon ist die starke Überschätzung vieler hydrographischer und orographischer Momente, während andere, genetisch bedeutsame Erscheinungen nicht genügend gewürdigt werden. Deshalb dürfen wir uns auch nicht wundern, daß die weitere morphologische Forschung sich nicht in der von Rehman eingeschlagenen Richtung bewegt.

Aber der Siegeslauf der modernen morphologischen Betrachtung eroberte im Sturme auch dieses große Mittelgebirge. Er knüpft sich hier besonders an den Namen des Franzosen Emanuel de Martonne (seit 1903)[1], der sich dem Studium der Südkarpaten widmete, und des Rutenen Stefan Rudnyckyj (seit 1903)[2], der die Ostkarpaten zum Gegenstande seiner Forschungen wählte. Etwas später setzte ich mit ähnlichen Studien in den Westkarpaten ein[3], konnte vorläufig aber nur die westgalizischen Karpaten und einzelne Probleme der oberungarischen Morphologie einer eingehenden Betrachtung unterziehen. Sofort nach diesen Untersuchungen wurde es klar, daß der Karpatenbogen nicht nur geologisch[4], sondern auch morphologisch außerordentlich verschiedenartige Glieder umfaßt, die durch den Flyschbogen, der auch in seinen verschiedenen Teilen eine verschiedenartige Vorgeschichte gehabt, zu einer orographischen Einheit zusammengeschweißt worden waren. Nichtsdestoweniger gelang es, schon aus diesen, gleichsam einleitenden Untersuchungen

[1]) Vgl. unten Bibliographie Lit. 20 bis 23.

[2]) Rudnyckyj St., Znadoby do morfologii karpackogo stocziszcza Dnistra, Zapiski Tow. Szewczenki, Lwów 1905. 10, 1—85 sep.

[3]) Sawicki L. Z fizyografii Karpat Zachodnich. Arch. nauk. 1—110. Lwów 1909.

Sawicki L. Physiograph. Studien aus den westgaliz. Karpaten. Geogr. Jahresber. a. Oesterr. 1909, VIII, 67—92.

Sawicki L. Skizze d. slowakischen Karstes, Kosmos 1908 (poln. mit deutsch. Resume) 395—445.

[4]) Uhlig V. Bau und Bild der Karpaten, 1903, 262 S.

allgemeinere Schlußfolgerungen zu ziehen, so bezüglich der jüngeren Entwicklungsgeschichte dieses Gebirges[1]), der durch morphologische Methoden nachgewiesenen Krustenbewegungen, weiter bezüglich der Frage, ob und inwieweit die morphologische Charakteristik einzelner Teile der Karpaten zur Feststellung von Gebirgstypen verwendet werden könnte[2]).

2. Die Stellung Siebenbürgens. — Unter den nun schon in den gröbsten morphologischen Zügen erforschten Gebieten blieb ein Land von dieser neuen Wendung noch unberührt, das vielleicht von allen am meisten verdient hätte, Gegenstand ausgedehnter geographischer Forschungen zu werden: ich meine Siebenbürgen. Es erscheint von hervorragender Bedeutung, nicht nur als Verbindungsglied der Rudnyckyj'schen Studien im Norden und der de Martonne'schen im Süden der Ostkarpaten, sondern verdient besondere Beachtung vor allem wegen des außerordentlichen Reichtums an geographischen Problemen, der großen Mannigfaltigkeit der geographischen Erscheinungen und Verhältnisse, deren gegenseitiger Abhängigkeit und Beeinflussung.

Das weite, hohe und von einem sanftwelligen Hügellande eingenommene Becken (Mittelland) ist von einem Kranze außerordentlich verschiedengestaltiger Gebirge umgeben. Im Süden erstreckt sich das mächtige kristallinische Massiv des Fogarascher Gebirges und der Transsylvanischen Karpaten mit einem höchst komplizierten System von Mittelgebirgsformen, die mehreren Entwicklungsphasen entstammen, und Hochgebirgsformen, die der Eiszeit zuzuschreiben sind; im Westen liegt, zwischen dem Maros im Süden und dem Szamos im Norden hin ein verwickeltes System von Schollengebirgen mit tief zwischen die einzelnen Glieder eindringenden, tektonisch angelegten Becken. Während die westlichen Schollengebirge noch aus altem, hartem und deshalb zu scharfen Formen neigendem Gesteinsmaterial bestehen, erstreckt sich zwischen dem nordwestlichen Eckpfeiler Siebenbürgens (dem Meszeshorste) und dem

[1]) Sawicki L. Die jüngsten Krustenbewegungen in d. Karpaten. Mittlg. d. geolog. Gesellschaft in Wien. II, 1909, 81—117; polnisch, Kosmos, Lwów, 33. 1909, 361—400.

[2]) De Martonne. Sur la position systématique de la chaîne des Karpates, C. R. du IX Congrès intern. de Géogr. Genève 2, 1910, 134—143.

Sawicki L. Nordapennin und Westkarpaten. Mittlg. d. k. k. geogr. Gesellschaft. Wien, 1909, 136—149.

nordöstlichen der Rodnaer Alpen eine Flyschgebirgslandschaft mit der charakteristischen Sanftheit und Verschwommenheit der Formen, der scheinbaren Systemlosigkeit ihrer Anordnung, der Monotonie in horizontaler und vertikaler Entfaltung der Oberflächenformen. Dieselbe wird aber hier durch das Auftreten von Schollen kristallinischen Gebirges immitten der Flyschlandschaft mit ihren an das widerstandsfähigere Material gebundenen schärferen Formen, und durch das Auftreten zahlreicher vulkanischer Bergformen unterbrochen, welche dem eine Höhe von zirka 800—1000 m selten überschreitenden Flyschgebirge aufgesetzt sind.

In gewaltigem einheitlichem Zuge streicht wieder das siebenbürgisch-rumänische Grenzgebirge, ein verworrenes Kettengebirge von N nach S. Nur dieser Zug weist die charakteristische Struktur eines zonalen Gebirges auf: eine kristalline Innenzone, eine ganz zerquetschte, aber morphologisch hochbedeutsame (mesozoische) Kalkzone und eine mächtig anschwellende (kretazisch-tertiäre) Flyschzone. Abgesehen davon, daß die Entwicklung des Flyschgebirges eine äußerst unregelmäßige ist, weil hier offenbar tektonisches und orographisches Streichen des Gebirges nicht zusammenfallen, so daß die kristalline und mesozoische Kalkzone ziemlich rasch an dem westlichen Bruchrand des Gebirges unter jüngeren Bildungen verschwinden, während die Flyschzone immer mehr die Oberhand gewinnt und sich verbreitert, wird der Formenschatz des östlichen Randgebietes Siebenbürgens noch durch drei große Gruppen von Erscheinungen bedeutend kompliziert.

Hierher gehört vor allem das mächtige, vom Kaliman bis an den Büdos in imponierendem Bogen hinziehende Vulkangebirge — eines der gewaltigsten in Europa überhaupt. Dasselbe berührt sich an zwei Stellen, im Nordosten und im Südosten, mit dem Außengebirge, dort mit dessen kristallinischer Zone, hier hingegen mit dessen Flyschgebirge. In beiden Gegenden entstehen aber noch hochbedeutsame Komplikationen. Im Südosten springen an der Südseite des Kronstädter Beckens verschiedenartige mesozoische Kalkgebirge horstartig und mit einem ausgesprochenen SW—NE Streichen an Stellen auf, an denen man nur die stark verbreiterte Flyschzone des östlichen Grenzgebirges erwarten würde. Es müssen hier also nach der allgemeinen tektonischen Struierung des östlichen Grenzzuges noch mächtige, gebirgsbildende Bewegungen stattgefunden haben, die das komplizierte Gebirgsbild der Umgebung des

Burzenländer Beckens geschaffen haben. Auch im Norden wurde das Bild der dortigen Randgebirge durch die mächtige kristalline Scholle der Rodnaer Alpen kompliziert. Schroff und durch einen hochalpinen Formenschatz ausgezeichnet, erhebt sich dieses schöne Gebirge über die umgebende, niedrige Flyschlandschaft.

Ebenso wie das Studium der großen Vollformen Siebenbürgens, entbehren auch dessen Hohlformen nicht eines großen wissenschaftlichen Interesses; die Entwicklung der großen Beckenlandschaften des Mittellandes, auch der Becken Gyergyó, Csik und Háromszék-Burzenland, sowie die morphologische Geschichte der großen Pforten, die das Innere Siebenbürgens mit den umgebenden Ländern, vor allem mit der ungarischen und rumänischen Tiefebene verbinden, und mit denen sich die Entwicklung des ganzen hydrographischen Netzes Siebenbürgens enge verknüpft, erregen vor allem unsere Aufmerksamkeit.

Die Bedeutung der morphologischen Erforschung Siebenbürgens erscheint umso größer, je mehr wir es als Glied in einem höheren Ganzen, in dem mächtigen, Mittel- und Osteuropa trennenden Karpatenbogen auffassen. Von diesem Standpunkte ging ich auch bei den im folgenden darzulegenden morphologischen Untersuchungen aus. Bevor ich aber an die Entwicklung der Hauptprobleme gehe, möchte ich noch aus den bisherigen morphologischen Studien in den Karpaten eine Konsequenz ziehen, die auch für den Charakter meiner Untersuchungen in Siebenbürgen maßgebend ist.

3. Charakter der bisherigen morphologischen Untersuchungen in den Karpaten. — Die Grundlage für morphologische Studien sind überall kartographische und geologische Vorarbeiten. In beiderlei Hinsicht ist in den Karpaten nicht wenig geschehen. Wir besitzen außer der Generalkarte 1 : 200000 auch eine Spezialkarte des ganzen Gebirgsbogens 1 : 75000. Geologische Aufnahmen wurden einerseits von zwei staatlichen Anstalten (der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien und der kgl. ungarischen geologischen Landes- jetzt Reichsanstalt in Budapest) in Angriff genommen, andrerseits haben sich mit einschlägigen Studien zahlreiche Privatpersonen beschäftigt. Die Studien sind auch in Siebenbürgen zu großzügigeren Gesamtbildern schon verarbeitet worden, wie von Hauer und Stache im Jahre 1863 und von Koch für das Tertiär im Jahre 1895—1900. Doch genügen diese

Vorarbeiten nur für ein großzügiges, mehr oder minder allgemein gehaltenes morphologisches Studium des Landes. Die Spezialkarten geben in manchen, besonders in den entlegeneren Gebirgsgegenden die Bodenformen nicht charakteristisch genug wieder, enthalten mangelhafte, auch fälschliche Angaben [1]).

Die bisherigen, übrigens recht zahlreichen geologischen Arbeiten sind meist entweder zu allgemein, ich möchte sagen zu weitmaschig (wie die „Detailaufnahme" der österreichischen Geologen von 1860—1870), um den strengeren Anforderungen der heutigen Morphologie zu genügen, oder (wie die Detailarbeiten von Privatpersonen) zu wenig zusammenhängend und systematisch, um für ausgedehntere, das ganze Land umfassende morphologische Studien die nötige Grundlage abzugeben. Überdies geben sie oft keinen Aufschluß über Fragen, die für die Morphologie grundlegend sind

Diese Mängel in der kartographischen und geologischen Grundlage morphologischer Untersuchungen und die in der Materie vorläufig bedingte weite Ausdehnung derselben bringt es mit sich, daß diese Forschungen auch nur als „Übersichtsaufnahmen", als großzügige Problemstellungen aufgefaßt werden müssen. Wenn man einerseits zugeben muß, wie es De Martonne und ich andernorts klar ausgesprochen haben, daß unter den gegebenen Verhältnissen diese weiträumigen Studien in mancher Hinsicht keine endgültigen Lösungen bringen konnten, so muß anderseits betont werden, daß sie uns Aufschluß geben können über die Hauptfragen der karpatischen Morphologie und uns Fingerzeige geben über die in den künftigen Arbeiten einzuschlagende Richtung. „Quand nous posséderons pour toutes les Karpates méridionales de bonnes cartes en courbe de niveau, quand l'enquête géologique aura abouti à la rédaction d'une carte assez détaillée..., on pourra reprendre pour le détail cette esquisse" [2]).

4. Literaturübersicht. — Über Siebenbürgen existiert eine sehr reiche naturwissenschaftliche Literatur. Die geologischen Stu-

[1]) Alle im folgenden angeführten Höhenangaben, die sich der Spezialkarte nicht entnehmen lassen, habe ich durch barometrische Höhenmessungen gewonnen. Die benützten Instrumente waren: ein Fabri Holosteric Nr. 128 und ein Fabri kompensiertes Taschenaneroid. Die Messungen umfaßten nur kleine Höhenunterschiede und die Reihen wurden immer sorgfältig zwischen Koten der Spezialkarte eingeschaltet.

[2]) De Martonne. Recherches, a. a. O. S. 10.

dien, die für unsere Zwecke die bedeutsamsten sind, kann man füglich in zwei Gruppen einteilen: in die Studien österreichischer Aufnahmsgeologen, die in unglaublich kurzer Zeit eine auch heute noch nicht zu unterschätzende, wenngleich ungenügende „Detailaufnahme" durchgeführt haben [1]): abgesehen davon, daß sie von scharfsinnigsten Beobachtern, einem Hauer, einem Stache, einem Richthofen, einem Stur u. a. durchgeführt wurden, haben sie den großen Vorzug, daß sie ein planvolles, geschlossenes System bilden. Die zweite Gruppe geologischer Studien, die hauptsächlich unter der Agide der nach dem 1867er Ausgleich gegründeten kgl. ung. geolog. Landesanstalt (seit 1908 „Reichsanstalt") durchgeführt wurden, sind nicht so systematisch und vor allem lange nicht so weit gediehen, wie die Arbeiten ihrer österreichischen Vorgänger: in vielen Gegenden ist man noch vollständig auf die Aufnahmen der sechziger Jahre angewiesen. Dafür bieten sie ein detailreicheres Material, eine strengere Gliederung und manchmal auch mehr tektonische Angaben. Trotzdem bleibt hier noch viel mehr zu tun, als bisher geleistet wurde. Rühmlich hervorgehoben werden müssen jedoch hier die grundlegenden selbständigen Arbeiten von Herbich im Osten, von Inkey im Süden und von Koch im Zentrum von Siebenbürgen.

Zur Erleichterung der literarischen Nachweise möchte ich im folgenden eine gedrängte Zusammenstellung der wichtigsten benützten Kartenwerke und der Literatur geben, wobei ich aber absichtlich alle rein touristischen Artikel, alle kompilatorischen Werke mit Ausnahme derjenigen, die eine größere Bedeutung beanspruchen können, endlich die unbedeutenderen Arbeiten älterer Zeit, deren Nachweise man einerseits in Hauer's und Stache's Geologie von Siebenbürgen bis 1863, anderseits in Kochs Tertiär von Siebenbürgen bis 1894 und 1900 findet, übergehe. Leider mußte ich, da ich die ungarische Sprache nicht beherrsche, auf die Auswertung der rein ungarischen Literatur verzichten, ein Mangel,

[1]) Die Aufnahmen fanden in den Sommermonaten 1859 und 1860 statt: im ersten Jahre nahm Hauer das östliche Grenzgebirge (ohne Hargitta) und die südlichen Grenzgebirge bis zum Rotenturmpaß, v. Richthofen die nördlichen Grenzgebirge bis zum Szamosfluß und die Hargitta auf. Im zweiten Jahre wurde von Hauer die Aufnahme des ungarischen Erzgebirges zwischen Maros und Aranyosfluß, von Stache die des Teiles nördlich bis zum Szamosdurchbruch, von Stur diejenige südlich bis zur Landesgrenze besorgt.

der jedoch durch die Tatsache, daß fast alle ernsteren, wissenschaftlichen Arbeiten Ungarns mindestens im Auszug auch anderssprachig erscheinen, nicht so schwer wiegt. Im Texte wird durch Beifügung der (fettgedruckten) laufenden Nummern des Artikels eine ausführlichere Wiedergabe des Titels überflüssig gemacht.

Am schwächsten steht es noch mit den morphologischen Arbeiten. Bis vor kurzem beschränkte man sich auf die Erforschung der Glazialformen der südlichen Randgebirge (Lehmann, Murgoci, Martonne, Lóczy) oder auf orographische oberflächliche Schilderungen (z. B. die Arbeit von Merutin über das Rodnaer Gebirge, das Karpatenwerk von Rehman oder das Sammelwerk „Österreichisch-ungarische Monarchie in Wort und Bild"); erst in letzter Zeit setzt auch auf diesem Gebiete intensive, auf die neuesten Methoden gestützte Forscherarbeit ein. Vor allem ist auf das große, in langjährigen Studien entstandene Werk De Martonne's über die Südkarpaten hinzuweisen, das mit einem Male unsere morphologische Kenntnis des ganzen Gebirges von der Donau angefangen bis an die Háromszék bedeutsam vertieft; in letzter Zeit gehen aus der Schule Prof. Cholnoky's in Kolozsvár fortlaufend Studien meist morphologischen Charakters hervor.

Vorliegende Arbeit stützt sich ausschließlich auf die österreichisch-ungarische Spezialkarte 1 : 75000, Z. 16 K. XXVI—XXXII, Z.17 K. XXVI—XXXI. Z.18 K. XXVI—XXXIII, Z.19 K. XXVI—XXXIV, Z.20 K. XXV—XXXIV, Z.21 K. XXV—XXXIV, Z.22 K. XXV—XXXIV, Z.23 K. XXV—XXXIV; zu größeren Übersichten wurde die Generalkarte von Mitteleuropa 1 : 200000 (Blatt Großwardein 40°47°, Klausenburg 41°47°, Besztercze 42°47°, Gyergyó Szt. Miklós 43°47°, Temesvár 39°46°, Lugos 40°46°, Gyulafehérvár 41°46°, Nagy Szeben 42°46°, Brassó 43°48° und Kézdi Vásárhely 44°46°) benützt, manchmal auch die ältere Generalkarte von Zentraleuropa 1 : 300000.

Von geologischen Karten lagen vor: die geologische Übersichtskarte der Österreichisch - ungarischen Monarchie von Hauer 1 : 576000, Bl. VII Ungarn, VIII Siebenbürgen. die Carte géologique de la Hongrie 1 : 1000000 Budapest 1896 und die Carte géologique internationale 1 : 1500000 Bl. D. 5, außerdem eine Reihe von geologischen Spezialkarten von Westsiebenbürgen, nämlich: Zilah (16 XXVIII, aufgenommen von Hoffmann und Matyasovszky, Budapest 1889), Bánffy Hunyad (18 XXVIII, Koch und Hoff-

mann. Budapest 1889), Klausenburg (18 XXIV, Koch, Budapest 1884), Ökrös (19 XXVI, Pethö, H. Böckh, Budapest 1905), Magura (19 XXVIII. Pálfy, Primics, Budapest 1905), Torda (19 XXIX, Koch, Budapest 1889), Abrudbánya (20 XXVIII Gesell. Pálfy, Budapest 1905), Parosiu und Vulkánpaß (24 XXVIII, Hoffmann. Inkey, Budapest 1886). Überdies noch eine Reihe von Detailkarten. die verschiedenen geologischen Arbeiten beigefügt sind; dieselben werden im Literaturverzeichnis Erwähnung finden.

Die wichtigsten allgemeinen Werke, in denen mehr oder minder auf das Landschaftsbild Siebenbürgens Bezug genommen wird. sind:

1. Bielz Alb., Handbuch der Landeskunde von Siebenbürgen, Hermannstadt 1857.
2. Bielz Alb., Führer durch Siebenbürgen, 3. Aufl. v. E. Sigerus, 1902.
3. Grund A., Österreichisch-ungarische Monarchie, 1906, Göschen, N° 244, bes. S. 34—38.
4. Österreichisch-ungarische Monarchie in Wort und Bild, Ungarn, Bd. VI, Wien 1902; siehe auch Sonnklar, Übersichtsband, I, 1887.
5. Partsch I., Mitteleuropa, Gotha 1904.
6. Pax I. Grundzüge der Pflanzenverbreitung in d. Karpaten, I, Leipzig 1898, bes. S. 80—98.
7. Rath G. v., Siebenbürgen, Reisebeobachtungen und Studien, 2. Aufl., Heidelberg 1888.
8. Ratzel F., Aus Siebenbürgen, Beilage z. allgem. Zeitung, N° 165, 1901, 1—6.
9. Rehman A., Ziemie dawnej Polski, Karpaty pod względem fizyczno-geograficznym, Lwów 1895, bes. S. 555—657.
   dazu Romer E, Mitteilungen der k. k. geograph. Gesellschaft, Wien 1896, 39. 251—299.
   und Philippsohn A., Einteilung der Karpaten, Geograph. Zeitschrift, 1907, III. 530,
10. Reinisch, Heimatkunde von Siebenbürgen, 2. Aufl. 1904.
11. Supan A., Österreich-Ungarn in Kirchhoff's Länderkunde von Europa, Wien, Prag, Leipzig 1889, S. 3—337, bes. S. 203—222.
12. Umlauft, Österreichisch-ungarische Monarchie, 3. Aufl. 1897, bes. 214—220.

Eingehender werden einzelne morphologische Fragen aus Siebenbürgen behandelt in folgenden Studien.

13. Binder, Die Höhenverhältnisse Siebenbürgens, Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, VI. 1851, 602—655.
14. Erödi Kalman, Die Seen der Mezöseg, Földr. Közlömenyek, Bull. Int. 1908, 36, 242—255.
15. Fronius, Ein Ausflug in die Hargitta, Verhandlg. und Mittlgen des Siebenbürgischen Vereines für Naturwissenschaften 8, 102.

16. Fuß, Bericht über eine Fußreise in die nordöstl. Karpaten Siebenbürgens ebda 5, 93.
17. Fuß, Bericht über eine Exkursion in das Gebirge von Tihutza bis Borszek, Archiv des Vereins f. siebenbürgische Landeskunde, N. F. 1, 389.
18. Gelei I., Der Szt. Annasee, Földr. Közl. Bull. Intern. 1909, 37, 97—118.
19. Lehman F. W. Paul: Die physikalischen Verhältnisse des Burzenlandes, Verhdlg. der Ges. f. Erdkunde, Berlin 1882, 182—190.
20. Martonne E. de, Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transsylvanie. Rev. d. géogr. annuelle Paris, 1, 1906/7, 1—289.
21. Martonne, L'évolution morphologique des Karpates méridionales, Compte Rendu du VIII. Congrès intern. de Géogr. Washington 1904 (1905), 138--145.
22. Martonne, Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transsylvanie. Comptes Rendus de l'Acad. des Sciences, 138, Paris, 1440—1442.
23. Martonne, Sur le caractère des hauts sommets des Karpates méridionales. Compte Rendu du Congrès pour l'avancement des Sciences. Bucarest 1903 (1905).
24. Mehely, Drei Wochen im Bodzaner Gebirge, Jahrbuch des siebenbürg. Karp.-Ver., 10, 1 ff.
24a. Merutiu V., Muntii Rodnei, studiu geografic, Bull. Soc. Geogr. Romana. Bucuresti, 27, 1906. 39—142.
25. Mihutia A., Die hydrograph. Verhältnisse des Kalkplateaus v. Vaskóh, Földr. Közl. 1904, 32, ungarisch 1—31, deutsch Abrégé 1—11.
26. Mrazec L., Contribution à l'histoire de la vallée du Jiu. Bull. Soc. Sc. Bucarest 1891, 7.
27. Nekham, Biharországbol, Turistak Lapja 1890. 2. 368.
28. Popescu, Entstehung des oberen Alttales, Leipzig 1903.
29. Radvanyi A., Über das Görgenygebirge, Földr. Közl. Bull. Int. 1909, 37, 118—138.
30. Sawicki L., Morphologische Skizze von Siebenbürgen, Földr. Közl, 1910, 38 (8).
31. Sawicki, Zur Frage der Vergletscherung des Bihargebirges Földr. Közl. 1909, 37 (10).
31a. Sawicki L., Die glazialen Züge der Rodnaer Alpen und Marmaroscher Karpaten, Mittlg. der k. k. geogr. Ges. Wien, 1911, 510--571.
32. Sawicki, Entwicklungsbedingungen des Vaskóher Karstes. Földr. Közl. 1910, (38 6—7).
33. Schmidl, Das Bihargebirge an der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen, Wien 1863.
34. Schur, Rodna, sein Gebirge und seine Umgebung, Verhdlg. und Mittlg. des siebenbürg. Vereins f. Naturwissenschaften 10, 119.
35. Schur, Die Mezöseg, ebda. 10, 110.
36. Sieger, Aus den Südkarpaten, Jahrb. d. Siebenbürg. Karpatenvereins, 1896, 16, 16—29.
37. Szadeczky, Gletscherspuren im Bihargebirge. Földr. Közl. 1906, 34, 290 und Abrégé 131—134.
38. Wachner, Das siebenbürgische Erzgebirge; Geograph. Zeitschrift 1910. 417—427.

Überdies sind noch einzelne, nachbarliche Gebiete umfassende Arbeiten hier zu erwähnen. da ihre Ergebnisse für die Probleme Siebenbürgens bedeutsam sind:

39. Cholnoky E., Die wissenschaftliche Erforschung des Alföld, Földr. Közl. 32, 1905, 175—180.

40. Cvijic I., Die Entwicklungsgeschichte d. eisernen Tores. Pet. Mittlg. Ergzheft N° 160, 1908.

41. Halaváts, Die geologischen Verhältnisse des Alföld zwischen Donau und Theiß, Mittlg. aus d. Jahrbuch d. kgl. ung. geolog. Landesanst. XI, 1898, (3).

42. Sawicki L., Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpaten. Mittl. d. Wiener geolog. Gesellschaft 1909, 2, 94—117.

43. Sawicki, Aperçu historique et critique des études glaciologiques dans les Karpates, La Géographie, 1912 (im Erscheinen).

44. Schafarzik, Kurze Skizze der geolog. Verhältnisse und der Entwicklungsgeschichte im Eisernen Tor an d. unteren Donau, Földr. Közl. 1903, 33, 402—444.

45. Vujevic, Die Theiß, eine potamolog. Studie. Pencks geogr. Abhdlg. VII (4), 1906.

Ferner kommen hier in Betracht vor allem die unser Gebiet mitbetreffenden größeren geologischen Arbeiten und die sich auf Siebenbürgen oder größere Teile desselben beschränkenden geologischen Monographien. Unter ersteren, wenn man absieht von den Werken: Beudant (1818—1822, mit geolog. Karte 1 : 1.000000), Boué (1830—1833 mit geolog. Karte), Haidinger (1845 mit geolog. Karte 1:864000) und Lill v. Lilienbach (1833 mit geolog. Karte 1:2.000000) verdienen Beachtung besonders:

46. Limanowski Miecz., Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos 1905, 253—340.

47. Murchison, On the Structure of the Alps, Apennines and Carpathians. Quart. Journ. of the Geolog. Soc. 1849. 6; deutsch, Stuttgart 1850. ital. Pisa 1851.

48. Sueß Ed., Antlitz der Erde 1, 1883.

49. Uhlig V., Bau und Bild der Karpaten. Leipzig, Wien 1903, bes. S. 795—817.

50. Uhlig V., Zur Tektonik der Karpaten, Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. Wiss. 1908. math. naturw. kl. 116. 1907, 871—982.

Unter den anderen sind hervorzuheben:

51. Bielz, Bericht über die geolog. Übersichtsaufnahme von Siebenbürgen, Verhandlg. und Mitteilg. d. Ver. für Naturwiss. Hermannstadt 1860.

52. Hauer Fr., und Stache G., Geologie von Siebenbürgen, Wien 1863, unveränderter Abdruck 1883.

53. Hauer, Erläuterungen zur geolog. Übersichtskarte der öst.-ungar. Monarchie Bl. VIII. Siebenbürgen, Jahrb. d. geol. R. A. 1873, 71—116.

54. Herbich, Das Széklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteile. Mittlg. aus d. Jahrb. d. ung. geol. Landesanst. 5 (2), 1878, S. 363.

55. Inkey B. v., Die Transsylvan. Alpen vom Rotenturmpaß zum Eisernen Tor. Mathemat. und naturwiss. Berichte aus Ungarn 9, 1892, 20—53.

56. Koch, Die Tertiärbildungen des Siebenbürger Beckens, Mittlg. aus d. Jahrb. d. ungar. geolog. Landesanstalt I (Paläogen) 10, 1894, 188—397; 11 (Neogen) 10a, 1—370, 1900.

57. Nopcsa Fr., Zur Geologie von Gyulafehérvár, Déva und Ruszkabánya, Mittlg. a. d. Jahrb. d. ung. geol. L. A. 14, 1906, 94—279.

58. Primics, Die geolog. Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mittlg. a. d. Jb. d. ung. geol. L. A. 4, 1884, 283—315.

59. Richthofen, Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. Jahrb. d. geol. R. A. Wien 11, 1860, 153 ff.

Es erübrigt nun noch, die wichtigsten geologischen Einzelstudien anzuführen, wobei ich mich in weitgehendem Maße einschränken kann, indem ich auf die Literatursammlungen bei Hauer und Stache (bis zum Jahre 1863), bei Koch (bis 1894 u. 1900), endlich für die Südkarpaten und die angrezenden Länder bei De Martonne (bis 1907) in den oben zitierten Werken verweise:

60. Andrä C. J., Geolog. Beschaffenheit des Büdös. Jahrb. d. geol. R. A. Wien, 13, 1863, 169; 14, 1864, 169.

61. Andrä, Der Bergsturz von Magyarókerczke in Siebenbürgen, ebenda 1. 1851, 60.

62. Andrä. Der Butschetsch bei Kronstadt. Eine Alpenwanderung. Verhdlg. und Mittlg. des siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. Hermannstadt 6, 40.

63. Arz G., Geolog. und naturhistor. Verhältnisse Mühlbachs und seiner Umgebung, ebenda 17, 1866, 81.

64. Bernath, Die Kochsalzwässer in Siebenbürgen, Földt. Közl. 1880, 10, 244.

65. Berwerth F., Die beiden Detunaten, Jahrb. d. siebenbürg. Karpatenver. 13, 19.

66. Berwerth, Ausflüge im siebenbürg. Erzgebirge, Annalen d. k. k. naturhistor. Hofmuseums Wien, 3, 1888, 117—128.

67. Bielz E. H., Der Gebirgssee Gyilkostó oder Verestó in der Gyergyó und seine Entstehung, Jahrb. d. siebenbürg. Karp.-Ver. 8, 150.

68. Bielz, Karte der Verbreitung der Salzquellen und des Salzgesteins in Siebenbürgen, Hermannstadt 1854.

69. Bielz, Naturhistor. Reiseskizzen, Verhdlg. und Mittlg. d. siebenbürg. Ver. für Naturwiss. 3, 171. 187.

70. Bielz, Die Trachyttuffe Siebenbürgens, ebenda 25, 1875, 86.

71. Böckh, Die geolog. Verhältnisse v. Sosmezö und Umgebung. Jahrb. d. ung. geolog. L. A. 20, 1895.

72. Böckh-Gesell, Lagerstätten von Edelmetallen, Eisen, Salz, Mineralkohle und Steinsalz in Ungarn, Budapest 1898.

73. Böckh, Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges, Jahresbericht d. ung. geol. L. A. für 1903 (1905), 155—169.

74. Budai, Zur Petrographie d. südl. Hargitta. Föld. Közl. XI, 1881, 296.

75. Capesius, Mittlg. über die Bodenverhältnisse von Hermannstadt, auf Grund von Brunnengrabungen. Verhdlg. u. Mittlg. d. siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. 41, 1891, 56.

76. Doelter, Aus dem siebenbürg. Erzgebirge (mit Karte). Jahrb. d. geolog. R. A. Wien, 24, 1874, 7. Auch Verhdlg. 1874, 42.

77. Doelter, Die quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn, Tschermaks mineralog. Mittlg. 1873, 51.

78. Doelter, Die Trachyte d. siebenbürg. Erzgebirges, ebenda 1874, 13.
79. Fischer, Die Salzquellen Ungarns. Földt. Közl. 1887, 17, 449.
80. Fronius, Eine naturhistor. Exkursion in das Széklerland, Verhdlg. und Mittlg. d. siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. 9. 77.
81. Halaváts, Aufnahmsberichte aus dem Hátszeger Becken. Jahresber. d. ung. geol. L. A. f. 1896 (1898) 101—107; 1897 (1899) 104—119; 1898 (1900) 109 ff. 1899 (1900) 81—85; 1902 (1904) 93—100: 1903 (1905) 113—124; aus der Gegend von Szászváros ebenda 1901 (1903) 103—109; Szászsebes ebda 1905 (1907) 82—97; 1906 (1908) 134—144; 1907 (1909) 99—104.
82. Hauer, Das Burzenländer Gebirge. Verdlg. d. geol. R. A. Wien 1851, 20.
83. Hauer, Geolog. Aufnahme von Hermannstadt, ebda 1857, 88.
84. Hauer, Geologie von Kronstadt, ebda 1859, 105.
85. Hauer, Der Geisterwald, Wiener Zeitung, 31. August 1859.
86. Hauer, Die Goldlagerstätten Siebenbürgens, Jahrb. d. geolog. R. A. 1865. 198—211.
87. Haußmann, Die Hargitta und ihre nähere Umgebung. Verhdlg. u. Mittlg. d. siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. 11, 209.
88. Herbich, Geolog. Streifungen im Altdurchbruch zwischen Felsö und Also Rakos, ibidem 17, 182.
89. Herbich, Die geolog. Verhältnisse des nordöstl. Siebenbürgens, Mittlg. aus d. Jahrb. d. ung. geolog. L. A. 1, 293.
90. Herbich. Zur Verbreitung der Eruptivgesteine Siebenbürgens, Deutsche Revue 13, 1873.
91. Herbich, Die Schieferkohle von Freck in Siebenbürgen, Verhdlg. d. geol. R. A. Wien 1884, 248; dazu Staub, ebda 1884, 308.
92. Herbich, Neue Beobachtungen in den siebenbürgischen Karpaten, ebda 1873, 283.
93. Hoffmann, Aufnahmsberichte aus dem Szilágyer und Szatmárer Komitat, Földt. Közl. 1879, 9, 231; 1881, 11, 317; 1883, 13, 106.
94. Hoffmann, Geologische Notizen über die kristallin. Schieferinsel von Preluka. Jahresber. a. d. ung. geol. L. A. f. 1885 (1887), 31 ff.
95. Ilosvay, Chemische und physikalische Untersuchungen der Luft der Torjaer Büdöshöhle, Budapest 1895. Besprechung Földt. Közl. 1896, 378—379.
96. Inkey, Geotekton. Skizze d. westl. Hälfte des ung. rumänischen Grenzgebirges. Földt. Közl. 1884, 14, 116—121.
97. Kadić, Aufnahmsberichte aus dem Becken von Belényes, ebda f. 1905 (1907), 112—121.
98. Kadić, Aufnahmsberichte von der unteren Maros: Pozsoga, Jahresber. d. ung. geolog. L. A. f. 1904 (1906), 148—165.
99. Kalecsinsky, Über die ungarischen warmen und heißen Kochsalzseen Föld. Közl. 31, 1901, 409—431.
100. Koch, Petrograph.-tekton. Verhältnisse der Trachytgesteine der Vlegyasza Érd. Múz. Egyt. Évkonyvei, Kolozsvár, 1878, 361.
101. Koch, Zusammensetzung und Grundwasserverhältnisse des Kronstädter Gebirges, Értekezések a Természettudományok Köreböl 17, N° 3.
102. Koch, Verzeichnis der siebenbürg. Funde von Ursäugetieren und prähisto-

rischen Artefakten. Revue a. d. Inhalt d. wiss. Abtlg. des Orvos Term. tud. Értesitö 1888, 303.

103. Koch, Siebenbürgens Ursäugetierreste und auf den Menschen bezügliche Funde. Erd. Múz. Egyt. Könyvei 1876, 149.

104. Koch, Aufnahmsberichte aus dem Klausenburger Randgebirge, Föld. Közl. 1884, 14, 368.

105. Koch, Neuere Beiträge zur genaueren geologischen Kenntnis des Gyaluer Hochgebirges, Földt. Közl. 24, 1894, 135—142.

106. Koch, Aufnahmsberichte aus dem Klausenburger Randgebirge: Jahresber. d. ung. geolog. L. A. f. 1882 (1884) 32, 1883 (1885) 64, Kalotaszég, Gyaluer Massiv 1884 (1886) 73, Klausenburgs Umgebung 1885 (1887) 62, 1886 (1888) 55, Torda 1887 (1889) 29.

107. Lengyel, Der Illyestó bei Szovata. Földt. Közl. 28, 1898, 280.

108. Lóczy L. v., Eine auffallende Talbildung im Bihargebirge. Verhdlg. d. geol. R. A. Wien 1877, 270.

108a. Lóczy, Über die Petroleumgebiete Rumäniens im Vergleich mit dem neogenen Becken Siebenbürgens. Föld. Közl. 1911 41, 470—506.

109. Lóczy, Aufnahmsberichte von der Arader Hegyalya. Jahresber. d. ungar. geol. L. A. f. 1883 (1885), 45, f. 1884 (1886) 35, 1888 (1890) 35, zwischen Maros und Temes, ebendas. 1885 (1887) 80, 1886 (1888) 114, 1887 (1889) 101.

110. Lörenthey, Lignitbildungen im Szeklerland, Orvos Természettud. Ertesitö, Kolozsvar 17, 1895, 237 und 341; geolog. Exkursionen im Sommer 1891, ebda 15, 1893, 100.

111. Matyasovszky, Aufnahmsberichte von der Sebes Körös und dem Rézgebirge, Jahresber. d. ung. geolog. L. A. 1882 (1884) 24, 1883 (1885) 38, 1884 (1887) 131.

112. Menschendörfer, Der geol. Bau der Stadt Kronstadt und ihres Gebietes, Kronstadt 1892.

113. Menschendörfer, Versuch einer urweltlichen Geschichte des Burzenlandes. Gymnasialprogramm, Kronstadt 1866, 3—49.

113a. Mrazec, La tectonique de l'eperon paléogene de Valeni, Revue Petrole 1908, 247—250.

113b. Murgoci, La grande nappe de charriage des Carpathes méridionales C.—R. Acad. des Sc. Paris, 3 VII 1905.

— Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes meridionales, ibidem, 31 VII. 1905.

— Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes meridionales ibidem 4 IX. 1905.

113c. Murgoci, Tertiarul din Oltenia cu privire la sare petrol si ape minerale, Ann. Inst. Geol. 1, 1908, 1—109 (deutsch 109—128).

114. Neumayer, Tertiäre Süßwasserablagerungen in Siebenbürgen, Verhdlg. d. geol. R. A. Wien, 1875, 17, 330.

115. Neumayer, Aus dem Nagy Hagymasgebirge, Jahrber. d. siebenbürg. Karpatenver. 8, 28.

116. Nopcsa v., Bemerkungen zur Geologie von Hátszeg, Földt. Közl. 1899, 360,

117. Nuricsan, Chemische Analyse der Salzquelle von Torda, Földt. Közl. 1893. 23, 296.

118. Pálfy, Geolog. und hydrolog. Verhältnisse von Szekely Udvarhely, Földt. Közl. 1899, 99.

119. Pálfy, Oberkreide bei Szászcsor und Sebeshely, ebenda 1901, 114.

120. Pálfy, Altersverhältnisse der Andesite im siebenbürg. Erzgebirge, ebenda 1903, 509.

121. Pálfy, Geol. Bau der rechten Seite des Marostales bei Algyógy, ebenda 1907, 537—551.

122. Pálfy, Aufnahmsberichte; Jahresber. der ung. geol. L. A.; vom Gyaluer Massiv 1896 (1898) 64—90;1897 (1899) 55—66; 1898 (1900) 64—80; 1899 (1901) 42—63; 1900 (1902) 56—67; 1901 (1903) 60—80; aus dem siebenbürg. Erzgebirge 1902 (1904) 59—66; 1904 (1906) 101—105; 1905 (1907) 74—79; von der Feher Koros 1903 (1905) 105—109; vom Csetrasgebirge 1906 (1908) 124—133; Marostal bei Algyógy 1907 (1909) 91.

123. Papp, Aufnahmsberichte, Jahresber. d. ung. geol. L. A.: von Petris 1901 (1903) 81—102; von Zám 1902 (1904) 67—92; von Alvacza 1903 (1905) 70—104; Menyháza 1904 (1906) 62—100; von der Feher Koros 1905 (1907) 63—73; von Viszka 1906 (1908) 97—102.

124. Pavay, Geolog. Verhältnisse d. Umgebung v. Klausenburg, Mittlg. a. d. Jahrb. d. geol. L. A. 1, 351.

125. Peters, Geolog. und mineralog. Studien aus d. südöstl. Ungarn, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1861, 41, 385.

126. Peters, Biharexkursionen. Verhdlg. d. geol. R. A.: Wien 1858, 87, 102, 109, 131.

127. Pethö, Aufnahmsberichte. Jahresber. d. ung. geol. L. A.: von der weißen Körös f. 1885 (1887) 108; f. 1886 (1888) 91; 1887 (1889) 67—100; 1888 (1890) 47; Kodrugebirge f. 1889 (1891) 28—51; f. 1891 (1893) 49; Vaskóh 1892 (1894) 67—107; Kodru Moma 1893 (1895) 55—83; 1894 (1896) 49—85; 1895 (1897) 45—57; 1896 (1898) 41—63; von Fenes Solyom f. 1898 (1900) 44—63.

128. Phleps O., Durchforschung des Cibingebirges. Verhdlg. u. Mittlg. des siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. 1894.

129. Phleps, Geolog. Notizen über die siebenbürg. Vorkommnisse von Naturgas 1901.

130. Posepny, Stratigraphie des südl. Bihargebirges. Verhdlgn. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1868, 381.

130a. Pošepny, Geologie d. siebenbürg. Erzgebirges. Jahrb. d. geol. R. A. 1868, 18, 53, 207, Verhdlg. 1870, 95.

130b. Pošepny, Studien aus den Salinargebieten Siebenbürgens, ibidem 17, 1867, 445; 21, 1877, 123, dazu Verhdlg. 1867, 134; 1870, 339.

131. Primics, Die Torflager Siebenbürgens. Mittlg. a. d. Jahrb. d. ung. geol. L. A. 10, 1.

132. Primics, Aufnahmsberichte: Jahresber. d. ung. geol. L. A.; aus dem Vlegyaszagebirge 1889 (1901) 61; 1890 (1892) 44.

133. Primics, Eruptivgesteine des nördlichen Hargittazuges. Földt. Közl. 1879, 9, 455.

Geolog. Beobachtungen im Csetrasgebirge. Földt. Közl. 1888, 18, 517.

134. Rath von, Das Trachytgebirge der Hargitta nebst dem Büdösch. Sitzungs-

her. d. niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde, Bonn, 1875, 6; 1876, 82.

Bericht über die Herbstreise 1878 durch einige Teile des österreichisch-ungarischen Staates. 1880. Bonn.

135. Richthofen, Tertiäre Eruptivgesteine von Ungarn und Siebenbürgen, Jahrb. der geol. R. A. Wien 1860, **10**, 153—177.

136. Römer, Das Gebirge des Burzenlandes, Jahrb. d. siebenbürg. Karpatenvereines **13**, 1; zahlreiche sonstige Ausflüge in das Burzenland, Bucsecs und Königstein, ebda 2, 96, 112; 3, 140, 86; 5, 74; 6, 87; 8, 1; 9, 87; **13**, 1; **15**, 15.

137. v. Roth L., Beitrag zur Kenntnis der Fauna der neogenen Süßwasserablagerungen im Széklerland. Földt. Közl. **11**, 1881, 64.

138. Roth, Der Illyestó bei Szóvata, ebenda 1899, **29**, 130.

139. Roth, Aufnahmsberichte. Jahresber. d. ung. geol. L. A.: vom Ostrand des siebenbürg. Erzgebirges f. 1896 (1898) 91—100; 1897 (1899) 67—103; 1898 (1900) 81—108; 1899 (1901) 64—80; 1900 (1902) 68—90; 1901 (1903) 52—69; 1902 (1904) 55—58; 1903 (1905) 110—112; 1904 (1906) 106—126; 1905 (1907) 80—81; zentrales Becken Balázsfalva 1906 (1908) 145—150; Felsöbajom 1907 (1909) 105.

140. Roth, Umgebung von Zsibo. Jahrb. d. ung. geol. L. A. **11**, 1897, 259.

141. Rozlozsnik, Aufnahmsberichte. Jahresber. d. ung. geol. L. A.; aus dem Nagy Bibár f. 1905 (1907) 122—143; f. 1906 (1908) 78—86.

142. Salzer, Die Thorenburger Kluft. Verhdlg. und Mittlg. d. siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. **15**, 43.

143. Schafarzik, Exkursion d. ung. geol. Ges. im siebenbürg. Erzgebirge. Földt. Közl. 1900, **30**, 97—119.

144. Schafarzik, Über die geol., hydrograph. und physikal. Verhältnisse der durch Insolation erwärmten Kochsalzseen, Földt. Közl. 1908, **38**. 437—455.

145. Schafarzik, Aufnahmsberichte. Jahresber. d. ung. geol. L. A. aus dem Pojana Ruszkagebirge f. 1897 (1890) 120—156; f. 1898 (1900) 124—155; f. 1899 (1901) 86—96; f. 1900 (1902) 101—121; f. 1901 (1903) 110—118; f. 1902 (1904) 101—106; f. 1905 (1907) 98—111; f. 1906 (1908) 111—113; f. 1907 (1909) 77—90.

145a. Schilling, G., A Bodzaforduló Földr. Körl. 1910, **38**, 12—31.

146. Schur, Ober Tömös und der Predeal. Verhdlg. und. Mittlg. d. siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. **10**, 203. 1861.

147. Schuster, Die Schlammquellen und Hügel bei den Reussener Teichen, ebenda 1882, **32**, 158.

148. Semper, Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten d. siebenbürg. Erzgebirges. Abhdlg. d. preußichen geolog. Landesanstalt NF **33**, Berlin 1900.

149. Staub, Über die Kalktuffablagerungen bei Borszek. Földt. Közl. **15**, 1885.

150. Staub, Beiträge zur fossilen Flora des Szeklerlandes. Földt. Közl. **11**, 1881, 58.

151. Staub, Die Flora Ungarns in der Eiszeit. Földt. Közl. 1891, **21**, 74.

152. Szadeczky, Eruptivgesteine d. siebenbürg. Erzgebirges. Földt. Közl. 1892, **22**. 323.

153. Szadeczky, Geologie des Vlegyasza-Bihargebirges, ebenda 1904, 34. 115—182.
154. Szadeczky, Die petrograph. und tekton. Charaktere des mittleren Teiles des Bihargebirges, ebenda 1907. 37, 77—83.
155. Szadeczky, Die Erdrutschung bei Dank, Orvos Termeszettud. Ertesitó, Kolozsvár 19, 1897, 204.
156. Szadeczky, Aufnahmsberichte. Jahresber. d. ung. geol. L. A. Bihargebirge f. 1904 (1906) 106—179; f. 1905 (1907) 144—170; f. 1906 (1908) 56—77.
157. Szontagh, Aufnahmsberichte. Jahresber. d. ung. geol. L. A. vom Kiralyerdö f. 1892 (1894), 60—68; f. 1893 (1895) 50—54; f. 1894 (1896) 44—48; f. 1895 (1897) 41—44; f. 1896 (1898) 38—40; f. 1897 (1899) 50—54; f. 1898 (1900) 245—266; f. 1903 (1905) 45—62; f. 1904 (1906) 58—61; f. 1905 (1907) 54—62; f. 1906 (1908) 50—55.
158. Teglás, Die römischen Steinbrüche in der Nähe von Potaissa (Torda) Földt. Közl. 1893, 23, 79.
159. Teglas, Kurze Ubersicht der in der Zone des siebenbürg. Erzgebirges von Zám bis zum Ompolytale erforschten Höhlen. Földt. Közl. 1890, 20, 84.
160. Thirring, Skizzen aus der Pojana Ruszka. Jahrb. d. ung. Karp.-Ver. 1888, 165.
161. Tschermak, Die siebenbürg. Goldfelder; Schriften d. Ver. zur Verbreitung naturwiss. Kenntnisse in Wien 1866/7.
162. Weiß, Der siebenbürg. Bergbau. Mittlg. aus d. Jahrb. d. ung. geol. Landesanstalt 9, 105—186.

II. Allgemeine Topographie und Einteilung Siebenbürgens.

(Tafel VII)

Es erscheint mir nötig, eine gedrängte Charakteristik der großen Züge der Topographie Siebenbürgens zu geben, und zwar aus zwei Gründen: aus einem methodischen und einem praktischen. Erstens wird uns die Kenntnis der wichtigsten und auffallendsten Züge der Topographie des Landes schon auf eine Reihe großer Probleme führen. deren Bedeutung dann durch die Entwicklungsgeschichte des Landes in noch helleres Licht gerückt wird. Zweitens ist aber eine solche topographische Ubersicht sehr vorteilhaft für die allgemeine Orientierung, besonders angesichts der manchmal doch ziemlich bedeutenden Unsicherheit in der Nomenklatur der morphologischen Landschaften. Überdies lassen die bestehenden Karten manchmal die Bedeutung, respektive die Bedeutungslosigkeit gewisser morphologischer Elemente, wie der Tiefenlinien, nicht genug scharf erkennen.

1. Die Prinzipien. — Man war sich über die maßgebenden Prinzipien einer morphologischen Einteilung nicht immer klar. In

den Karpaten rang lange Zeit das rein orographische Prinzip (siehe v. Sonnklars: Österr.-Ungar. Monarchie in Wort und Bild. Übersichtsband I) mit dem rein geologisch-lithologischen (siehe die Erläuterungen Hauers (Lit. 53) zur geologischen Übersichtskarte von Österreich-Ungarn). Wenngleich zugegeben werden muß. daß letztere Richtung insoweit einen großen Fortschritt bedeutet, als sie den Einfluß des Materials auf die Formengebung entsprechend würdigt, muß andererseits daran festgehalten werden, daß sie die Bedeutung der jüngeren Entwicklungsgeschichte, die sie ja überhaupt nur zum geringsten Teile kannte. für die Großformen unterschätzte. Rehman 1895 (Lit. 9) folgte der Richtung Sonnklars, weshalb auch öfter Einsprache gegen seine Einteilung erhoben wurde (Philippsohn Lit. 9), Pax (1898 Lit. 6) hingegen der Richtung Hauers. Da beide ausgezeichnete Pflanzengeographen waren. kam in ihren Einteilungen auch ein drittes Prinzip zur Geltung, das physiographische. Es entging ihnen nämlich nicht der hochbedeutsame Einfluß der topographischen Verhältnisse auf die Vegetationsformationen und sie zogen den Charakter der Pflanzendecke mit herein zur Charakteristik der Gruppen. Weniger befaßten sie sich mit dem Einflusse der Oberflächengestaltung auf die anthropogeographischen Verhältnisse, obwohl dieser Einfluß gerade in den Karpaten sehr ausgesprochen ist, wie z. B. aus der Studie De Martonne's über die Verteilung der Bevölkerungsdichte in den rumänischen Karpaten [1]) und aus meiner Arbeit über die Verteilung der Bevölkerung in den Westkarpaten [2]) genugsam hervorgeht.

Das physiographische Prinzip. welches die echt geographischen Wechselbeziehungen zwischen Material und Form. dem vegetativen und dem animalischen Leben, und endlich allen anthropogeographischen Erscheinungen aufzudecken und auf die natürlichen Einheiten der Landoberfläche zurückzuführen sucht. ist das zweifellos bedeutsamste geographische Einteilungsprinzip, und es ist ihm nur gleichsam ergänzend in neuester Zeit ein anderes noch an die Seite getreten, das genetische. Seitdem man begonnen hat, jedwede

[1]) De Martonne E. Recherches sur la distribution de la population en Valachie, Paris 1902.

[2]) Sawicki L. Ogólne stosunki rozmieszczenia ludnosci w Zachodnich Karpatach. Krakow 1910. Deutsches Resume: Bull. Acad. d. Sciences, Cracovie 1909 S. 886—905.

morphologische Erscheinung im großen wie im kleinen als etwas Gewordenes zu erfassen, hat man auch eingesehen, daß die physiographischen Einheiten entwicklungsgeschichtlich vorbedingt sind und daß man auf Grund der Entwicklungsgeschichte am sichersten und schärfsten die natürlichen Einheiten umgrenzen lernt.

Auf Grund vorerwähnter Prinzipien ist man in manchen Gegenden der Karpaten zu stark voneinander abweichenden Einteilungen gelangt; sie nähern sich einander nur in den Innenzonen der Karpaten, da hier die orographischen, tektonischen und entwicklungsgeschichtlichen Linien, die morphologischen, geologischen und biogeographischen Einheiten meist zusammenfallen. So erklärt es sich auch, daß die verschiedenen Versuche der Einteilung Siebenbürgens (Binder 1851 Lit. **13**, Bielz 1857 Lit. **1**, Hauer-Stache 1863 Lit. **52**, Sonnklar 1887 Lit. **4**, Supan 1889 Lit. **11**, Rehman 1895 Lit. **9**, Pax 1898 Lit. **6**, Grund 1905 Lit. **3**, endlich für die Südkarpaten De Martonne 1906 Lit. **20**) in den Hauptzügen miteinander übereinstimmen, obwohl sie aus sehr verschiedenen Zeiten stammen und bezüglich ihrer Grundsätze nicht übereinstimmen; die Übereinstimmung bezieht sich allerdings nicht auf das Detail, ebenso nicht auf die Charakteristik und die Namengebung.

2. Die zentralen Landschaften des siebenbürgischen Beckens. — Die auffallendste Eigentümlichkeit der Morphologie Siebenbürgens ist die Tatsache, daß es eine allseits wohl umrahmte, hochgelegene Beckenlandschaft bildet. Das Becken selbst ist eine vielfach komplizierte Form mit einem einst in 500—600 m über dem Alföld gelegenen Boden, der heute zum größten Teile in eine reife Hügellandschaft umgewandelt ist. Im großen und ganzen kann man in dem sonst einheitlichen siebenbürgischen Becken zwei zentrale Landschaften von einer größeren Reihe von Randlandschaften unterscheiden.

Die nördliche Landschaft, die wir gemäß dem beim Landvolk und in der ungarischen Literatur gebräuchlichen Ausdruck als Mezöseg bezeichnen wollen, reicht etwa von der Szamos bis zur Maros. Sie ist geologisch und morphologisch älter, ihr Formenschatz dem greisenhaften Zustande viel näher, die Zertalung ist viel seichter, das Übergewicht der Kriechprozesse über die Erosionsprozesse viel bedeutsamer als in der stark und relativ jugendlich zertalten südlichen Landschaft — dem Hügelland der beiden

Kokel. Die reichere vertikale Gliederung des Kokelhügellandes bedingt eine allgemeinere Durchfeuchtung des Untergrundes, als in dem sandigeren, durchlässigen und weniger zertalten Mezöseg.

Dem entsprechen die Vegetationsverhältnisse: während im Kokelhügelland die Bewaldung (Eiche, Buche) eine bedeutsame Rolle spielt [daher der magyarische (Erdély ország) und rumänische (Ardealu) Namen Siebenbürgens], erscheint das trockene Mezöseg besonders zu gewissen Jahreszeiten als eine öde, baumlose Heidelandschaft (Radvanyi Lit. 29). Daher finden wir im Mezöseg wenige bedeutendere Siedlungen; die zum guten Teil von der Viehzucht lebende rumänische Bevölkerung lebt in zahlreichen, aber kleinen, auf den Höhen der greisenhaften Landschaft regellos zerstreuten Siedlungen. Im Kokelhügelland hingegen konzentriert sich die sich vorwiegend dem Ackerbau und der Industrie widmende, zum Teil sächsische Bevölkerung in weniger zahlreichen, aber größeren Siedlungen, die an die Tieflinien gebunden sind und sich wie Perlenschnüre an die Hauptflüsse reihen.

3. Die Randlandschaften des siebenbürgischen Beckens. — An die beiden zentralen Landschaften schließt sich eine Reihe von kleineren, aber stellenweise wohl individualisierten Randlandschaften an, die den Übergang vom Beckenlande zu den Umwallungsgebirgen vermitteln. Es sind alte Küstenlandschaften, in denen die litoralen Akkumulations- und Erosionsvorgänge ihre unzweifelhaften Spuren hinterlassen haben. Sie wurden durch die pliozänen und postpliozänen Zertalungsvorgänge zerstört, die mit der Entleerung des inneren siebenbürgischen Beckens einsetzten, und nahmen zum Teil an der komplizierten morphologischen Entwicklung der Randgebirge teil. Hierher gehören die subsequente Landschaft des Egregygebietes zwischen dem Szamos- und Sebes Köröstale, die Stufenlandschaft der Kalotaszég, zwischen der vulkanischen Masse des Vlegyaszastockes und der vorspringenden Zunge der Gyaluer Rumpflandschaft, die ihre besondere morphologische Geschichte aufweisende Beckenlandschaft von Fogaras und Hermannstadt und die in mancher Hinsicht noch so rätselhaften ostsiebenbürgischen Beckenlandschaften der Gyergyó und der Csik. Die letzteren sind durch die ganz jugendlichen Eruptionen der Hargitta, eines der gewaltigsten Vulkangebirge auf dem Boden Europas, vom Kokelhügellande vollständig abgetrennt worden: ein gleichsam gewaltsamer jugendlicher Eingriff, der den einsti-

gen Zusammenhang der genannten Beckenlandschaften mit dem zentralen Becken zerriß.

Weniger selbständig erscheinen uns andere Teile der alten Küstenlandschaften, so die westsiebenbürgische Küstenlandschaft, die von Torda herabzieht bis Alvincz, und die nordöstliche Küstenlandschaft an der oberen Szamos mit ihrem verschwommenen Relief.

Alle diese genannten Randlandschaften haben eine Sonderstellung, die sich heute noch in ihren klimatischen und biogeographischen Verhältnissen ausprägt: in beiden Richtungen bilden sie Übergangsgebiete, vom Beckenklima zum Gebirgsklima, von der Vegetation der Hügelländer zum Vegetationsformenschatz der Bergländer. Es zeichnet sie ein Kranz von bedeutsamen Städten und wichtigen Verkehrslinien aus. Die anthropogeographische Bedeutung dieser Randlandschaften spiegelte sich sogar in prähistorischen Zeiten scharf in der Verteilung der Siedlungen [1]. Die außerordentliche Bedeutung dieser Siedlungszentren beruht auf der Vermittlung der Beziehungen zwischen der ackerbautreibenden Bevölkerung der Beckenlandschaft und der der Viehzucht, der Forstwirtschaft und dem Bergbau ergebenen Bevölkerung der Randgebirge und in der Weiterleitung des Verkehrs entlang der Gebirge. Besonders an den Schnittpunkten der peripherischen und radialen Bahnen sind alle Vorbedingungen für die Entwicklung größerer Handels- und Verkehrszentren gegeben.

4. Die Südkarpaten. — Der südliche kristallinische Gebirgswall muß als eine selbständige Einheit höherer Ordnung betrachtet werden, die im Westen durch eine mächtige, schon in alter Zeit (Miozän) angelegte Tiefenfurche abgegrenzt wird, die auch als Abflußrohr für die siebenbürgische Hydrographie, wie als Einfalls- und Ausfallstor für uralte Völker- und Kulturbewegungen von großer Bedeutung ist (Marosfurche). Im Osten endet das Gebirge an der etwas unscharfen Grenze des Törzburger Passes. Ich will auf die nähere Gliederung dieses Gebirgswalles nicht weiter eingehen, umsomehr da diese Aufgabe von De Martonne schon in scharfsinniger und vielseitiger Weise gelöst wurde und ich gerade dieses Gebiet absichtlich in meine detaillierten morphologischen Un-

[1] Martian I. Archäologisch-prähistorisches Repertorium für Siebenbürgen, Mittlg. d. anthropolog. Ges. Wien, 39, 1909, 321—358.

tersuchungen nicht einbezogen habe. Nur kurz möchte ich einige Grenzgruppen erwähnen, die ich bei meinen Studien gestreift habe. Es sind dies die beiden mächtigen Vorsprünge der Südkarpaten, im Westen die Pojana Ruszka und im Osten das Persanyer Gebirge.

Eine ganz ausgezeichnete physiographische Einheit bildet der Gebirgsstock der Pojana Ruszka. Über die das Gebirge umziehenden uralten Tiefenfurchen des Eisernen Tores, des Strelltales, der Marosfurche und der Bega-Temeslinie erhebt sich mit Steilrand, aber sonst in sanfter. domförmiger Aufwölbung das kristallinische Massiv der Pojana Ruszka. Dieses mächtige Schollengebirge erscheint durch den Gegensatz seniler Formen auf den Bergrücken und jugendlicher Formen in den Talbildungen, durch die Zusammensetzung aus fast ausschließlich kristallinischen Gebilden, ferner durch das dichte Waldkleid, durch die auffallende Bevölkerungsleere und noch andere Erscheinungen kräftig charakterisiert. Mit der domförmigen Aufwölbung steht im Einklang die radiale Entwässerung. Die Talformen sind so sehr verjüngt und bewaldet, daß die größeren Siedlungen sich an eine Marginalzone knüpfen, während das Innere recht leer erscheint.

Durch das überbreite und zugeschüttete Begatal, das mit dem Kocsder Tale sich an der Stelle einer miozänen Meeresstraße entwickelte (Lit. 98), von der Pojana Ruszka getrennt, erhebt sich ein niedriges, reifes, fast monotones Hügelland und reicht bis an die Täler der Maros und der Temes; es besteht hauptsächlich aus jüngeren, wenig widerstandsfähigen Materialien und ist überwiegend von Ackerflächen überzogen. Dieses Bega-Lippaer Hügelland bildet eine Vorstufe des Pojana Ruszka-Gebirges gegen das Alföld zu.

Im Osten senden die Südkarpaten einen Sporn gegen Nordosten (das Persanygebirge). der beiderseits von den tiefliegenden Becken von Fogarasch und Kronstadt begrenzt wird, quer über das Alttal hinwegsetzt und unter den jüngeren Aufschüttungen der Hargitta verschwindet. Das Persanygebirge weist fast nur junge Bildungen (Eozän, Kreide) auf, während etwas ältere Kalkbildungen nur auf geringe Erstreckungen aufgedeckt sind. Sehr bezeichnend ist eine ziemlich weitgediehene Einebnung der Höhen des Gebirges (in 900—950 m), das einer kräftigen Zerstörung unterliegt.

Auf den sanft gewellten Höhen des Persanyer Gebirges herrscht

Ackerbau; nur die Talhänge tragen noch prachtvolle Eichen- und Buchenwälder. Ein nicht unbedeutender Prozentanteil der Bevölkerung zieht aus den Tiefenfurchen auf die sanften Höhen. besonders südlich von der großen Verkehrsstraße Vledeny-Persany. Der nördliche Teil ist in der Höhenregion stärker zerschnitten, sehr dicht bewaldet (Geisterwald) und vollständig unbewohnt. Er wird von dem engen und gewundenen Durchbruchstale des Alt (Rakoser Durchbruch) ganz durchsägt und so in zwei landschaftlich, genetisch und anthropogeographisch allerdings eng zusammengehörige Glieder getrennt.

Sonst stößt das südliche Randgebirge mit einem auffallend geraden Steilrande, einer noch jugendlichen Dislokationslinie, an die Randgebiete des großen Beckens. Diese Linie ist auch für die Talbildung von hervorragender Bedeutung, indem die Flüsse beim Kreuzen derselben plötzlich von den Erosionsgebilden zu Akkumulationsgebilden übergehen. Mit dieser Linie parallel läuft in ihrer Nähe eine dichte Siedlungskette. Westlich vom Rotenturmpaß wird die Grenzlinie etwas unregelmäßiger. Im sanften Bogen springt das Sebeshelyer- und Cibinergebirge nach Norden vor. Dieser gewaltige Gebirgsstock, der etwa 3000 km² umfaßt, ist eine vergrößerte Kopie des Pojana-Ruszka-Massivs. Über das niedrige Hügelland des siebenbürgischen Beckens sich mit imposantem Steilrand erhebend, wölben sich die Rücken dann sanft zu einem gewaltigen. domförmig aufgetriebenen Massiv, das auch hier vorwiegend aus kristallinischen Gebilden besteht. Es ist unverkennbar, daß die an Höhe zentripetal ganz konsequent zunehmenden flachen, weichen Rücken einer Einebnungsphase angehören, deren Formen später disloziert und aufgewölbt wurden, so daß sie heute im Cindrelul 2245 m und im Steflesci 2244 m erreichen; aber die inneren Kämme erheben sich alle über 2000 m. so der Surian zu 2061 m, die Piatra Alba zu 2183 m, der Vrfu Sternuliu zu 2146 m. Die gewaltigen und zum Teil sehr schön erhaltenen Einebnungsflächen fesseln umsomehr unsere Aufmerksamkeit, als sie von auffallenden Verjüngungserscheinungen einer noch über das erste Stadium nicht hinausgelangten Talbildung zerschnitten werden. Die Siedlungen meiden aus begreiflichen Gründen das waldreiche. hohe und in den Tälern schwer gangbare Gebirge; nur in einer nördlichen Randzone, wo die Rücken sich noch nicht über 1400 m erheben, finden wir eine nicht unbedeutsame Anzahl von Einzelgehöften im

Gebirge zerstreut. die dabei bezeichnenderweise strenge die Täler meiden.

Das in einer prädisponierten Furche angelegte Sebestal scheint zu einer Zweiteilung des Gebirges (in das östliche Cibinergebirge und das westliche Sebeser Gebirge) geeignet zu sein. Der gewellte Außenrand der beiden Gebirge weist die Eigentümlichkeiten eines durch fluviatile Aktion schon stark in seinem horizontalen und vertikalen Verlaufe umgewandelten tektonischen Randes auf.

Zwischen dem Zwillingspaar der Pojana Ruszka und des Sebes-Cibiner Massivs dringt die schmale, höchst merkwürdige Strellbucht weit nach Süden vor. Sie zerfällt durch die starke Annäherung der beiden Massive in der Umgebung von Hátszeg-Váralja in einen trichterförmigen nördlichen Teil. dessen Breitseite im Marostale zu suchen ist (das Becken von Vajda Hunyad) und in ein inneres, dreieckiges Becken, das wir auch weiterhin nach unseren Vorgängern trotz der peripherischen Lage der namengebenden Stadt als Hátszeger Becken bezeichnen wollen. Akkumulations formen, eine prächtige Terrassenlandschaft und ein zentripetales Flußnetz sind die für die Morphologie dieser Becken bezeichnendsten Züge. Ebenso wirken sie zentralisierend auf die Bevölkerung und im Gegensatze zu den nachbarlichen, siedlungsleeren Gebirgen zeichnen sich die Becken durch eine relative Übervölkerung aus.

5. Das westliche Randgebirge. — Das Marostal muß von entscheidender Bedeutung gewesen sein für den Zusammenhang der morphologischen Entwicklung der beiden großen Beckenlandschaften Ungarns. Nördlich von dieser Linie erhebt sich ein höchst mannigfaltiges und interessantes Gebirgskonglomerat, das wir bis zur Szamoslinie als siebenbürgisch-ungarisches Grenzgebirge bezeichnen wollen. Das auffallendste Charakteristikum dieses Wallgebirges ist seine sehr weitgehende Zergliederung in Einzelstöcke und Einzelmassen. zwischen welche beckenartige Niederungen oft tief ins Gebirge hineingreifen. An der Innenseite desselben zieht ein fast geschlossener massiver Komplex von der Maroslinie bis zur Sebes Körös und dem Kapustale. Von diesem Rückgrat springen gegen Westen ins Alföld vier wohl isolierte Gebirgseinheiten vor. zwischen die tief ins Gebirge herein Beckenlandschaften eindringen. Im Süden zieht das Hegyes-Drocsagebirge, das in 100 km langem. fiederförmig zerschnittenem Zuge in das Alföld vordringt und dort mit dem schönen, weithin sichtbaren Steilrand

bei Világos-Ménes abbricht. Es ist nach v. Lóczys Untersuchungen (Lit. **109**) eine variszische Gebirgsscholle, die allerdings öfters gehoben. zerbrochen und von jüngeren Meeren (Gosau, Eozän) teilweise überflutet wurde.

An der dem Alföld zugekehrten Stirn des Hegyes-Drocsagebirges brachen sich die Wogen der jungtertiären Meere und Seen des Alföld und mußten hier Küstenformen erzeugen. Die Bewaldung (Eiche) des Gebirges und die damit in Verbindung stehende Bevölkerungsleere ist sehr prägnant. umsomehr als am Nordfuß des Gebirges sich das waldlose, von Ackergefilden eingenommene und dicht besiedelte Doppelbecken von Buttyin und Körösbánya ausdehnt, in dem die weiße Körös ihre Gewässer sammelt. Das Bekken, wahrscheinlich tektonischen Ursprungs, wurde später mit marinen und fluviatilen Bildungen zugeschüttet und wieder ausgeräumt. In den weichen Materialien haben sich die Bäche reife Täler eingegraben. Nur in dem aus widerstandsfähigeren Tuffen aufgebauten Riegel von Pleskucza kann die Körös ihre Mäander nicht voll entwickeln. Derselbe Riegel macht auch das Körösbányer Becken zu einem intramontanen, während das Buttyiner Becken noch heute nur als eine gegen das Alföld ganz offene, auch landschaftlich mit diesem eng verbundene Hohlform angesehen werden muß.

Das nächste Schollengebirge, die fast rechteckige Kodru-Momascholle, ist rings von tektonischen Steilrändern umgeben. Im Norden und Süden trägt es mächtige Kalkplatten, die von kristallinen und paläozoischen Bildungen unterlagert sind und sich durch eine sehr schön entwickelte Karstmorphologie und Karsthydrographie auszeichnen. Durch die überwiegende Querrippung entstand ein mittlerer, wasserscheidender Rücken, der, von intensiver Denudation relativ am meisten verschont, die Kulminationen trägt. Dank den besonders in den Karstgebieten von Vaskóh und Havás-Dombrovicza wohlerhaltenen reifen Formen älterer Entwicklungsphasen kann wenigstens in diesen Teilen die Bevölkerung auch die Höhen besiedeln. Sonst ist das waldreiche Gebirge allerdings siedlungsarm.

Das Kodru-Moma-Gebirge erscheint im Osten durch des Becken von Belényes begrenzt. Dieses hat eine schmaldreieckige Form, endet spitz gegen Süden und wird erfüllt von gewaltigen Strandablagerungen des pliozänen Meeres und von ausgedehnten fluviatilen Terrassenbildungen. Die auffallendste Form des Belényeser Bek-

kens bildet der gewaltige Schuttkegel von Belényes-Szelistye, der in einer Höhe von etwa 500 m einsetzt und sich regelmäßig zentrifugal kegelförmig senkt, dabei eine zentrifugale Entwässerung auf seinem Mantel sich entwickeln lässt. Die schwarze Koros verläßt das Becken in kurzem, teilweise in mesozoischen Bildungen epigenetisch eingeschnittenen Engpaß zwischen Ujlák und Szt. Miklós. Das Becken ist außerordentlich stark besiedelt von einer großen Anzahl peripherer Ackerbausiedlungen, die ihr kommerzielles und Verkehrszentrum in Belényes selbst haben.

Nördlich von der Kodru-Momascholle verlieren die in das Alföld vorspringenden Gebirge die Schärfe ihrer Individualität, die Klarheit ihrer Umgrenzung. So vor allem das Kiralyerdögebirge, zwischen der schwarzen und schnellen Körös mit seiner dichten Zertalung und einer weitgehenden Ausreifung der Formen. Der Formenschatz wird aber wesentlich bereichert durch den mit dem Auftreten jurassicher und kretazischer Kalke verbundenen Karstformenschatz. Der geringen absoluten Höhe und der bedeutenden Ausreifung der Formen entspricht die Vegetationsdecke (Acker mit Waldinseln) wie auch die Verteilung der Bevölkerung und der Siedlungen (gleichmäßig Tal und Rücken einnehmend).

Das Rezgebirge zwischen Sebeskörös und Berettyó bildet eine mächtige, langgestreckte, kristalline Scholle, an deren Südseite einige Fetzen der südlichen Sedimentzone noch hängen, während das übrige Terrain ein Hügelland von neogenen Schotter-, Sand- und Tegelbildungen einnimmt. Auf der Kernscholle haben sich sehr bedeutsame Einebnungsflächen erhalten, die absichtlich abgeholzt wurden und nun in zahllosen Gehöften bewirtschaftet werden (die Siedlungsgromaden von Sólyomkö etc. bis Magyarpatak).

Die große, wenig gegliederte, östliche Masse zwischen der Maros und Szamos möchte ich, von Süden gegen Norden fortschreitend, in folgende Einheiten auflösen. Zwischen dem Marostale und einer vom Ompolytale bis zum Fehérköröstale gezogenen Linie dehnt sich das an 1000 m hohe Csetrasgebirge aus; es setzt sich aus morphologisch und geologisch sehr verschiedenartigen Gebilden zusammen: die triassischen Augitporphyre bilden gerade die höchsten, immer bewaldeten Rücken; Kalkmassen in Form von kleinen, aber zahlreichen Klippen tragen wesentlich zur Bereicherung des Landschaftsbildes bei. Sowohl die Kalke als die Melaphyrbildungen sind Teile der sedimentären Randzone des großen kristallinischen

Massivs im Norden, wozu auch die mächtigen kretazischen und paläogenen, flyschartigen Bildungen gehören, die vom Ompolytale bis zum Caiantale in breitem Bande hinziehen und in denen vollständig isoliert die Urgebirgsscholle von Babolna-Berekszó mit schön erhaltenen Einebnungsflächen auftaucht, die Hauer und Stache eingehender beschrieben haben (Lit. **52**, 552—553). Überdies werden die verschiedenartigsten Landschaftsbilder noch von wohl erhaltenen, zahlreichen vulkanischen Gebilden gekrönt, die in Form von Kegelbergen das allgemeine Rückenniveau steil überragen.

Nördlich von der Linie Ompoly-Fehérkörös zieht ein merkwürdiges Bergland hin von ungefähr 900—1000 m Rückenhöhe, hauptsächlich aus Kreideflysch zusammengesetzt, dem zahlreiche, geologisch ältere Kalkschollen (Klippen) teils aufgelagert, teils eingelagert sind. Dieses Bergland (das siebenbürgische Erzgebirge) wird von zahlreichen, in dem undurchlässigen Terrain wohl entwickelten, reifen Tälern zerschnitten, die als Verjüngungserscheinungen in eine ältere, schon stark ausgereifte Landschaft eine zweite Generation von Landschaftsformen einmodellieren. Auf den greisenhaften Rückenflächen haben vulkanische Ausbrüche steilwandige, kegelförmige Formen aufgeschüttet, die, einzeln vorkommend (Basalt) oder in ganzen vulkanischen Gebirgen vereint (Dazite, Andesite) einen auffallenden Zug in der Landschaft des siebenbürgischen Erzgebirges bilden. An sie knüpft sich auch der Erzreichtum des Gebietes (Lit. **38**, **162**). Hier entwickelten sich zahlreiche Siedlungen schon in ältester Zeit und bedecken auch heute das Gebirgsland — eine in Siebenbürgen ungewöhnliche Erscheinung — mit einem ziemlich dichten Netze; eine andere Folge der intensiven Erzgewinnung war die Devastierung des Waldkleides.

Der Zalatna-Tordaer Kalkzug begleitet das Erzgebirge im Osten als relativ schmales, aber sehr langes (60—70 km) Kalkgebirge, das in der Nähe von Zalatna sich schon in Klippen auflöst. Es lehnt sich an einen allerdings nur auf kurze Strecken oberflächlich sichtbaren, älteren Kern, dessen übrige Partien unter der mächtigen Kreidebedeckung ganz begraben sind. Der Unterschied in der Widerstandsfähigkeit verschiedener Schichten ist hier hochbedeutsam für die Morphologie des Gebietes, die ganz von den Phänomenen der subsequenten Landschaftsformen und den subsequenten hydrographischen Erscheinungen beherrscht wird. Mit dem geschlossenen Auf-

treten von größeren Kalkmassen hängt auch die Existenz der Kalkflora zusammen; die menschlichen Kulturen und Siedlungen suchen die subsequenten Talformen auf und meiden die wilden konsequenten Durchbruchsformen der Täler.

Im Norden stößt das gewaltige Gyaluer Massiv an; seine Grenze gegen Norden und Nordosten ist unzweideutig: nämlich der Steilrand gegen die Randlandschaften des siebenbürgischen zentralen Beckens. Die West- und Ostgrenze wird nicht durch einheitliche Tiefenlinien markiert, aber der morphologische Gegensatz der beiden durch diese Grenze getrennten Landschaften läßt uns über deren Verlauf nirgends im Unklaren. Das Gyaluer Massiv stellt eine gewaltige, imponierend einheitliche, kristalline Masse von über 1000 km² Fläche dar. Die Rückenoberfläche bildet eine gewaltige Einebnungsfläche, die sich in einheitlichem Gefälle gegen Norden senkt und die komplizierte Struktur des mächtigen, aus Gneiss, Glimmerschiefer und Granit aufgebauten Massivs abschneidet. Die Täler stellen ein prachtvolles Verjüngungssystem dar, welches die ursprüngliche Ebenheit in eine regelmäßige Zahl paralleler Leisten von gleichen, einfachen Höhenverhältnissen zerlegt hat. Die Talformen selbst zeigen fast keine Differenzierungen, sie sind wie aus einem Guß, stammen aus derselben Entwicklungsphase und wurden überall in dasselbe Material eingearbeitet. Ebenso einheitlich und lückenlos ist das gewaltige Waldkleid, das das ganze Gebiet bedeckt und es zum schönsten und größten zusammenhängenden Forste Siebenbürgens macht. Endlich ist auch wieder die Siedlungsleere, der fast absolute Mangel an Bevölkerung in den Tälern, allgemein. Die wenigen Ausnahmen, nämlich die Siedlungen Marisel, Magura und Dongó liegen bezeichnenderweise auf den breiten, von der Einebnung stammenden Rückenflächen, hoch über den wilden, jugendlichen Talformen. Auch die Verkehrswege, selbst die Straßen, meiden die Täler und laufen in einheitlichen, geraden Zügen über die langgedehnten Rücken.

Im Gegensatze hiezu zeichnet sich die eigentliche Biharia, die sich zwischen dem Gyaluer Massiv und dem schon beschriebenen Becken von Belényes ausdehnt, durch große Mannigfaltigkeit der geologischen Zusammensetzung, des Formenschatzes und der hydrographischen Verhältnisse aus. Die kristallinischen Bildungen, die inselförmig aus noch näher nicht definierten archaischen und paläozoischen Bildungen emportauchen, und die mächtigen Kalkbil-

dungen triassischen und jurassischen Alters greifen territorial oft unregelmäßig ineinander über, so daß die mit beiden petrographischen Haupttypen verbundenen Landschaftstypen: die normale, undurchlässige Mittelgebirgslandschaft der kristallinen und akristallinen Bildungen und die durchlässige Karstlandschaft der Kalkbildungen in scheinbar regelloser Weise miteinander abwechseln. Der Wald bildet hier keinen so lückenlosen Mantel wie weiter im Osten, wenngleich auch die Biharia, besonders ihre Kalkplateaus, schöne Forstgebiete aufweist. Die Bevölkerung ist hier ebenso spärlich wie im Gyaluer Massiv, aber nirgends kommen Höhensiedlungen vor; die senilen Formen einer älteren Entwicklung sind schon zerstört worden.

Das nördlich von der Biharia gelegene Vladeasa- (Vlegyasza-) Massiv stellt einen mächtigen, auf älteren Bildungen, die am West- und Südrand herauskommen, gelagerten tertiären (Dazit) Eruptivstock dar. Die Einheitlichkeit des Materials und der Genesis (man nimmt eine einzige, allerdings lang andauernde Eruptionsphase an) spiegelt sich noch in den ungeschlachten einheitlichen Formen des Massivs wieder, die weder durch die tiefgehende Talbildung, noch durch die allerdings ganz geringen Spuren der diluvialen Vergletscherung den ursprünglichen Charakter eingebüßt hat.

Als eine fast ganz zerstörte Ruine der einstigen nördlichen Fortsetzung des Biharmassivs ist die Gruppe von inselförmigen kristallinischen Gebirgen aufzufassen, die aus der allgemeinen paläogenen und neogenen Ausfüllungsmasse zwischen dem Sebeskőröstal im SW und dem Gutiner Vulkangebirge im NE herausragen; der Gegensatz zwischen der Widerstandsfähigkeit der losen jüngeren Bildungen und der kristallinen älteren Bildungen, die selbständigen epeirogenetischen Bewegungen, welche die meisten Inselgebirge mitgemacht haben, und die mit diesen jüngeren Krustenbewegungen zusammenhängenden hydrographischen Folgeerscheinungen drücken diesen Massen ihren spezifischen Stempel auf. Wir rechnen hierher das langgestreckte, etwa 40 km lange, schmale, aber steile Meszesgebirge, das Bükgebirge, — so benannt nach seinen schönen Buchenwaldungen, — das sich aus dem weichen, jungtertiären Hügelland bis zu 551 m (Tarnica) erhebt, und die Prelukascholle, welche von dem Laposflusse in schönen eingesenkten Mäandern zerschnitten wird. Ihre, von den Verjüngungserschei-

nungen abgesehen, senile Oberfläche hebt sich regelmäßig von Süd gegen Nord und kulminiert knapp über dem nördlichen Steilrand im Vrfu Florii mit 811 m. Es gibt noch einige kleinere Urgebirgsschollen. die aber morphologisch nicht bedeutsam sind. das ist die Gneisscholle von Szilágy-Somlyo, von Szilagy-Samson, und die bedeutendere. von der Szamos in einer Enge durchbrochene Scholle von Czikó. An der Innenseite schließen sich an diese Schollenlandschaft kleine Vulkangebirge, so die Mojgráder Vulkankuppe (504 m), und die niedrige, interessante Vulkangruppe des Csicso, die als eine der Ursprungsstätten der so weit verbreiteten mediterranen Dazittuffe Siebenbürgens angesehen wird.

Sonst wird das ganze Schollenland des mittleren Szamos, wie ich dies Gebiet nennen möchte, von einem weichen ausdruckslosen Hügelland eingenommen. welches gleichsam die Lücken zwischen den Schollen ausfüllt. Daher ist dieses Land im großen und ganzen ein waldarmes, typisches Ackerbaugebiet, reich besiedelt und von zahlreichen Verkehrswegen durchzogen. So wie es schon im Tertiär eine mächtige Bresche zwischen Siebenbürgen und Ungarn darstellte. so ist es auch heute noch diejenige Stelle der Umwallung Siebenbürgens, wo das sonst so streng geschlossene zentrale Becken sich in breiter Furche nach außen öffnet.

6. Das nördliche Randgebirge. — Die siebenbürgischen Ostkarpaten zerfallen in zwei große Gruppen, die ungefähr durch den hochbedeutsamen Übergang des Borgópasses (1227 m) (Borgó Prund-Dorna Watra) geschieden werden: die siebenbürgisch-marmaroser Karpaten und die bis an den Törzburgerpaß hinziehenden siebenbürgisch-moldauischen Ostkarpaten. Die ersteren bestehen aus einem mächtigen. stark dislozierten. kristallinen Kern, der durch jüngere tertiäre Transgressionen in einzelne Inseln aufgelöst wurde, an den sich aber nicht nur nach außen wie sonst in den Karpaten eine schmale Kalk- und hierauf eine mächtige Flyschzone anschließt, sondern auch nach innen eine sehr ausgedehnte, in ihrer geologischen Rolle noch ungenügend erforschte Flyschlandschaft folgt. Das siebenbürgisch-moldauische Gebirge hingegen, das den zonalen Bau am ausgeprägtesten von allen Randgebirgen Siebenbürgens aufweist, entbehrt einer solchen Flyschinnenzone; an deren Stelle lagerten sich hier Vulkanmassen ab.

Mit dem nördlichen Randgebirge habe ich mich schon an anderer Stelle beschäftigt (Lit. **31a**, sp. p. 518—526); ich wiederhole

nur die Gliederung desselben. Das Tal des Szalvas patak und die durch dasselbe nach Sacelu in die Marmaros hinüberführende Straße (Übergang von Romuli) trennt das Cziblesgebirge, ein echtes Flyschbergland mit reifen Formen, großer Mannigfaltigkeit der Gliederung. mit Monotonie der Einzelformen und zahlreichen aufgesetzten Vulkankuppen von verschiedenartigen Formen, von der großen kristallinen Scholle der Rodnaer Alpen, die bis zum obersten Vissótale, zur obersten Goldenen Bistritza und an das Große Szamostal heranreicht. Seine landschaftlichen Charakterzüge erhält das Gebirge durch seine bedeutende Höhe, durch die sehr feine, fiederförmige Gliederung, durch das widerstandsfähige, zu Felsbildungen geneigte Material, endlich durch die zahllosen, außerordentlich klaren Spuren, welche die Eiszeit im Antlitze des Gebirges hinterlassen hat (Lit. **31**a). Dank seiner bedeutenden Höhe und dem Materiale, aus dem es besteht, vermochte das Rodnaergebirge auch eine eigentümliche, in mancher Hinsicht alpine Flora zu entwickeln; die Rodnaer Alpen sind zwar einer dauernden Besiedlung vollständig unzugänglich, werden auch von allen größeren Verkehrswegen (Prislopstraße vom Vissó ins Bistritzatal 1488 m, Rotundulstraße aus dem Bistritza- ins Szamostal 1257 m und Romulistraße aus dem Vissó- ins Szamostal über 800 m) umgangen, aber die alpinen Weiden fesseln doch eine nomadisierende, viehzüchtende Bevölkerung über die Sommermonate an sich.

An die Rodnaer Alpen schließt im Süden ein Bergland an, welches zwischen den Rodnaer und Borgoer Straßenzügen gelegen, außerordentlich an das Cziblesgebirge erinnert: es ist ein Flyschbergland mit ausgereiften Formen und aufgesetzten vulkanischen Kuppen, deren höchste der Heniulmare ist (1612 m). Das Gebirge ist ein wichtiger Knotenpunkt von orographischen Linien und von Verkehrsstraßen, und stellt eigentlich eine zweite wichtige Bresche Siebenbürgens dar.

7. Das östliche Grenzgebirge. — Südlich der Borgóerstraße setzt der eigentliche östliche Grenzwall Siebenbürgens ein, die zonalen siebenbürgisch-moldauischen Grenzkarpaten. Die kristalline Zentralzone beginnt südlich des Bistritzatales sehr mächtig und breit, umfaßt eine Reihe landschaftlich bedeutsamer, kristalliner Kalkeinlagerungen und im Piricske bei Ditró den bekannten Paläosyenitstock. verschmälert sich gegen Süden zu immer mehr, bis sie in der Breite von Rákos in der Csik nur mehr in Form klei-

ner Schollen auftritt, während das übrige schon unter den jüngeren Bildungen der nachbarlichen Landschaften versunken ist. Ähnlich verhält es sich mit der schmalen Kalkzone, der gequetschten, stark dislozierten Forsetzung der westkarpatisch-bukowinischen Klippenzone. Schon im Gebiete der Bukowina und der Moldau erreicht diese schmale Zone mit ihrem charakteristischen Kalkformenschatz bedeutende Höhen (Piatra Doamnei 1647 m, Rareu 1653 m, Giumalau 1857 m) und zeichnet sich durch schroffe Formenbildung aus, die zur höchsten Entfaltung in dem Nagy Hagymaszug gelangt. Aber bald nach der schönsten Entfaltung dieses Kalklandschaftsbildes verschwindet die Kalkzone plötzlich, ebenso wie die kristallinische, gegen Westen fast spurlos.

An ihre Stelle tritt nun das Flyschgebirge und erfährt eine gewaltige Verbreiterung. Während es an der Bistricoara erst eine schmale Zone gebildet hatte und von allen Karpatengewässern, die ihre Quellen im kristallinischen Gebirge haben, durchbrochen worden war, so übernimmt im Süden des Gyimespasses der Sandsteinbogen die Rolle der Hauptwasserscheide, erfährt eine gewaltige Verbreiterung und erhebt sich gleichzeitig höher als bisher (Lakócz 1778 m). Charakteristisch sind der Mittelgebirgsformenschatz, die rostförmige Gliederung, die sich aus antezendenten oder konsequenten und subsequenten Stücken zusammensetzt u. s. w. Erst im Burzenland tauchen höchst merkwürdige, quer auf das allgemeine Gebirgsstreichen orientierte Kalkschollen auf, deren Rolle in der Struktur und Entwicklung des ganzen Gebirgsbogens noch recht unklar ist.

In der Einteilung des siebenbürgisch-moldauischen Grenzgebirges möchte ich mich zum Teil an die von Pax (Lit. 6, 83 ff.) gegebene Einteilung anschließen, indem dort eine Reihe wichtiger Tiefenlinien vollauf gewürdigt worden ist. Danach möchte ich den Teil dieses Grenzgebirges, der zwischen dem Borgóer und dem Tölgyespasse liegt, als Bistritzergebirge bezeichnen, da er teils von der Bistritza selbst, teils von ihrem Zuflusse, der Bistricoara, begrenzt wird. Das kristallinische Gebirge ist im Übergewicht, trägt die Kulminationen und bildet die Wasserscheide.

Der zweite größere Abschnitt dehnt sich bis zum Gyimespasse aus und könnte wohl am besten nach der zentralen Entwässerungsader als Bekasgebirge bezeichnet werden. Es ist derjenige Abschnitt, in dem das Kalksteingebirge zur höchsten Entfaltung ge-

langt und auch schon mit dem kristallinischen Gebirge verschwindet, während das Flyschgebirge immer mehr die Oberhand gewinnt.

In dem gewaltigen Bogen vom Gyimespasse bis zum Tömös oder besser zum Bodzapasse möchte ich als Uzgebirge den Abschnitt zwischen Gyimes- und Ojtozpaß bezeichnen, der im Nagy Sándor 1639 m und in dem auf rumänischem Territorium gelegenen M. Nemira bis zu 1653 m aufsteigt. An das Uzgebirge lehnt sich im Westen das zwischen dem Kászon- und dem Alttale gelegene Torjagebirge (Flysch), das im Kömögehegy 1240 m erreicht hat (Nagy Csomal 1294 m, Büdös). Nur durch den Tusnader Altdurchbruch vom Torjaer Flyschgebirge getrennt, zieht das auf drei Seiten vom Altflusse umflossene Barótergebirge in nordwestlicher Erstreckung hin. — der am weitesten gegen Westen vorgeschobene Posten des Flyschgebirges. Auf drei Seiten ist es von Beckenlandschaften eingeschlossen (Untere Csik, Háromszék, Burzenland), auf der vierten Seite von den Vulkaneruptionen der Hargitta überdeckt.

Zwischen Ojtozpaß und der merkwürdigen Bodzafurche zieht das Putnagebirge (Lakócza 1777 m, Csihányos 1602 m, Pentelen 1776 m), zwischen dem Bodzapasse und dem Tömöserpasse das Bodzaergebirge hin, mit einigen echt karpatischen Kalk- und Konglomeratklippen (Csucas 1959 m, Piatramare 1844 m).

Das westlich anschließende Bucsecsgebirge steht vollkommen unter dem Zeichen der Klippen. Es besteht aus einer Reihe von Schollen, deren Formengebung im großen durch Längs- und Querdislokationen bestimmt ist, während die Detailformengebung mit der Petrographie des Materials zusammenhängt. Manchmal haben sich noch reichlichere Spuren älterer Entwicklungen (ältere Landoberflächen, Spuren glazialer Formenbildung) erhalten.

8. Die östlichen Beckenlandschaften und die Vulkangebirge. — An die Innenseite des siebenbürgisch-moldauischen Grenzgebirges lehnt sich eine Reihe von Beckenlandschaften, die mit zu den eigentümlichsten Landschaftsgebilden Siebenbürgens gehören; so das oberste Talgebiet der Maros — das weite und fruchtbare, wohl bebaute und daher übervölkerte Gyergyóerbecken; so jenseits des niedrigen Passes von Gerecze (891 m) im Altgebiet die drei weniger breiten als langgestreckten Csikerbecken, die nur durch die Pforten (meist von widerstandsfähigerem Gestein) bei

Csik-Rakos und Csik-Szt. Királyi voneinander geschieden sind. Auch das Háromszek-Burzenländer Becken besteht aus drei Teilbecken, die durch einstige Pforten, die allerdings heute fast nur mehr erraten werden können, getrennt sind: das eigentliche Háromszéker oder Kézdi Vásárhelyerbecken bis zur Enge von Rety, das Becken von Sepsi Szt. György. in dem sich Fekete Ügy und Alt vereinigen, bis zur Enge von Szt. Peter; das Burzenländer Bekken bis zum Persanyer Gebirge. Alle drei Gruppen von Beckenlandschaften haben eine hervorragende Bedeutung in hydrographischer Beziehung, im jedem Teilbecken entwickelt sich ein zentripetales Entwässerungsnetz. Ihre Bedeutung für die Verteilung der Bevölkerung, der menschlichen Siedlungen, springt sofort in die Augen, ebenso wie die Rolle, die sie als Gebiete intensiver Bodenkultur spielen.

Die gewaltigen und zum Teil recht jugendlichen Vulkangebirge, welche die Becken gegen den Westen absperren, konnten nicht ohne Einfluß auf deren Ausgestaltung geblieben sein. Das vom Baróter bis zum Borgoer Gebirge etwa 150—170 km lange und in seinem nördlichen Teile bis zu 60 km breite Gebirge wurde aus relativ wenigen großen Kegeln aufgebaut; es ist erstaunlich, daß diese durch Zusammenwachsen ein so großes Gebirge bilden konnten. Die nördlichste Gruppe des Gebirges, die seit langem als Kelemen- resp. Calimangebirge bezeichnet wird und die bis zum gewaltigen Palotaer Durchbruche der Maros reicht, zeichnet sich durch großartige Dimensionen aus. Der von jüngerer Erosion zerschnittene Hauptvulkankegel, dessen Kraterrand das Doppeltal der V. Neagra und V. Dornei umschließt, stellt eine Ellipse dar, deren längere Achse (W—E) zirka 30 km lang, deren kürzere (N—S) Achse 25 km lang ist. Der Kegel kulminiert in dem Ringgebirge des Petrosul (2102 m) und kommt dem Ätna an Grundfläche, wenn auch nicht an Höhe gleich.

Die südlich des Palotaer Durchbruches gelegenen Gruppen der Hargitta setzen sich aus einer größeren Zahl von Einzelkegeln zusammen, die sich mit ihren Mantelflächen verschneiden. Wo zwei benachbarte Eruptionskegel am weitesten voneinander abstanden und zugleich niedrig waren (Somlyó und Fertő), da verschnitten sich ihre Mantelflächen in einer markanten Tiefenfurche, die als Scheidegrenze gelten kann zwischen einem nördlichen Teile (Mezöhavaser Gruppe) und einem südlichen Teile (der eigentlichen Har-

gitta). Die Tiefenfurche ist auch der einzige, quer durch das Gebirge führende Streifen, der von einer dichteren Bevölkerung besiedelt wurde. Sonst ist das ganze Gebirge außerordentlich menschenleer und sehr dicht bewaldet. Nur auf den gegen Westen und Süden vorgeschobenen vulkanischen Plateaus (Koronder Plateau, Homorod Plateau) ist man zur Fällung der Holzbestände, zur Bodenkultur und damit zu dauernder Besiedlung übergegangen.

9. Die geologische Entwicklung Siebenbürgens. — Schon dieser kurze Überblick, den beiliegende Karte einer Einteilung der siebenbürgischen Landschaften im Maßstabe 1 : 1.500.000 unterstützen möge (siehe Tafel VII), hat uns über eine Unzahl von morphologischen Eigentümlichkeiten und Problemen belehrt, die einer Lösung, Klärung und Vertiefung harren. Nun geht die moderne Morphologie bei allen Untersuchungen von dem Standpunkte aus, daß jedes Landschaftsbild das Ergebnis einer längeren Entwicklung ist, während welcher eine Serie von Landschaftsgenerationen, sozusagen, über- und ineinander gelagert wurde, von deren jeder einzelnen Spuren und Reste als Zeugen der Entwicklung noch übrig geblieben sind: sie geben jeder Landschaft gleichsam das Aussehen eines nach außerordentlich verschiedenen Systemen herausgebildeten Kristalls, dessen einzelne, sich gegenseitig schneidende und begrenzende Fasetten eben die aus verschiedenen Entwicklungsphasen übrig gebliebenen Formen bedeuten würden. Dabei greifen die Ergebnisse morphologischer und geologischer Untersuchungen ineinander und sollen sich gegenseitig ergänzen.

Wenn es auch dem Morphologen vor allem auf die relative Aufeinanderfolge der Entwicklungsphasen, und zwar besonders der für die Ausbildung von Landschaftsformen bedeutsamen, also meist jüngeren Entwicklungsphasen ankommt, so verschmäht er es nie, das relative Alter dieser Phasen auch absolut durch Feststellung ihres geologischen Alters klarzulegen. Er wird also bereitwillig die ihm vom Geologen gebotenen Handhaben ergreifen. Um dies auch in unserem Falle tun zu können, anderseits um in die morphologisch nicht mehr erkennbare Vorgeschichte mancher uns beschäftigenden Probleme einen wenn auch nur übersichtlichen Einblick zu gewinnen, will ich in aller Kürze das bisher über die jüngste geologische Entwicklungsgeschichte Siebenbürgens Bekannte feststellen; dann wird man auch den Fortschritt erkennen, den jede morphologische Arbeit selbst in geologischer Richtung bedeutet.

Bei jeder genetischen morphologischen Untersuchung gipfelt die Hauptfrage in der Feststellung, welches die primäre Form, die Ausgangsform war, durch deren Umbildung im Laufe der Zeiten das heutige Landschaftsbild entstanden ist. Da wir es in Siebenbürgen mit einem Gebirgslande zu tun haben, so lautet die erste Frage: wie entstand das Gebirge selbst und die Becken, und aus welcher Zeit stammen die großen Formen, die sich heute noch unserem Auge darbieten? Auf diese grundlegende Frage können wir heute noch keine befriedigende Antwort geben. Wir müssen vor allem zwischen den gebirgsbildenden Bewegungen, welche die Struktur der Gebirge und denjenigen, welche die heutigen Erhebungen geschaffen haben, unterscheiden: denn, wie ich an der Hand der neueren morphologischen Literatur nachzuweisen versuchte (Lit. **42**), fallen die beiden Gruppen von gebirgsbildenden Bewegungen in den Karpaten zeitlich durchaus nicht zusammen; dies ist von vornherein verständlich, denn die Faltungsvorgänge, welche die innere Struktur schufen, fanden wohl in der Tiefe der Erdkruste statt, und erst durch andere, nämlich epeirogenetische Vorgänge, wurden die heutigen Großformen, sowohl die Hohl- wie die Vollformen, geschaffen.

Nun wissen wir aber selbst über die Zeit der Faltungsvorgänge in unserem Gebiete wenig Sicheres. Während in früheren Zeiten, als man die faziellen Verschiedenheiten gleichaltriger Bildungen derselben Gegend, den Mangel an Wurzeln bei überschobenen Bildungen und viele andere auffallende Erscheinungen nicht genügend betonte, teilweise auch nicht erkannte, diese Frage fürs erste viel einfacher erschien, ist seitdem die Interpretation der Karpatenstruktur auf dem Wege der Annahme verschiedener Überfaltungs- und Überschiebungsbewegungen viel komplizierter geworden und auch noch nicht gelöst. Vor 20 Jahren verfocht v. Lóczy (Lit. **109**) die Ansicht, daß schon zur Kreidezeit die Hauptzüge des heutigen Oberflächenbildes geschaffen waren, allerdings in situ, und Uhlig folgte für die siebenbürgisch-moldauischen Karpaten noch 1903 einer ähnlichen Ansicht (Lit. **49**). Selbst De Martonne hat dieser Ansicht (für die Südkarpaten) beigestimmt, obwohl er schon ein Verfechter der Überschiebungstheorie war (Lit. **20**), und ihm stimmte auch Cvijič bezüglich der Umgebung des Eisernen Tores bei (Lit. **40**).

Da glaubten verschiedene Geologen nachweisen zu können, daß

die Gebirgsmassen der Karpaten auf jungtertiäre Bildungen überschoben sind (Limanowski Lit. **46**, Murgoci Lit. **113** a, b, c, Uhlig Lit. **50**); die früher als Transgressionsüberreste gedeuteten zahlreichen Miozänvorkommen wurden jetzt als Fenster eines überschobenen Grundgebirges angesehen. Damit mußten die Faltungsprozesse der siebenbürgischen Gebirge in jüngere geologische Epochen gerückt werden; doch ist das Alter derselben eine Streitfrage, die wohl noch lange einer entscheidenden Lösung harren wird; speziell die ungarischen Geologen opponieren entschieden gegen die Annahme jugendlicher und ausgedehnter Überfaltungen.

Ist schon hinsichtlich dieser Kardinalfrage noch lange keine Einigung erreicht, so gilt dies noch mehr für die Frage nach dem tektonischen Verhältnisse der inneren Gebirge (siebenbürg. Erzgebirge mit Gyaluer Massiv, transsylvanische Alpen) zum äußeren Karpatenbogen. Sind die ersteren in ihrer Struktur tatsächlich den letzteren gegenüber älter, wie früher angenommen wurde, sind sie die horstartigen Überreste eines einst zusammenhängenden inneren Karpatenbogens, oder erhielten sie auch durch die Faltungsbewegungen, die die Flyschkarpaten schufen, ihre endgültigen strukturellen Züge? Betrafen die inneren Gebirge nur die zenomanen Faltungen oder wurde deren Struktur durch die karpatische mitteltertiäre Faltung noch umgeprägt? Auch in dieser Frage kommen die kurzen Andeutungen, die man in der geologischen Literatur findet, über Vermutungen nicht hinaus. Und doch ist diese Feststellung kaum der erste Schritt zur Lösung des Problems, wie sich die Großformen der inneren und der äußeren Gebirge als Erscheinungen der Erdoberfläche genetisch zueinander verhalten.

Klarer und bestimmter werden erst die Ansichten der Geologen, wenn wir uns der geologischen Geschichte der Beckenformen zuwenden. Halavats (Lit. **41**) und Vujevic (Lit. **45**) haben jüngst die Ergebnisse bezüglich der Genese des ungarischen, Koch (Lit. **56**) bezüglich der Genese des siebenbürgischen Beckens zusammengefaßt. Koch nimmt die Randgebirge als im Mesozoikum gebildet an und verfolgt nun speziell die Auffüllung des Beckens und dessen Kommunikationen mit der weiteren Umgebung. Die Auffüllung erfolgte kontinuierlich und ohne intensive Störungen, nur im Süden konnte Koch ausgedehntere Nachsenkungen feststellen. Dabei kommunizierte das siebenbürgische Binnenmeer mit

dem äußeren Ozean im Alttertiär im NE und E, da die eigentlichen Karpaten noch nicht existierten; hier wurde das Becken erst im Jungoligozän, vielleicht im Miozän geschlossen. Dann aber befindet sich die einzige Meerstraße, welche die Verbindung mit dem offenen Meere ermöglichte, im Norden. Im älteren Miozän beginnt sich auch hier das Land zu heben, die Meeresstraße verschwindet, hingegen öffnen sich Verbindungswege über das heutige Meszesgebirge gegen NW, entlang des Maros- und Zsilytales gegen SW. Nach einer kurzen Phase fast völliger Abschließung des siebenbürger Beckens (Salz- und Gipsbildung) begann die Marosstraße im II. Mediterran wieder zu funktionieren und blieb nun als Meeresstraße, später als Flußdurchbruch für immer offen.

Aus dem Charakter der Sedimente der einzelnen Phasen könnte man schließen, daß im Untereozän sich das Becken im NW hob, im E einsank, im jüngeren Eozän das ganze Becken sich andauernd vertiefte, während die Ufergebiete sich hoben. Im Gefolge dieser Krustenbewegungen begannen dann im Küstengebiete seit dem Oligozän Vulkanausbrüche und währten nun mit verschiedenartigen Unterbrechungen bis zum Quartär. L. v. Lóczy hat in einer seiner jüngsten Publikationen (Lit. **108a**) die Ausführungen Kochs in mancher Hinsicht ergänzt nnd erweitert. Auch er verfolgt die Entstehung und Entwicklung des siebenbürgischen Beckens, weist aber nach, daß dessen einzelne Teile zu sehr verschiedenen Zeiten entstanden (Zenoman bis Oberpliozän, mit zeitlicher Verspätung der jüngsten Faltungen gegen Südosten) und vor allem, daß auch in der Beckenausfüllung noch Faltungen, selbst kleine Überkippungen bis ins Oberpliozän stattfanden, die ein SE—NW streichendes Faltensystem erzeugten.

Während im Oligozän und Miozän sich der Karpatenwall aufstaut, sinken im SW kleine, aber zahlreiche Buchten ein (Hátszeg, Zsily). Der Norden des Beckens hebt sich hingegen und wird schon im Sarmatikum ganz trocken. Das so bedeutend verkleinerte südsiebenbürgische Binnenmeer wird ausgesüßt, überdies werden durch die vulkanischen Eruptionen der Hargitta von ihm Teilbekken mit Süßwasserseen abgegliedert. Zwischen den einzelnen Teilbecken untereinander und zum Alföld hin entstanden mit der Zeit fluviatile Verbindungen und damit ist die geologische Entwicklung des siebenbürgischen Beckens bis an die Schwelle der Jetztzeit geführt.

Dieser kurze Überblick über die topographischen und entwicklungsgeschichtlichen Eigentümlichkeiten Siebenbürgens erlaubt uns schon, einige allgemeinere Schlüsse zu ziehen. Wir sehen zwar, daß jede der einzelnen Landschaften eine besondere, selbständige Entwicklung durchgemacht hat, anderseits erkennen wir aber auch, daß diese Entwicklungen sich gleichsam in einer Reihe von Problemen konzentrieren, welche die Grundlage der landschaftlichen Evolutionen beherrschen. Als solche große Probleme, von deren Lösung das weitere morphogenetische Studium der Einzellandschaften abhängt, erkannte ich vor allem die Frage nach dem entwicklungsgeschichtlichen Zusammenhang des siebenbürgischen und des ungarischen Beckens (A) als der jeweiligen Erosionsbasen der sich gleichzeitig in den Randgebirgen abspielenden Zyklen. Für ein solches Randgebirge, und zwar das vielleicht komplizierteste, aber auch interessanteste, versuchte ich diese Entwicklung aufzudecken (B). Da im siebenbürgischen Becken nicht immer die Oberfläche der Erdrinde, sondern in Vorzeiten auch Wasserflächen die Erosionsbasis für die Umwallung darstellten, mußte ich beim Studium der Genesis des heutigen Beckens mein Augenmerk auf die Überreste von alten Küstenlandschaften an den Randgebieten des siebenbürgischen Beckens lenken (C). Endlich schien mir ein großes Problem der speziellen Erforschung besonders würdig, da es in seiner Großartigkeit vielleicht auf europäischem Boden einzig dasteht: nämlich festzulegen, inwieweit die gewaltigen Eruptionen der Hargitta verantwortlich gemacht werden müssen für die ostsiebenbürgische Beckenbildung und deren so merkwürdige Hydrographie (D). So möchte ich auch meine Ausführungen nach diesen vier Gesichtspunkten gliedern und der Reihe nach besprechen:

A.) Das Marosproblem.

B.) Das siebenbürgisch-ungarische Grenzgebirge.

C.) Das zentrale Becken und seine Randgebiete.

D.) Die Beckenbildung und Hydrographie Ostsiebenbürgens.

Angesichts der schon andernorts betonten äußeren Schwierigkeiten (mangelhafte topographische und geologische Grundlagen) und angesichts der aus den vorigen Übersichten erhellenden inneren Schwierigkeiten (Kompliziertheit der Entwicklung, weitgehende Zerstücklung des Landes, starke Zuschüttung mancher Beckenformen und alter Tiefenfurchen etc.) bin ich mir wohl bewußt, daß die im folgenden gegebenen Untersuchungsresultate, welche die Frucht einer

dreimonatlichen, intensiven Bereisung des Landes bilden (Mai, Juni, September 1909), nur zum Teile eine endgültige Lösung bringen können und wohl in Zukunft mit genauerer Erforschung der topographischen und geologischen Verhältnisse sowohl der Vertiefung als der Korrektur bedürfen werden. Nichtsdestoweniger glaube ich, schon jetzt eine Übersicht über die geomorphologische Entwicklung Siebenbürgens gewonnen zu haben, die es uns ermöglichen wird, an die Lösung der zahlreichen, in der folgenden Studie aufgeworfenen Detailprobleme heranzutreten.

III. Das Marosproblem.

Dieses Problem ist eines der kompliziertesten auf siebenbürgischem Boden. Es handelt sich dabei einerseits vor allem um die morphogenetische Verknüpfung der siebenbürgischen und ungarischen Länder in verschiedenen geohistorischen Stadien, anderseits um eine ganze Reihe prinzipieller Fragen der Morphologie der benachbarten Landschaften. In dieser Hinsicht teilen wir die nachfolgenden Beobachtungen in eine Reihe von Untergruppen, da sie hiedurch an Klarheit gewinnen.

Gehen wir von der unteren Erosionsbasis aus, so müssen wir uns zuerst mit der Frage beschäftigen, wie hoch die Erosionsbasis in verschiedenen Zeiten der morphologischen Entwicklung lag und welches die Formen sind, aus denen wir ihre Lage erraten können. Nun bildete in jungtertiärer Zeit das untere Erosionsniveau das Niveau der pannonischen See; an dem Ufer dieses Sees, resp. Meeres mußten wohl Küstenbildungen entstehen, einerseits Erosionsformen (Strandterrassen), andererseits Akkumulationsformen (Deltas). Ein erster Teil der Untersuchungen gilt also den jungtertiären und diluvialen Strand- und Randbildungen (1). An diese verschiedenen untersten Erosionsbasen mußten sich jeweils bestimmte Oberflächen des nachbarlichen Festlandes anschließen, die wohl am besten entlang der Gefällskurven der Flüsse verfolgt werden konnten: mit anderen Worten, es mußte sich ein Studium der Marosterrassen anschließen (2), was uns auch dem Verständnis des unteren Marosdurchbruches (Déva-Lippa) näher bringen wird. Die Terrassenstudien mußte ich einerseits bis ins siebenbürgische Becken ausdehnen, um den Zusammenhang mit der Oberfläche dieses Beckens zu gewinnen, anderseits nach Süden ins Hátszeger Becken, um den An-

schluß an die von De Martonne schon in ihrem relativen und absoluten Alter bestimmten Oberflächen der Südkarpaten zu finden (3). Da diese Terrassenstudien nur die relativ jüngsten Entwicklungsphasen der Morphologie unseres Gebietes umfaßten, mußte ich auch das Massiv der Pojana Ruszka in meine Untersuchungen einbeziehen (4), um über das Verhältnis dieser jüngeren zu den älteren und im höheren Berglande erhaltenen Oberflächen Klarheit zu gewinnen.

1) Die pannonischen Randbildungen bei Arad. Aus den bisherigen Studien über das Alföld ergab sich mit zweifelloser Gewißheit, daß das ungarische Becken, dessen Entstehung wahrscheinlich in die Zeit zwischen Kreide und Jungmediterran fällt [1]), in jungtertiärer Zeit ein Meeresbecken darstellte, das noch im Pontikum einen gewaltigen See bildete, welcher erst in levantinischer und diluvialer Zeit immer mehr einschrumpfte, bis er schließlich ganz verschwand. An einigen Stellen des ungarischen und des mit ihm zusammenhängenden Wiener Beckens war es schon gelungen, die Strandwirkungen des jungtertiären Meeres auf die Küste festzustellen [2]). Ähnliche Wirkungen waren auch für den Ostrand des pannonischen Beckens zu erwarten. Die Erosionsformen mußten wohl am besten an weit und steil in das Becken vorspringenden Vorgebirgen ausgebildet sein. So erschien das Suchen nach solchen Formen an der steilen Stirn des Hegyes-Drocsagebirges von vornherein nicht aussichtslos. Handelt es sich doch hier um einen sehr wenig gegliederten, einheitlichen und fast geradlinigen Steilabfall von 270—370 m relativer Höhe, dessen Neigung bei Paulis 120‰, bei Kuvin 200‰ beträgt. Allerdings besteht dieser Ausläufer, wie aus der schönen, von v. Lóczy 1883—1885 aufgenommenen geologischen Detailkarte hervorgeht, in der südlichen, bis Kuvin reichenden Partie aus Diorit mit Granititeinlagerungen, dann aus einem schmalen NE streichenden Band von Quarzitsandstein, endlich bis Világos aus Phylliten, also aus lauter ziemlich widerstandsfähigen Materialien, in denen die Terrassenbildung nur langsam vor sich

[1]) Schafarzik (Lit. 44), Cvijic (Lit. 40), siehe auch Sueß, Antlitz der Erde I. 389—449 m. l.

[2]) Hassinger H. Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Becken und seinem Randgebirge. Penck's Geogr. Abhandlungen VIII. 2, Leipzig 1905.

Hassinger H. Die Exkursion der Mitglieder des geographischen Institutes nach Ungarn (1900). Bericht über das XXVI. Vereinsjahr des Vereines der Geographen an der Universität Wien 1901, S. 16.

gehen konnte. Die Beobachtung der Tatsachen entsprach den Erwartungen, die Strandterrassen sind klein und schmal, aber scharf ausgebildet und wohl erhalten.

Fig. 1. Profile durch den Abfall des Hegyesgebirges.

Ihre Verteilung wollen wir an einigen Querprofilen des Abhanges kennen lernen (siehe Fig. 1). Wenn wir von Gyorok (130 m) aus den Rücken gegen den Berg Kecskés (471 m) aufwärts steigen, gehen wir zuerst steil empor bis zu einer sanft von 188 m bis zu 215 m aufsteigenden Terrasse, deren Kehle etwa bei 210 m anzunehmen ist. Die erosive Natur derselben ist aus der Tatsache zu entnehmen, daß sie, wie man dies beim Aufstieg beobachten kann, die sehr steil gestellten Schichten abschneidet. Allerdings konnte ich auf der Terrasse an dieser Stelle keine Gerölle entdecken, sie ist nur von Schutt und gerötetem Lehm bedeckt. Wenn wir von der Terrasse aus Umschau halten, gewahren wir, daß im Süden auf den Rücken gegen Ménes hin dieselbe Terrasse in derselben Höhe erscheint, daß sie also keine Terrasse mit Gefälle, sondern ein Niveau darstellt; wir wollen dieses Niveau mit α bezeichnen.

Ein kleiner Steilanstieg bringt uns zum Punkte 249 m, der auf einer kleinen, engbegrenzten Plattform liegt, welche man nicht mit Sicherheit als Terrasse ansprechen könnte, wenn man nicht gewahr würde, daß am nördlich benachbarten Rücken, der vom Berge Kecskés gegen Kuvin herabsteigt, in derselben Höhe eine mächtige Terrasse mit breiter Fläche liegt; deshalb fassen wir beide zum Niveau β zusammen. Umso zweifelloser steht fest die Niveaunatur der noch höheren und zahlreichen Überreste einer fortlaufenden Terrasse von 300 m. Auf unserem Rücken ist es eine 2—400 m breite Form; an den Gehängen gegen Kuvin im Norden und Ménes im

Süden ist diese Terrasse, die ich mit γ bezeichne, durch ein dichtes Netz insequenter Tälchen in kleine Fetzen zerrissen worden.

Selbst über dieser Plattform treffen wir noch geringe Überreste einer schon etwas problematischen Terrasse δ in etwa 374 m, also 100 m unter dem Kecskésgipfel, zu dem noch ein kurzer Steilanstieg führt. In diesem Profil kann man also mit Bestimmtheit 3—4 Terrassen erkennen, deren jede gegen die nächst höhere durch ein Kliff, einen Steilabfall abschneidet:

Die Terrassensysteme	liegen absolut in	relativ über Gyorok in
α	210 m Höhe	80 m Höhe
β	249 „ „	120 „ „
γ	300 „ „	170 „ „
(δ)	374 „ „	245 „ „

Wenn wir nun andere Profile untersuchen, so finden wir, daß sich überall diese Terrassen (mit Ausnahme von δ) in mehr oder minder gut erhaltenem Zustande erkennen und so zu ganzen Terrassensystemen verbinden lassen, wobei die herrschende Form immer γ bleibt, offenbar das Erzeugnis der längsten stabilen Phase der Küstenmodellierung. So fand ich im Profile Kovaszincz (Dealulgol)-Magura eine prachtvolle Terrasse α in 205 m, eine viel kleinere aber ebenso typische β in 252 m, endlich eine schwach angedeutete γ in 300 m [1]) Höhe.

Im Profile Kovaszincz-(Delutulin-)Garguliu sind die unteren Terrassen aufgelöst in kleine Talterrassen, deren Bedeutung mir nicht klar wurde; sehr schön ausgebildet ist γ (eine 700 m lange, 100 m breite Plattform). Die α Terrasse, respektive ihre Teilterrassen spielen eine große Rolle in der Gebirgsbucht SE Vilagos, wie ich beim Abstieg vom Chreionberge in dieser Richtung feststellen konnte. Diese Gebirgsbucht ist auch deshalb interessant, weil ich hier, selbst in der Höhe von 300 m (γ) am Nordgehänge des Tälchens westlich von Hidegkút eine mächtige Quarzschotterablagerung (Mächtigkeit 4 m) auf Phyllit gelagert, teilweise in rötlichem Lehm eingebacken fand. Die Gerölle sind ziemlich fein, nußgroß (Durchmesser 1—1 5 cm), selten faustgroß. Wenn auch v. Lóczy auf seiner Karte [2]) ähnliche Bildungen als Diluvium zu bezeichnen scheint,

[1]) Die Terrasse α bildet gleichsam eine Bucht im hinteren Kovasincztale, tritt z. B. beim Punkte 217 m deutlich auf.

[2]) Lóczy (Lit. 102, 1886, 123; 1887, 109) erwähnt ausdrücklich ungeschich-

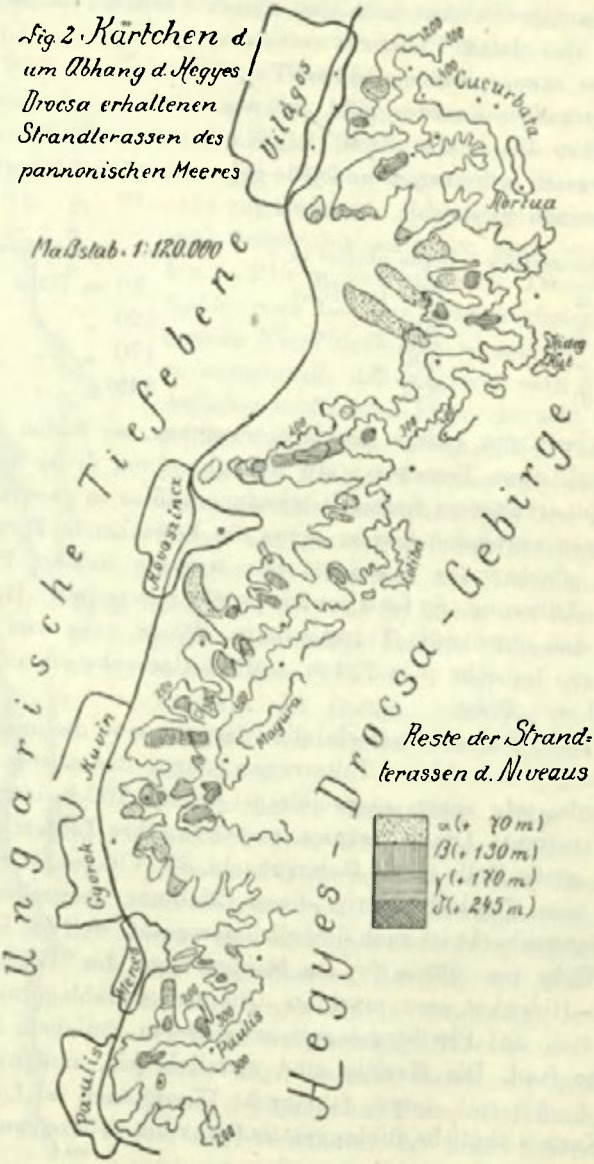


Fig. 2.

bin ich geneigt, sie für Strandbildungen der Phase γ zu halten, deren Alter wir später als pontisch ansprechen werden. Auch beim Anstieg auf den Ruinenberg von Világos konnte ich das Vorkommen von α und γ in typischer Terrassenform feststellen (letzteres in 320 m). Ebenso fand ich beim Aufstieg von Ménes (133 m) zum Paulisberge (365 m): eine gut entwickelte Terrasse α in etwas über 200 m. eine Terrasse β in 265 m und Spuren einer eigentümlich hohen Terrasse in 330 m.

Alle diese und noch andere beobachtete Terrassenreste sind auf der beigefügten Karte (Fig. 2) wiedergegeben. Aus dieser kurzen Übersicht ergibt sich, daß wir es mit drei sicheren Systemen von Terrassen zu tun haben, deren oberstes das wichtigste ist. ausgezeichnet durch die bedeutsamsten morphologischen Formen. Dislozierung dieser Terrassensysteme im Sinne von Schiefstellungen konnte ich nicht feststellen und halte sie für unwahrscheinlich. Mit der Zeit wird man auch mehr als bisher die zugehörigen Strandbildungen feststellen können; vorläufig bleiben wir, um das Alter der Terrassen und der zugehörigen Entwicklungsphasen zu entziffern, auf Weiterverfolgung der erkannten Formen angewiesen. Bevor ich darauf eingehe, möchte ich einen Vergleich mit den Terrassen des Wiener Beckens und am Eisernen Tor ziehen.

	Hegyes Drocsa	Wiener Becken[1])		Eisernes Tor[2])	
	relative Höhe	rel. Höhe	Alter	rel. Höhe	Alter
α	+ 70 m[3])	+ 55 m	pliozän	+ 60—65 m	diluvial
β	+ 120—135 m	+ 100 m	pliozän	+ 89—116 m	ob. plioz.
γ	+ 170 m	+ 155 m	pontisch	+ 150—160 m	ob. plioz.
δ?	+ 245 m	+ 205 m	pontisch	+ 200—210 m	ob. plioz.
				+ 260—370 m	pontisch.

teten, bohnerzreichen Ton, der bis 300 und 250 m hinaufgehen soll und den er für diluvial hält. Allerdings bemerkt er auch, daß die größeren Schotter und schotterigen Tone nur zu 15 m über die heutigen Talböden emporreichen und verraten, daß das Relief in jungdiluvialer Zeit schon ganz dem heutigen glich.

[1]) Hassinger H., a. a. O.

Schaffer Fr., Die alten Flußterrassen in Wien. Mittlg. d. Wien. geogr. Gesellschaft 1902. 45, 325—331; 47, 1904; 91, 463; 48, 1905. 587. — Das inneralpine Becken der Umgebung von Wien, Berlin 1907, S. 117. Geologie von Wien, S. 23.

[2]) Cvijic, a. a. O. Eisernes Tor, S. 22. 36.

[3]) Auf den niedrigen Terrassen α hat v. Lóczy (Lit. 109, 1883, 59) Lößbildung nachgewiesen.

Die Terrassen $\alpha - \gamma$ weisen in der Arader Gegend eine um 10—20 m höhere Lage als sonst auf, warum, läßt sich wohl noch nicht sagen. Da die Strandterrassennatur dieser Formen, wie mir scheint, sicher steht, so haben wir in jüngeren Zeiten der geohistorischen Entwicklung (Oberpliozän-pontisch) jedenfalls mit Erosionsbasen bei Lippa in 200, 250 und 300 m zu rechnen.

Noch bis in die Zeit der Terrasse α brandete der pannonische See an das Hegyes-Drocsagebirge, also an den Ostrand des pannonischen Beckens. Als sich der See zurückzog, mußten die hier mündenden Flüsse über das neugewonnene Land Schuttkegel aufschütten. Dieselben können wir an der Südseite des Marosflusses studieren und sie vermögen uns Aufschluß zu geben über die jüngsten

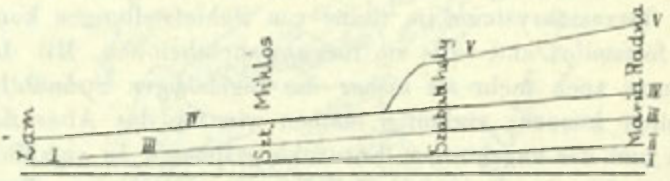


Fig. 3. Die Arader Schuttkegel und Deltas.

Entwicklungsphasen der Landoberfläche in der betreffenden Gegend (siehe Fig. 3). Auf sie hat übrigens v. Lóczy schon ausdrücklich hingewiesen und das sie zusammensetzende Material beschrieben (Lit. **109**, 1883, 1887). Ich möchte hier größeren Nachdruck auf die Morphologie der Formen legen.

Wenn wir von Arad gegen Südosten wandern, stoßen wir im Orte Kisszentmiklós (116 m) schon auf eine kleine Terrasse (+ 4 m, Maros 112 m), deren Rand manchmal etwas undeutlich ist. Östlich von dem Orte aber haben alte Marosmäander die Terrasse unterschnitten, hier einen hübschen Steilrand von 4—6 m Höhe geschaffen, der durch kleine, insequente periodische Bäche zerfranst wird. In diesen Tälchen erkennen wir, daß die Terrasse aus rotem, ziemlich staubigem Lehm besteht. Diese niedrige Szent-Miklóser Terrasse läßt sich an diesem Ufer der Maros nur wenig aufwärts bis Kisfalud deutlich verfolgen (123 m + 4 m); dann setzt sie angesichts des weiten Inundationsgebietes der Maros ganz aus und läßt sich nur in Spuren bei Malomházak (129 m + 6 m), St. Paulis, dann wieder bei Ujfalu (133—136 m + 4 bis 7 m) erkennen. Hin-

gegen ist sie am rechten Marosufer in prächtiger Plattform erhalten, bildet den größten Teil der Fläche zwischen Arad-Világos und Paulis und zeigt ihren kleinen Steilrand z. B. südlich Glogovácz und Mondorlak. V. Lóczy[1]) hat in einem seiner Aufnahmsberichte diese große Form als altalluvialen Schuttkegel angesprochen, worin wir ihm vollständig beistimmen. Die Hauptachse des Schuttkegels war offenbar gegen Nordwesten gerichtet, dorthin ging auch der altalluviale Maroslauf. Deutliche Spuren desselben lassen sich in den nun durch den Verwitterungs- und Deflationsprozeß „verengten“[2]) Gräben des Szaraz-Ér erkennen, der ein deutliches Gefälle NW-wärts besitzt; in jungalluvialer Zeit schnitt sich der Fluß an dem Südrande des älteren Schuttkegels ein. verschonte dessen Oberfläche im Norden und vernichtete sie in einem durchschnittlich 3—4 km breiten Streifen im Süden. Halten wir an dem relativen Niveau des Schuttkegels fest, im allgemeinen + 4 m, am Beginne desselben bei Lippa etwa 6 m, so beträgt sein Gefälle ungefähr (auf 28 km 20 m Lippa-Fakert) 0·71‰; das heutige Marostal hat 0·50‰ (12 m auf 24 km, Radna-Szt. Miklós).

Platz für sich gewann der altalluviale Schuttkegel durch Vernichtung eines großen Teiles eines höheren Schuttkegels, der nur mehr im Süden, doch allerdings in gewaltigen Resten noch erhalten ist. Mit nicht immer scharfem Steilrand erheben wir uns im Südosten von Kis-Szt. Miklós auf eine höhere, tischglatte, aber westwärts geneigte Oberfläche, die dort, wo wir sie betreten, etwa 140 m hoch liegt, also zirka + 25 bis + 28 m über dem heutigen Talboden. Mit wunderbarer Regelmäßigkeit hebt sich diese Schuttkegelform über Szépfalu 148 m, über Traunau etwa 155 m, Sonntagsberg 158 m, Urbanusberg 163 m, über die Höhe von 169 m und 173 m bis gegen 183 m. Schon beim Sonntagsberg erhebt sich der Schuttkegel + 36 m über den heutigen Fluß und südlich Ujfalu etwa 46—50 m. Die 50 m hohe, schotterbedeckte Terrasse, auf der die Kirche von Maria Radna steht, hat schon v. Lóczy 1884 (Lit. **109.** p. 47) eingehend geschildert. Dabei bildet der von der Maros unterschnittene Schuttkegel auf der Strecke Szépfalu-Ujfalu einen prächtigen zerfurchten Steilrand. Nur in größerer Entfernung vom

[1]) Lóczy (Lit. 109, 1883, p. 60) stützte sich dabei hauptsächlich auf die Gefällsverhältnisse des Ménéser, Világoser und Marosflußlaufes.

[2]) Cholnoky v. Jenö. Lageveränderung des Tiszabettes. Földr. Közl. 1907, Abrégé, 135—179, sp. 174.

Gebirge, schon in der Gegend von Kisfalud erscheint der Steilrand, wahrscheinlich durch Windwirkung und infolge der ausgleichenden Wirkung des Ackerns verwischt, wenngleich die Höhenunterschiede bestehen bleiben. Das Kreuz am Westende von Szépfalu liegt 123 m, die Kirche des Ortes in 129 m und das Kreuz am Südende des Ortes schon 139 m hoch. Daß die Windwirkung hier morphologisch nicht belanglos war und vielleicht auch noch fortdauert, ersehen wir auch daraus, daß manche kleine Talformen offenbar durch sie in sanfte Wannenformen umgewandelt werden. Das Gefälle des Schuttkegels ist viel beträchtlicher als das des altalluvialen, nämlich 1·25‰ Der Ausgangspunkt des Schuttkegels bei Radna ist in etwa 180 m anzunehmen.

Während der altalluviale Schuttkegel von Szt. Miklós sich hauptsächlich aus rotem Lehm zusammensetzt, was seinem geringen Gefälle entspricht, mischt sich in das Material des höheren Schuttkegels (von Szépfalu) gröberer Quarzschotter, der bis faustgroß werden kann und sich aus meist weißen und grauen, stellenweise auch braunen Quarzen zusammensetzt. In diesem Niveau floß die Maros direkt gegen West. Wir werden diese, also bei Lippa bis + 50 m sich erhebende Bildung als älter, als diluvial anzusprechen haben

Uber der Szépfaluer Terrasse erhebt sich ein höherer Schuttkegel mit allerdings sehr stark verwischtem Rande. Die Undeutlichkeit des Randes der Einzelformen nimmt also mit ihrer Höhenlage und ihrem Alter zu. Nichtsdestoweniger kann man diese Schuttkegelform wohl ausscheiden, und zwar dank der Eigentümlichkeiten ihres Gefälles; die Mittellinie des Schuttkegels, die Linie der Kulmination, setzt westlich von Allios ein mit dem 180 m hohen Rücken bei Valea Giurocului und zieht mit fast unmerklichem Gefälle gegen SW (Füskút); viel stärker ist das Gefälle von der Mittellinie gegen die Flanken, einerseits gegen Máslak, andrerseits gegen Rethát. Der oberste Teil dieses Schuttkegels mußte in der Gegend des heutigen Marostales liegen und ist vollständig zerstört. Verfolgt man seine linksseitige Flanke talaufwärts, so erreichen wir die Höhen von 205—210 m im SE von Lippa (Tarsetul, Deutscher Berg). Hier haben wir also in etwa 210 m den Ausgangspunkt des Schuttkegels zu suchen, dessen Gefälle auf dem Kartenblatte Lippa (21 XXV) zirka 1·00‰ beträgt. Von diesem hochgelegenen Schuttkegel sind prächtige, noch unzertalte Oberflächenstücke, besonders in der Umgebung von Allios und Keszincz erhalten geblieben.

Das Material, aus dem der Schuttkegel besteht, sind wieder Lehme und Schotter. letzterer viel gröber als in der diluvialen Terrasse, nämlich eigroß bis faustgroß: neben Quarzen kommen hier nach v. Lóczy (Lit. **109**) auch Granite, Phyllite, selbst Trachyte (selten) vor. Das Alter des Schuttkegels läßt sich mit Bestimmtheit fixieren: denn es fanden sich in den hierhergehörigen Schottern von Vinga und Marny Reste von *Mastodon arvernensis* und *Acerotherium incisivum;* damit ist das oberpliozäne Alter der Bildung und der Form festgestellt. Bringen wir damit in Verbindung das unterste, auf der Strecke Paulis-Világos festgestellte Erosionsterrassensystem α (200—210 m), so werden wir auf Grund der übereinstimmenden Höhenlage auch dieses für oberpliozän halten. Dann haben wir hier die Akkumulations- und Erosionsformen derselben Epoche nebeneinander und werden dazu geführt. den oberpliozänen Akkumulationskegel für eine lakustre Bildung, die Knochenreste für eingeschwemmt zu halten. Ob diese Anschauung sich bewahrheiten wird, wird von zukünftigen paläontologischen Studien abhängen.

Damit haben wir die in der Arader Gegend auftretenden Akkumulationsformen noch nicht erschöpft. Südlich von Allios erhebt sich ein landschaftlich sehr bedeutsamer Steilrand von 70 m, der sich weithin gegen Osten, wenn auch mit abnehmender relativer Höhe bis südlich von Lippa verfolgen läßt und umso markanter ist, als das Hügelland, dessen Abfall er darstellt, von ausgedehnten Waldungen bedeckt wird. Das Hügelland zeigt keine einheitliche Oberfläche, sondern ist schon recht stark zertalt und in Einzelrücken umgewandelt. Nichtsdestoweniger vermögen wir in der allgemeinen langsamen Erhebung der Rücken ostwärts und in zahlreichen einzelnen Gipfelflächen die Überreste einer älteren allgemeinen Fläche zu erkennen, die südlich von Allios in etwa 250 m, bei Sistarovecz in etwa 300—320 m lag; das Gefälle dieser Oberfläche ist also recht bedeutend, etwa 3·33‰. Es handelt sich wieder um eine Aufschüttungsform, wie auch aus ihrer Zusammensetzung hervorgeht. Sie wird gebildet von losen oder leicht verfestigten Sanden und Schottern, denen wahrscheinlich ein pontisches Alter zukommt (v. Lóczy, Lit. **109**). Der Kopf der Bildungen in der Umgebung von Lippa erreicht schon 300 m und ist im Norden. an der Maros selbst. durch jüngere Bildungen zerstört. Es fällt uns auf, daß in derselben Höhe sich die am besten ausgebildete Strandterrasse des Hegyesgebirges findet, nämlich das System γ. Deshalb dürfen

wir wohl mit Recht beide Gruppen von Erscheinungen als einander koordiniert betrachten, als die zueinander gehörigen Erosions- und Akkumulationsformen desselben, nämlich des pontischen Strandes.

Dann ist der steilabfallende Teil des Lippaer Hügellandes (Lippai erdö) ein Delta, welches die pontische Maros in den am Hegyesgebirge in 300 m Höhe brandenden See aufschüttete. Auch v. Lóczy betont, daß diese Bildungen fluviatile Struktur aufweisen. An diese steil abfallende Form schließt sich ostwärts ein Hügelland zwischen der Maros und Bega an, das fast ausschließlich aus pontischen Bildungen besteht und in ein reifes Hügelland durch die postpontische Talbildung umgewandelt wurde. Dieses Hügelland weist keine einfache Oberfläche, selbst nicht in spärlichen Überresten auf: aber keiner der Rücken erhebt sich über 400 m auf dem ganzen Gebiet bis zur Wasserscheide zwischen Maros und Bega bei Konovica. Wir können also als einstige Oberfläche dieser großen Akkumulationsform nur eine sanft geneigte Oberfläche annehmen, deren Gefälle sicherlich unter 2‰ blieb, so daß zwischen der Oberfläche der pannonischen Bildungen im E und im W von Sistarovecz (Lippa S) ein merklicher Gefällsknick in 300 m Höhe vorhanden war. Ich möchte diesen Gefällsknick als einen Hinweis auf die Lage des der betreffenden Phase zugehörigen Spiegels des pontischen Meeres betrachten, eine Auffassung, die durch die Ausbildung des Strandterrassensystems γ in 300 m gestützt wird. Der westliche Teil der Aufschüttungsmassen ist als Delta, der östliche Teil als überseeischer, rein fluviatiler Schuttkegel aufzufassen. Dies bedeutet aber nicht, daß die ganze Masse des Pontikums des Bega-Lippaer Hügellandes aus fluviatilen Massen bestehe, es handelt sich nur um die Oberflächenform und vielleicht um die obersten Schichten des Hügellandes.

Nach dem obigen gelang es also, in der Arader Gegend bisher 5 Lagen des unteren Denudationsniveaus festzustellen und deren Alter wenigstens mit einiger Sicherheit zu fixieren. Es sind folgende:

Niveaus	Höhenlage bei Lippa absolut	relativ	Formen
(I) Altalluviales Niveau	135 m	+ 6 m	Akkumulation.
(III) Altdiluviales „	180 „	+ 50 „	Akkumulation.
(IV) Oberpliozänes „	210 „	+ 80 „	Akkum. u. Erosion.
(V) Unterpliozänes „	250 „	+ 120 „	Erosion.
(VI) Pontisches „	300 „	+ 170 „	Akkum. u. Erosion.

2) Der untere Marosdurchbruch. Unsere nächste Aufgabe besteht darin, zu untersuchen, wie sich der Marosfluß oberhalb des Mündungsgebietes zu den verschiedenen Denudationsniveaus verhielt. Dies kann uns auch eine Erklärung bieten für die Genesis des unteren Marosdurchbruches und verschiedener Eigentümlichkeiten seiner Talbildung. Es ist allerdings recht schwer, ältere Talformen an diesem unteren Marosdurchbruch festzustellen, weil vor allem diese Teilstrecke schon seit langem reife Formen angenommen hat, so daß alte Zeugen der Entwicklung schon zum größten Teil der Vernichtung anheimgefallen sind, dann aber weil die Taldichte der Zuflüsse eine so bedeutende ist, daß die zwischen ihnen befindlichen Riedel von beiden Seiten sehr stark angegriffen werden. Die Maros fließt auf einem meist 2—6 km breiten, in ausgiebigem Maße bei Hochwasser inundierten Talboden, über den sich selten jüngere Terrassen erheben. Dafür ist die Schlingenbildung des Flusses eine sehr bedeutende; verlassene und noch aktive Flußschlingen bedecken den breiten Talboden, besonders in den Weitungen. Man kann nämlich im Durchbruche einige (4) Talweitungen unterscheiden, die durch relative, wenig akzentuierte Engen getrennt werden. Die Weitungen (siehe Abb. 3, Tafel X) liegen bei Hasszúszó, Tót-Várad, Szelcsova und Maros Illye; nur die Szelcsovaer Weitung ist klein, die anderen sind je 20 km lang und bis zu 5 und 6 km breit. Die Engen (siehe Abb. 2, Tafel X) liegen bei Lippa-Radna, bei Batucza unterhalb Soborsin, bei Zám und bei Branyicska-Maros Nemeti. Der Zusammenhang von Weitung und weichem Material, von Enge und widerstandsfähigerem Material ist hier ganz klar. Die Weitungen liegen dort, wo das Tal mindestens auf einer Seite von pontischen Sanden eingefaßt wird; die Engen von Lippa, Soborsin und Branyicska liegen an Stellen, wo beide Ufer von Diorit oder Gneis gebildet werden, die Enge von Batucza und bei Maros Nemeti dort, wo etwas widerstandsfähigere Kreideschichten das Marostal verqueren.

Die Engen der Maros zwischen Arad und Déva sind auch insofern interessant, als wir hier eine ganze Reihe von Epigenesen vor uns haben. Besonders bei Soborsin-Zám und bei Lippa ist die Erscheinung auffallend und auch schon von Lóczy besonders erwähnt (Lit. **109**). Hier drängt sich der Marosfluß zwischen den harten und zu Steilhängen neigenden Dioritmassen durch, obgleich der Fluß etwas weiter südlich, wo der Dioritfels unter jüngeren

Bildungen spurlos untertaucht, eben in diesen viel günstigere Erosionsbedingungen gefunden hätte. Ich für meinen Teil möchte v. Lóczys Erklärung dieses Phänomens (mit der geringeren Transportarbeit der Flüsse im harten Materiale), die er für die Durchbrüche der Feher-Koros und Maros heranzog, nicht beistimmen. Das v. Lóczysche Gesetz[1]) von der Bevorzugung des härteren Materials durch die Flußarbeit erfordert immer die Annahme von Anzapfungserscheinungen, die wir in der Natur nicht beobachten und theoretisch auch kaum begründen können. Die Erklärung des Phänomens als Epigenese im Sinne v. Richthofens[2]) erscheint mir einfacher und in diesem Falle, wo wir es nachgewiesenermaßen mit hoch emporreichenden Zuschüttungsmassen zu tun haben, wahrscheinlicher.

Es war zu erwarten, daß sich höhere Talformen besonders in den Engen des Marostales erhalten haben, und deshalb habe ich auch den Engen mein Hauptaugenmerk zugewandt, aber auch hier war die Ausbeute nicht sehr bedeutend. Ich möchte im folgenden die hiehergehörigen Beobachtungen kurz anführen (siehe Längsprofil Fig. 4. S. 185). Schon bevor man das Engtal der Maros betritt, fällt das unterhalb von Radna mündende Kladovotal wegen seiner nicht zahlreichen, aber klaren Terrassenreste auf. Besonders an der Mündung liegen rechts und links prächtige Felsterrassen in 183 m Höhe (das diluviale + 50 m Niveau), die aufwärts unterbrochen ihre Fortsetzung wohl in den reiferen, höher gelegenen Formen finden, die im Quellgebiet des Tales zu beobachten sind und auf einen etwa 60 70 m über dem heutigen Talboden gelegenen älteren Talboden schließen lassen. Schwer erkennbar sind darüber noch ältere Formen in über 400 m, die in der Mitte des Tales auf etwa 350 m herabrücken, am unteren Ende auf 300 und so sich an das Strandterrassensystem 300 m anschließen würden. Wegen starker Zerstörung der älteren Formen ist diese Rekonstruktion nicht ganz sicher.

Geringe, aber interessante Terrassenspuren finden sich in der Enge von Radna-Lippa, und zwar:

1. Niedrige Terrassen, auf deren einer der nordöstliche Teil von Lippa steht (+ 20 m, Städteterrasse[3])) (II).

[1]) Siehe Lit. **108**.

[2]) Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Leipzig 1887.

[3]) So benannte Cholnoky (Lit. **39**) die in Ungarn sehr oft in + 20 m auftretenden ausgedehnten Terrassen, auf denen häufig große Ortschaften liegen.

2. Terrassenspuren in 200—210 m an den Gehängen nördlich von Maria-Radna, und am Ostende der Marosengen oberhalb des Steinbruches und am südlichen Ufer (213 m) (IV). Die Lage des zugehörigen Talbodens wird in der Enge auch durch einen markanten Gefällsknick der Gehänge angedeutet. Die Gehänge oberhalb 200 m fallen mit 15°, die unterhalb mit 35—40° zur Talsohle herab.

3. Die hier dominierende Form (siehe Abb. 1 Tafel X) ist aber das System in 250—260 m Höhe, dem die prächtigen Flächen des Berges Steinbruch oberhalb Lippa und die schmäleren Terrassenstücke (250 m) nördlich der Eisenbahnstation Radna und an der Ruine Solymos (252 m) angehören (V). Auf den Uberresten dieser Terrasse fand ich an einigen Stellen Marosschotter.

Östlich von der Lippaer Enge, in der Weitung von Hosszúszó sind Terrassen spärlicher. Interessant ist die Umgebung von Milova: hier springt zu beiden Seiten des gleichbenannten Baches eine Doppelbergnase in die Alluvialebene der Maros vor. Daß sie sich bis heute erhalten hat, verdankt sie wohl der Widerstandsfähigkeit des diese Bergrücken zusammensetzenden Karpatensandsteins. Ein Steinbruch nördlich der Haltestelle entblößt die mächtigen Bänke kalkhaltigen Sandsteins, der als Baustein gewonnen wird. Mag sein, daß auch die besonders zu Hochwasserzeiten nicht zu unterschätzende Kraft, mit welcher der Milovitabach die Marosmäander von sich abdrängt, zur Konservierung der merkwürdigen Halbinsel beiträgt. Der Hals derselben ist schon bedeutend erniedrigt, die vorspringenden Teile jedoch haben Terrassenreste in zirka 220 m noch wohl erhalten (IV). Außerdem kommen hier wie am Bache Valea Solnevii Spuren tieferer Terrassen vor (in 185 m); sie gehören als Terrassen der Nebentäler vielleicht zum System III. Viel bedeutendere Überreste dieser älteren Talform sind bei Konop (zirka 190 m), bei Beldine (+ 195 m) und bei Berzova (200 + 210 m) erhalten. bei Odvos überdies Reste des Systems IV in 230 m Höhe. Die nächste interessante Gegend ist die Umgebung von Tótvárad. Es finden sich hier einige schwache Überreste der Städteterrasse bei Batucza (+ 20 m) und bei Gyulicza zu beiden Seiten des Valea Selisce (II). Viel ausgedehnter sind die Terrassenreste in 200—220 m Höhe (III). Auch vom System V konnte ich einen Uberrest mit Schottern in 290 m entdecken, nördlich Batucza; überraschend ist aber die mächtige, allerdings stark zerschnittene Einebnung in

320—330 m, die ich nördlich Batucza beobachten konnte und die wie eine Bucht nordwärts in das Gebirge eindringt.

Die nächste interessante Stelle für Terrassenstudien ist die Enge von Zám. Wenn wir wieder nach Systemen gliedern, so haben wir hier vor allem ausgedehnte Überreste des Systems III in zirka 250 m (große Teile des Rückens Dealu Lunci, 240 m), eine breitere Vorstufe am Nordabhang der Magura (255 m, Spuren oberhalb Szelcsova). Dieselbe Terrasse findet sich auch im Valea Rosie bei Szelistye und Petris, und hier fand Papp (Lit. **123**) darauf Schotter. Dann ist hier das System IV in spärlichen Resten zu entdecken, und zwar in kleinen, über 300 m hohen Terrassen im Tamasesdtal. Die Terrassen dieses Tales laufen von dem Orte gleichen Namens direkt westlich gegen die Eisenbahnstation Zám und beweisen damit, daß das hydrographische Netz hier seit der Epoche IV eine kleine Veränderung erfahren hat in dem Sinne, daß der einst selbständig mündende Tamasesderbach von einem Nebenbach des Glod-Gilesder Baches angezapft und diesem zugeführt wurde Diese Anzapfung ist durch die größere Begünstigung des betreffenden Nebenbaches zu erklären, der im Streichen der Schichten arbeitete.

Endlich finden wir hier eine noch höhere Terrasse, deren Form allerdings schon recht unkenntlich ist, deren Schotterführung aber jeden Zweifel an ihrer Natur ausschließt; sie findet sich auf dem Gipfel der Zámer Magura in 400—410 m und wurde von Papp schon erwähnt. Auf diesem Rücken findet sich eine ziemlich mächtige Kappe von Schottern, die meist nuß- und erbsengroß sind, aber auch faustgroße Exemplare aufweisen: es überwiegen hier alle möglichen Quarze (rote, weiße, gelbe), dann Diorite, dunkle Kalke, endlich auch jungeruptive Bildungen, Andesite. Die petrographische Zusammensetzung der Schotter widerspricht der Annahme, daß sie ein Verwitterungsprodukt der Kreidekonglomerate wären, sondern man sieht vielmehr, daß es echte Marosschotter sind. Die Einreihung der Zámer Terrasse in die bei Lippa aufgefundenen Talbodensysteme muß wohl unsicher bleiben, weil zu wenig Reste auf der Zwischenstrecke erkannt werden konnten, wahrscheinlich gehört sie zu System VI, dessen Talboden also von Lippa bis hierher um etwa 100 m angestiegen war. Die Tatsache eines Marostalbodens in 400 m erklärt uns auch in befriedigender Weise die Epigenese von Zám; die Flußanlage stammt mindestens aus der pontischen Phase VI, wo noch der nun herauspräparierte und in

nur 400 m breiter Enge durchschnittene Dioritkern von Zám vollständig von pontischen Auffüllungsmassen verdeckt war.

Wenn wir noch erwähnen, daß in der Umgebung von Bursuk-Lescu sich die Städteterrasse (besonders bei Lescu, Grindu, Abucia und Dobra, siehe Abb. 3, Tafel X) und das System III (Kapellenberg oberhalb Bursuk, stark zerschnittene Leiste im Lapugytale am Abhang der Tarina de Sus und D. Sereturi) feststellen lassen, so haben wir die recht spärlichen Überreste von Terrassenbildungen, die ich im Marosdurchbruch feststellen konnte, erschöpft. Denn in der Enge unterhalb Déva kann man kaum mehr Terrassenspuren mit Sicherheit feststellen.

Was ergibt sich aus dieser Übersicht? Vor allem die Tatsache, daß mit jeder Lage der Erosionsbasis, die wir am Rande des pannonischen Beckens feststellen konnten, sich im Marosdurchbruch eine gewisse Talsohle, eine bestimmte Oberfläche verbindet. Daher können wir auch die Altersbestimmungen der Talformen auf Grund der Altersbestimmung der entsprechenden Erosionsbasen vornehmen und erkennen, daß das System VI von der pontischen Maros, die Systeme V und IV in oberpliozänen Stadien, ferner die Systeme III und II in diluvialen Phasen[1]) der Flußentwicklung geschaffen wurden. Dasjenige Niveau, von dem am häufigsten Überreste erhalten sind, ist das altdiluviale[2]), dasjenige dagegen, welches seinerzeit zu der weitgehendsten Einebnung geführt hat, ist das pontische. Die heutigen Gefällsverhältnisse der verschiedenen Talböden zeigen eine nicht unwesentliche Steigerung, je höhere Talböden wir untersuchen; es hat das heutige Marostal zwischen Lippa und Zám 0·71‰ Gefälle,

hingegen	das altalluviale (III)	1·22‰
	das jungpliozäne (IV)	1.57‰
	das pontische (VI)	1·74‰ [3])

[1]) Auf die diluvialen und altalluvialen Terrassen hat übrigens gelegentlich auch Palfy (Lit. 122, 1907, bei Algyogy) und Szontagh (Lit. 157, 1891, bei Tótvárad) hingewiesen.

[2]) Lóczy (Lit. 109, 1887) hat darauf aufmerksam gemacht, daß das Einzugsgebiet der Maros sich seit dem Diluvium etwas vergrößert hat, indem die rechten Nebenflüsse der Maros die Quellgebiete der linken Nebenflüsse des weißen Körösflusses angezapft haben; allerdings steht das diluviale Alter der hierhergehörigen Schotter noch nicht fest.

[3]) Siehe Figur 4.

Nun stehen wir anderseits der Tatsache gegenüber, daß mit zunehmender Höhe die Talböden durchaus nicht jugendlicheren Formenschatz, wie er dem gesteigerten Gefalle entsprechen würde, annehmen, sondern im Gegenteil einen umso reiferen Formenschatz besitzen. Wir müssen daraus den Schluß ziehen, daß diese reiferen älteren Formen erst nach ihrer Bildung schief gestellt wurden: seit dem Pontikum scheint bei jeder Verlegung der unteren Erosionsbasis eine leichte Abbiegung des westlichen und Aufbiegung des östlichen Teiles des von der Maros durchbrochenen Gebirges stattgefunden zu haben. Das legt den Gedanken nahe, daß das panno-

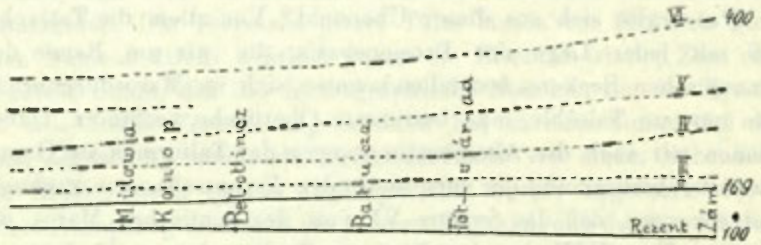


Fig. 4. Die Terrassen des Marosdurchbruches Lippa-Zám.
(Längenmaßstab 1 : 600000, Höhenmaßstab 1 : 10000).

nische Becken durch Einsenkungen gebildet wurde, eventuell sich noch weiter bildet, die gegen die Randgebirge in Flexuren übergehen.

Ob diese Flexuren, respektive Schiefstellungen einfache tektonische Vorgänge oder komplizierte Erscheinungen waren, läßt sich an den Marosterrassen nicht ablesen. Die kräftige lokale Steigerung des Gefälles mancher Terrassen (IV zwischen Lippa und Konop, VI zwischen Batucza und Zám) läßt auf einen Knick der einfachen Schiefstellung auf diesen Strecken schließen; aber die Erhaltung der Terrassen genügt nicht zur strengen Begründung der Vermutung.

Endlich können wir auf Grund der obigen Ausführungen nachweisen, daß der Marosfluß seit der pontischen Zeit genau an der Stelle des heutigen Tales floß, obgleich, wie wir sehen werden, der relative Niveauunterschied zwischen dem durchbrochenen Gebirge und dem Vajda Hunyader Becken seit dem Pontikum stetig wuchs. Wir haben also diesen Durchbruch schon auf Grund dessen als

antezedent, respektive als Denudationsdurchbruch anzusehen. Wenn wir aber weiter in Betracht ziehen, daß auch dieses Tal auf dem trockengelegten Boden des sich zurückziehenden obertertiären Meeres sich entwickelte und so auf Neuland immer weiter westwärts verschob, so erkennen wir in ihm einen konsequenten Strom vom Typus des master-consequent[1].

Es ist für die späteren Betrachtungen über die Genesis des siebenbürgischen Formenschatzes nicht ohne Bedeutung, daß an der Stelle des Marostales schon in präpontischer Zeit eine große Hohlform (Maroskanal) zwischen dem Pojana Ruszka- und dem Hegyes-Drocsagebirge bestand und mit mediterranen, sarmatischen und pontischen marinen Bildungen zugeschüttet wurde. Das jüngere Pontikum bezeichnet also einen wichtigen Wendepunkt in der morphologischen Entwicklung des unteren Maroslaufes, den Übergang von der marinen in die Festlandsphase.

3. Die Terrassenbildungen an der Maros zwischen Deva und Alvincz und im Hátszeger Becken (siehe Kärtchen Fig. 5). Auch in dem im Osten anschließenden Teile des Marostales erkennen wir den Einfluß der verschiedenen Denudationsniveaus. Während wir aber im Durchbruch es fast durchwegs mit Erosionsformen zu tun hatten, liegen einerseits zwischen Déva und Alvincz, anderseits zwischen Déva und Hátszeg die zugehörigen Akkumulationsformen vor. Das Material hierzu erhielten die Flüsse vor allem aus der Aufarbeitung der jungtertiären Ablagerungen, so daß die Entscheidung, ob eine Terrasse eine Erosionsform in älteren Schottern oder selbst eine Akkumulationsform darstellt, nur durch paläontologische Fixierung des Schottermaterials gelöst werden kann. Die Verfestigung der Schotter bietet keine genügende Gewähr.

Wie alt sind nun die Hohlformen, in welche die jungtertiären Meere ihre Ablagerungen schütteten? Der Flysch (Kreide, Eozän), der das siebenbürgische Erzgebirge und das Hegyes-Drocsagebirge begleitet, ist noch so intensiv gestört und mit älteren Bildungen gefaltet und verworfen, daß wir über den Verlauf der Hohlformen, in denen er sich bildete, nichts aussagen können. Hierauf trat offenbar eine Festlandsperiode in unserer Gegend ein, denn die oligozänen Ablagerungen fehlen hier vollständig, das Oligo-Miozän

[1]) Davis: Physical Geography. 1898, S. 133.

des Zsiltales hing wahrscheinlich mit dem rumänischen Oligozänmeer zusammen, und in Siebenbürgen lagen dessen Grenzen, wie es scheint, weiter im Osten, etwa in der Gegend von Alvincz. Damals bildete wohl die Gegend des Pojana Ruszka-Gebirges und seiner Randgebiete relative Erhebungen und stellten Denudationsregionen dar. Eine wesentliche Veränderung im Relief mußte im Mittelmiozän eintreten, denn nun brechen von allen Seiten die Meereswogen in das Festland herein. Genau lassen sich wohl die Grenzen des mediterranen Meeres und damit der von ihm erfüllten Hohlformen nicht feststellen, weil die Verbreitung des Miozäns an Denudationsgrenzen gebunden ist. Nach unseren bisherigen Kenntnissen brachen folgende größere Becken ein: 1.) Das Becken von Vajda-Hunyad, 2.) das Becken von Hatszeg. Die beiden scheinen einerseits (nach Nopcsa, Lit. **57**) über den Paß des Eisernen Tores mit dem Miozänmeer der Karansebesniederung, anderseits über Szaszváros mit dem siebenbürgischen Meer in Verbindung gestanden zu haben. Ob auch in der Gegend des heutigen Marostales unterhalb Déva ein Meeresarm vorhanden war, muß ich vorläufig dahingestellt sein lassen; denn die Bildungen von Lapugy und Holgya (Koch, Lit. **56**; Kadic, Lit. **97**) lassen sich wohl auch einfach als Buchtbildungen des Meeres der Beganiederung erklären.

Das Niveau des mediterranen Meeres können wir wohl kaum mehr feststellen: denn wenn auch die großen Hohlformen im großen und ganzen mit den heutigen zusammenzufallen scheinen, so fanden doch sicherlich in postmediterraner Zeit Bodenbewegungen statt, welche die einstigen, heute meist denudierten Randbildungen des miozänen Meeres in verschiedene Seehöhen brachten. Vor allem sind die Miozänbildungen und selbst noch jüngere Bildungen gestört. So z. B.

nach Nopcsa bei Hátszeg (Fallen 10—15° NW). Galacz (flach SW), Klopotiva (flach NNW)

nach Schafarzik bei Macsova (5° SW)

nach De Martonne bilden die jüngtertiären Bildungen im Hatszeger Becken ein Synklinorium, ebenso wie nach Halaváts die sarmatischen im Vajda Hunyader-Becken.

Die Störungen waren so kräftig, daß De Martonne sich zu der Annahme berechtigt sah, man könnte Spuren des Hatszeger Miozäns vielleicht noch auf den Resten des Riu Ses-Niveaus (hier in 1200 m) auffinden (Lit. **20**). Aus postmiozänen Storungen und

Denudationswirkungen muß man auch die Beobachtungen Nopcsa's erklären, daß das Miozän auf der Ostseite des Eisernen Torpasses bis 500—580 m reicht, auf der Westseite aber nur bis 480—500 m [1]).

Müssen wir infolgedessen darauf verzichten, auf dem Boden der Becken etwas Positives über den miozänen Formenschatz zu erfahren, so können wir vom Sarmatikum auch nur so viel aussagen, daß es wahrscheinlich [2]) eine Phase des Rückzuges und der verstärkten festländischen Erosion darstellt; so erklären wir uns die beschränktere Verbreitung der sarmatischen Ablagerungen und die gröbere petrographische Zusammensetzung derselben (Sande, Schotter). Auch das Sarmatikum ist noch lokal gestört (Synklinorium im Vajda Hunyader Becken, Halaváts), Dislokation der Schichten bei Alsoszalláspatak (20°), Korojesd (40°) nach Nopcsa.

Hingegen ist auch in unserem Gebiete das Pontikum eine Zeit des Vordringens des Meeres: was noch an Hohlformen in den vorangehenden Zeiten nicht zugeschüttet worden war, wurde jetzt ausgefüllt. Überdies entstanden neue Hohlformen, und zu diesen gehört unzweifelhaft auch der Maroskanal, der von pontischen Bildungen ganz erfüllt ist. Die Zuschüttungen sind heute noch hochbedeutsam für das Landschaftsbild. Einer der wichtigsten Züge des Nord- und Westabfalles des Pojana Ruszka-Gebirges ist, daß von der steilen, randlichen, waldigen Abdachung desselben scharf und unvermittelt ein weiches, ackerbedecktes Hügelland absticht, das auffallenderweise nur bis zu einer gewissen Höhe emporreicht (siehe Abb. 2 und 3, Tafel X). Diese Höhe beträgt am Nordrande des Pojana Ruszka-Gebirges etwa 500—550 m und liegt also etwa 350 m über dem Flusse. Die Linie, welche dieses ganz aus pontischen Zuschüttungsmassen aufgebaute Hügelland abgrenzt von dem Steilabhang der Pojana Ruszka, läuft von Lesnyek an der Maros über Dumbravitia, Ohába, Strigonea, Roscanumare, Pancu, Lapugiu de sus gegen Krivina und ist selbst auf der Spezialkarte 22 XXVII

[1]) Halaváts (Lit. 81, 1899) hat allerdings die Existenz einer mediterranen Verbindung über den Eisernen Torpaß geleugnet, da dieser 100—200 m über die erhaltenen miozänen Reste emporsteigt (Miozän von Várhely 580 m, Also Bauczar 480—500 m).

[2]) In merkwürdigem Gegensatz zu der allgemeinen Anschauung stehen die Beobachtungen von Kadič (Lit. 97, 1907), daß das Sarmatikum von Fata Rosa bis 735 m, das von Vrf. Plaiului und Nagy Mimesel bis 700 m emporreicht.

(Maros Illye) deutlich und noch viel klarer in der Natur zu erkennen.

So können wir vielleicht den Maximalstand des pontischen Niveaus mit 550 m annehmen. (Auch das Pontikum ist noch lokal, allerdings in geringem Maße gestört worden). Über die Isohypse von 550 m emporragendes Land wurde schon im ältesten Pontikum von den festländischen modellierenden Kräften umgestaltet. Wir finden auch in diesem Gebiete fluviatile Bildungen. Dieselben, sowohl die Formen wie die Ablagerungen, gewinnen an Ausdehnung durch den im Pontikum definitiv einsetzenden Rückzug des Meeres, das dann noch in den Niveaulagen 300 m, 250 m und 210 m bei gleichzeitiger Aussüßung einige Stillstände mitmachte.

Gemäß diesen Stillständen war auch die fluviatile Arbeit auf dem Festlande eine periodische, ihr Ergebnis ist die prächtige Terrassenlandschaft des Hátszeger und Vajda Hunyader Beckens, die also durchaus als jung- und postpontisch anzusprechen ist.

Im Hátszeger Becken, das schon De Martonne (Lit. 20) und Nopcsa (Lit. 57) ausführlicher beschrieben haben [1], finden wir merkwürdige Terrassenbildungen, die Nopcsa in drei Gruppen zusammenfaßte. Er beschrieb zahlreiche Teilstücke, stellte ihre Höhenlagen in einer Tabelle zusammen; nur beobachtete er nicht genau den Verlauf der Gefällskurven und verglich nicht die verschiedenen Terrassensysteme an einem und demselben Punkte der Gefällskurve. Im westlichen Teile des Beckens konnte ich auch drei jüngere Terrassensysteme feststellen, von denen die große, von Nopcsa besonders betonte Terrasse von Uncsukfalva gleichsam die Leitform darstellt. Sie erhebt sich bei Oralja-Boldogfalva etwa 20 m über das heutige Flußtal, steigt kräftig, aber weniger als das Riulmaretal flußaufwärts, so daß sie von 333 m bei St. Maria auf 350 m bei Baresd, 387 m bei Szt. Peterfalva, 400 m bei Uncsukfalva und 458 m bei Kis Osztró, 490 bei Gureny steigt. Diese Terrasse bildet im westlichen Hatszeger Becken drei Platten: eine westliche von dem Gebirgsrand• und dem Pareu de Camp (zwi-

[1]) Übrigens hat außer Inkey (Lit. 55) auch Halaváts (Lit. 81, 1897) die Terrassen des Hátszeger Beckens gegliedert. Letzterer unterschied eine höchste in 550 m (Dealu Dumbrava, D. Belsescu), eine etwas niedrigere in 512 m (Plostina) und eine untere in 440/450 m (Szt. Peterfalva, Szacsal, Baresd.). De Martonne (Lit. 20 S. 214) dagegen machte besonders auch auf die niedrigeren Terrassen +50/60 m, +100/110 m aufmerksam.

schen den Orten Tustya-Demsus-Brázova-Clopotiva), eine mittlere, die in schmalen Streifen zwischen den Bächen Pareu de Camp und Garlita-Riul Mare von Fota Copaci über Totesd. Nagy Osztró nach Gureny zieht; endlich eine östliche mit schönem Steilrand von Oralja bis Szacsal und weiter bis Osztrovel. Die Bäche sind in die Terrasse im Norden etwas tiefer eingeschnitten, so daß das Gefälle des Flusses Riulmare durchschnittlich 11·17‰. das der Uncsukfalvaer Terrasse 10·0‰ beträgt. Der Riul mare wird im Westen von einer ganz niedrigen, nur 4—5 m hohen. etwa 1 km breiten Terrasse begleitet. die bei Kernyesd sich so verschmälert. daß sie sich weiter aufwärts nicht mehr verfolgen läßt; ihr Gefälle beträgt auch etwa 11‰. Die Erhebung der Terrassen über das heutige Tal (+20 m, +5 m) legt uns die Parallelisierung derselben mit den altalluvialen und jungdiluvialen schon erkannten Systemen (I und II) nahe. Wir werden dies auch dadurch nachweisen können, daß wir die Terrassen talabwärts bis zur Maros verfolgen. Bevor ich daran gehe. möchte ich die höheren Terrassen des Hátszeger Beckens erwähnen.

Bei Baresd und Szacsal erhebt sich mit mächtigem Steilabfall, zu 45—50 m über das entsprechende Talniveau des Riul mare, eine schöne Hochterrasse, die schon stark zertalt, aber sonst sehr gut erhalten ist. Von 368 m südlich von Boldogfalva erhebt sie sich zu 400 m in der Höhe von Szacsal. zu 440 m in der Höhe von Szt. Péterfalva. so daß sie ein sehr bedeutendes Gefälle (von 20‰) aufweist. Offenbar haben wir es hier schon mit einer Schuttkegelbildung zu tun. Aus morphologischen Gründen hielt ich diese Terrasse für altdiluvial (+50 m, System III); dies bestätigen die Dinosaurierfunde in dieser Terrasse[1]). Als breiter Streifen läuft sie zwischen den bewaldeten Höhen des D. Poienii (478 m) und der Plostina (512 m) gegen Süden durch und bricht mit Steilrand gegen die breite Terrasse II des Valea Baltii ab. Offenbar floß hier der Sibiselbach einst (in altdiluvialer Zeit) durch. während er später (in jungdiluvialer Zeit) gegen Köalja Ohaba. in altalluvialer Zeit hingegen gegen Szt. Peterfalva abgelenkt wurde.

Die zu III gehörigen Terrassen begleiten einen höheren, bewaldeten Rücken, umlappen auch einzelne von diesem abgegrenzte Rücken. Aber in ausgezeichneter Weise passen selbst diese abge-

[1]) Nopcsa (Lit. 57).

trennten Stücke noch in die prächtige Gefällslinie hinein, welche die Rückenfläche der verschiedenen Hügelstreifen darstellt. Von W, etwa vom Nagy-Pestény aus betrachtet, stellt sich das stark zertalte und in fast regellose Rücken aufgelöste Hügelland, das zwischen Maiomviz und Ohába einsetzt und gegen Oralja-Boldogfalva herabzieht, als große einheitliche Form dar, deren Gefälle von 650 m bei Maiomviz auf 600 m in der Höhe von Kis-Osztro, auf 550 m in der Höhe von Nagy-Osztro (Dumbrava 553 m), auf 500 m in der Höhe von Uncsukfalva (Plostina 512 m), endlich auf 480 m in der Höhe von Szacsal (D. Poienii 478 m) herabsinkt; das ergibt das starke Gefälle von 14‰, das nur von der Terrasse III übertroffen wird, während es selbst dasjenige der Systeme II und I und des heutigen Talbodens übertrifft.

Das ganze Hügelland setzt sich aus großen Schottermassen zusammen, offenbar sind es die Reste eines alten großen Schuttkegels, der von einem der Retjezatgruppe entströmenden Bache hier aufgeschüttet wurde. Nopcsa bezeichnete diese faust- bis eigroßen, gut gerundeten, weißen und schwarzen Quarzschotter mit ausgesprochener torrentieller Struktur (Diagonalstruktur, Gefälle bis zu 10°) als Ohaba- oder Plostina-Schotter und betrachtete die Bildungen, die auf Sarmatikum, Mediterran und Danienunterlage in gleicher Weise aufruhen, als Schuttkegelbildung pliozäner Zeit. De Martonne (Lit. 20) stimmte dieser Anschauung bei. Ich kann diesen Schluß aus dem Vergleich der relativen Höhenlage des Schuttkegels, der am Beginne bei Maiomviz + 160 m, am unteren erhaltenen Ende zirka + 140 m über dem Riulmareniveau sich erhebt, nur bestätigen: denn offenbar strebt der Schuttkegel dem + 120 m Niveau zu, welches ich schon früher als oberpliozän bezeichnet habe (V). Daß eine solche Schlußfolgerung berechtigt ist, beweist die Beobachtung, daß auf dem merkwürdigen, durch die Epigenese des Strell von dem Cibingebirge losgetrennten Orliaberge sich im Norden der Kulmination (519 m) deutliche Spuren eines alten Strellaufes in 410 m finden, also schon 120 m über dem Flusse (288 m). Wenn wir aber von Dealu Poienii (478 m) mit dem bisherigen, allerdings etwas zu vermindernden Gefälle (12—13‰) weiter nach Norden gehen, treffen wir gerade auf diese Terrassen (rekonstruierte Höhe 400 bis 406 m). Auf den Terrassenresten des Orliaberges fand ich kleine, aber gut geschobene Gerölle vor, die offenbar einem reifen Flusse angehörten. Von dem pontischen Strell

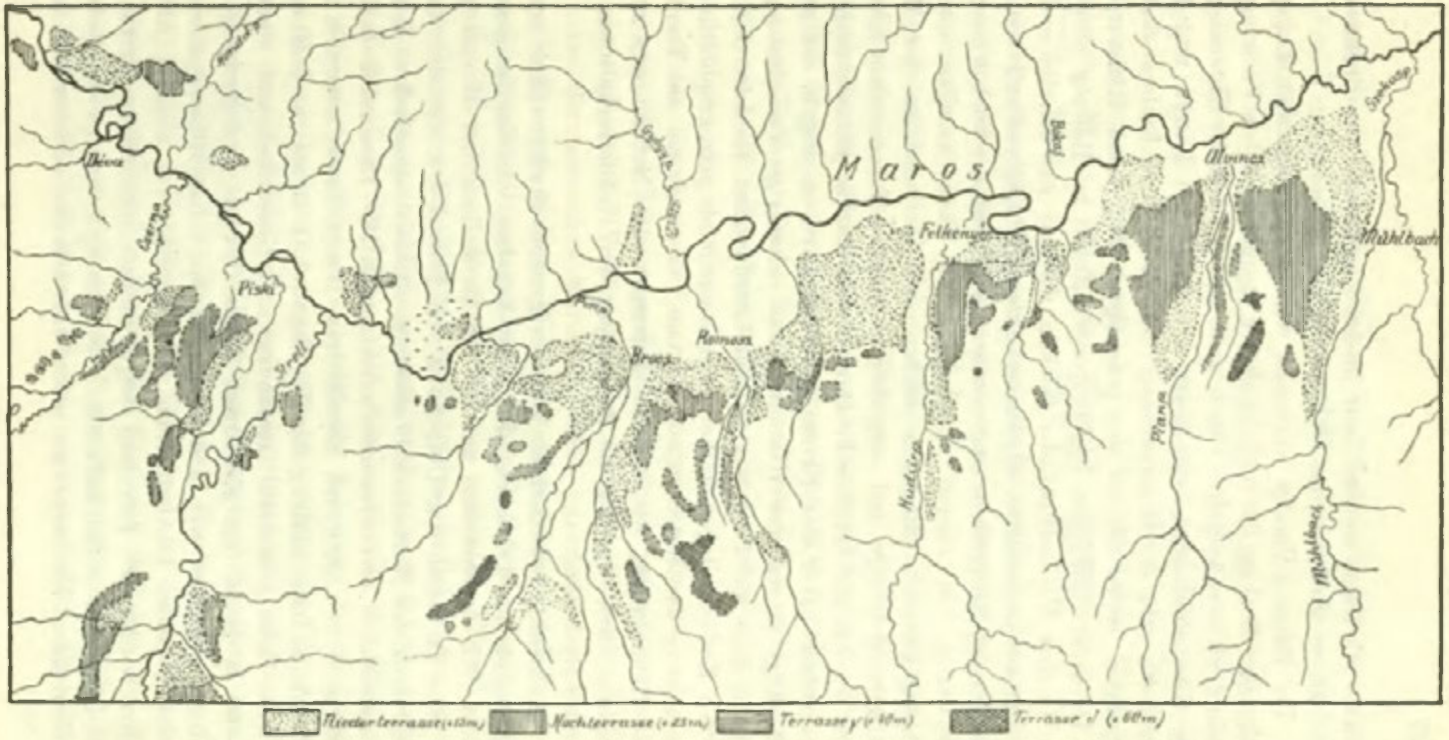


Fig. 5. Die Terrassenlandschaft an der Maros zwischen Gyulafehervár und Deva. (Maßstab 1 : 300000).

konnte ich keine sichere Spur in der Morphologie des Beckens finden. Diese wird man im Gebirge suchen müssen.

Bei Hátszeg-Váralja verlassen wir in epigenetischer Enge das Hátszeger Becken, das noch künftigen morphologischen Forschungen viele dankbare Aufgaben bieten wird: so vor allem die Untersuchung der Küstenbildungen, von denen ich einige bei Tustya und Alsó-Farkadin sah, die Untersuchung der Strell- und Riulmareflußverlegungen, wobei ich auf den prächtigen, von einem Riulmare-Mäander unterschnittenen, bogenförmigen Abfall bei Hátszeg hinweise.

In dem Vajda-Hunyader Becken, das wir nun betreten und das von einem ausgereiften, wohl zerschnittenen Hügelland und von breiten, ebenen Haupttälern eingenommen wird, sind die Verhältnisse der Erhaltung von älteren morphologischen Entwicklungen weniger günstig gewesen. Hingegen dehnen sich hier und an der Maros aufwärts prächtige und ausgedehnte jüngere Terrassenlandschaften aus, die ich auf der Strecke Déva-Gyulafehérvár übersichtlich aufgenommen habe: eine Skizze gibt das Kärtchen Fig 5. Sie zeigen allerdings in mancher Hinsicht etwas schwierige Verhältnisse, indem erstens die Terrassen an den interfluvialen Riedeln der südlichen Zuflüsse liegen und erst eine eingehende petrographische Untersuchung darüber entscheiden kann, wie weit sie als Terrassen des Hauptflusses, wie weit als Terrassen des Nebenflusses zu betrachten sind, was für die Auffassung der Gefällsverhältnisse von großer Bedeutung ist.

Anderseits erfordert ein weiteres genaues Studium auch ein Nivellement der Terrassen, denn die Angaben der Karten genügen nicht. Wir beschränken uns auf die Darstellung der Hauptzüge.

Die Terrassen der Umgebung von Piski-Déva, die sich an die Terrassen des Marosdurchbruches am nächsten anschließen, gehören hauptsächlich vier Systemen an: einem in 10 – 15 m relativer Höhe (Marossolymos, Kemend. Szentándras, Tompa-Bácsi), einem in 25 m (Piskitelep-Batiz entlang des V. Blecanului), einem in + 40 m relativer Höhe (oberhalb Szentándras und Kisbarcsa) und einem in + 60 m Höhe (bei Kisbarcsa, Broos, Tormás und Romosz). Unschwer erkennen wir in den unteren die schon früher unterschiedenen Systeme I (Altalluvium), II (Jungdiluvium) und III (Altdiluvium) wieder. Die Terrassen steigen an den Nebenflüssen Cserna und Strell ziemlich rasch aufwärts. Dieselben Systeme nehmen noch viel bedeutendere Flächenräume weiter aufwärts ein, so besonders in der

Umgebung von Szászváros (Broos), von Felkenyér und besonders zwischen Tartaria und Szászsebes (Mühlbach). Die Höhenverhältnisse liegen, wie folgt:

	Talniveau	Terrasse I	Terrasse II	Terrasse III a	Terrasse III b
bei Piski	186 m	—	210 m (24)	222 m (36)	248 m (62)
bei Broos	197 m	207 m (10)	—	233 m (36)	260 m (63)
bei Benczencz	202 m	218 m (16)	—	240 m (38)	270 m (68)
bei Alkenyér	208 m	217 m (9)	238 m (22)	250 m (42)	—
bei Alvincz	218 m	—	240 m (22)	260 m (42)	—

also Gefälle fast aller Terrassen so wie des heutigen Bodens zirka 0·7—0·8‰; Störungen der Terrassen lassen sich kaum mit Sicherheit feststellen.

Viel geringer und kaum zur Festlegung von Niveaulinien genügend sind die Reste höherer Talböden, wie ich solche entlang des Berénybaches, südwestlich und südöstlich von Szászváros (Broos) feststellen konnte, a) in + 80 m, b) in 130—150 m, ähnlich im Süden von Tartaria (Dealu Muntelui und seine Nebenrücken) und im Südwesten von Szászsebes (Mühlbach) (Groperücken a) + 80 und b) + 160 m).

Nach den Ergebnissen der morphologischen Untersuchung an der unteren Maros hätten wir diese Formen als jungpliozän (a) IV und als altpliozän (b) V anzusprechen, denn die rekonstruierte Gefällskurve der pontischen Maros ergibt für die Gegend von Alvincz schon im Minimum 550 m. Wir haben auch gesehen, daß der pontische Strell in der Hátszeger Bucht höher als 500 m gelegen haben muß. Nun führt letztere Reihe (im SW von Szászsebes 410 m) schon auf die Höhe des Hügellandes (450—500 m), welches den südlichen Teil des zentralsiebenburgischen Beckens ausfüllt: so glauben wir auf Grund der Verfolgung der Erosionskurven der Maros zu dem Schlusse berechtigt zu sein, daß die Zertalung des zentralsiebenburgischen Beckens, wenigstens seines südlichen Teiles, postpontisch ist, ein Schluß, der von großer Bedeutung sein muß für die Morphogenese der Umwallung Siebenbürgens, für deren Innenseite das siebenbürgische Becken die lokale Erosionsbasis darstellt.

Der Mangel an bedeutenderen Störungen der Erosionskurven der Maros stammt aus postpontischer Zeit und legt uns die Anschauung nahe, daß postpontische Krustenbewegungen an der Maros höchstens die Gestalt von Blockbewegungen hatten, mit schwa-

cher Flexur im Grenzgebiete gegen das Alföld, nicht aber die Form von faltenden oder schiefstellenden Prozessen.

4) Das Massiv der Pojana Ruszka. — Bisher konnten wir an der Maros nur die Entwicklung des jüngeren postpontischen Formenschatzes verfolgen, soweit er sich noch im heutigen Landschaftsbild wiederspiegelt. Wir sind dabei von der heutigen Talsohle an den Gehängen emporgestiegen bis etwa in die Höhe von 500 m; dabei hoben sich die Talböden der pontischen Zeit schon über diese Höhe empor. Um auch den älteren Entwicklungen und ihren Überresten im heutigen Formenschatz nachspüren zu können, durchwanderte ich das Massiv der Pojana Ruszka. Eine Untersuchung desselben versprach desto interessanter zu werden, als dieses Massiv gleichsam eine Brücke bildet von der Maros zu den von De Martonne so glänzend charakterisierten Südkarpaten und so die Anknüpfung meiner Studien an die dieses ausgezeichneten französischen Morphologen ermöglichte.

Vor allem konnte ich feststellen, daß die pontischen Akkumulationen fast rings um diese wohl isolierte Masse ein schmales Band von Hügelland bilden, dessen Höhe nie über 600 m emporsteigt, hingegen, wie ich schon betont habe, von der steil anhebenden, oben aber wie einnivellierten Höhe der Pojana Ruszka sehr scharf und landschaftlich auffallend absticht (siehe Abb. 3, Tafel X). Da die Zuschüttungsmassen zum großen Teile Strandbildungen sind und somit die einstige Höhe des pontischen Meeresniveaus bezeichnen, so erkennen wir aus dem obigen, daß das Massiv schon das pontische Meer erheblich überragte. Wir können auch in manchen, allerdings seltenen Fällen in den Tälern der Pojana Ruszka Formen entdecken, welche zu Tälern gehören, die sich an das pontische Meeresniveau anschlossen.

Wenn wir auf dem Passe zwischen Bega und Maros bei Holgya stehen[1]) und gegen SE blicken, sehen wir von der einfachen

[1]) Diese Wasserscheide (300 m) erinnert sehr an die Weißkirchner Wasserscheide, nicht sowohl ihrer Genesis nach als wegen der heutigen Formengebung und ihrer geographischen Rolle. Die Abdachung gegen Norden ist viel sanfter als gegen Süden, dort noch in großen, intakten, ackerbedeckten Flächen erhalten. Die Eintiefung des Passes ist deshalb nicht bedeutend, weil der Hauptbach der Gegend, die Bega, aus der Pojana Ruszka kommend, die Tiefenlinie erst weit unterhalb des Passes betritt (bei Kurtya). Die Tiefenlinie ist eine Verkehrsstraße von großer Bedeutung (Siebenbürgen-Banat, jetzt auch von einer Eisenbahn verfolgt).

„Skyline“ der Pojana an deren Fuße einige ausgedehnte Terrassen abstechen. die in der Umgebung von Kurtya und Rumunyest gewaltige Geröllflächen einnehmen (250—300 m); sie scheinen der pliozänen Entwicklungsphase des pannonischen Beckens anzugehören. Darüber aber erkennen wir noch höhere Terrassen, allerdings in spärlichen Resten, die in der Umgebung von Tomesd bis zu 400 m ansteigen. Hier liegen über dem Talboden eingeebnete Höhen, auf denen ich Quarzschotter, auch porös verwitternde Rauchwacken und Sandsteine auf stark gestörten und gequetschten Gneißschiefern fand. Auch in anderen Tälern, so im Lozna- und Nadragtal fanden sich Spuren reiferer Talformen in einiger Höhe über den rezenten, meist sehr jugendlichen Tälern. Ich mutmaße, daß es sich eben um die pontischen Oberflächenformen handelt, die entstanden, als an den Flanken der Pojana Ruszka noch das Meer brandete.

Aber auch diese Formen erscheinen schon als relativ jugendlich, eingeschnitten in eine ältere Oberfläche. die in weitgehendem Maße eingeebnet, noch heute wohl rekonstruierbar ist (siehe Tafel VIII). Sie ist auf den weichen, weiten Rücken des waldreichen Gebirges erhalten. Ein Ausblick von der Pojana Ruszka (1359 m) oder dem Padesul (1380 m) ist sehr lehrreich. Vor unseren Augen dehnt sich ein Bergland aus, dessen Rücken eine scheinbar gesetzmäßige Höhenlage, kontinuierliche Rückenlinien und regelmäßige Gefälle aufweisen. Benachbarte Rücken haben eine sehr ähnliche Höhenlage und einen allgemeinen Parallelismus des Formenverlaufes. Manchmal sind die alten Flächen und Gefällsverhältnisse auf den Rücken in erstaunlicher Länge und wohl erhalten: so auf dem Rücken, den die montanistische Drahtseilbahn Vajda-Hunyad-Vadu Dobri benützt und der in einer Länge von 25 km von 600 m an ganz regelmäßig emporsteigt bis 1347 m (alle Côten entnommen der Spezialkarte 23, XXVII: 617, 675, 682, 755, 766, 753, 793. 800, 839, 877, 876. 961, 958, 952, 982, 1030, 1147, 1129, 1101, 1118. 1153, 1192. 1123, 1277, 1260, 1347). Allerdings sind nur in seltenen Fällen breitere Flächen in diesem Niveau erhalten: eine intensive Zertalung von 400—600 m Tiefe, welche einen verjüngten reichen Talformenschatz schuf, vernichtete die alte Oberfläche, so daß nur die Rücken der Pojana erhalten blieben. Aus diesen versuchte ich eine Isohypsenkarte der alten Oberfläche zu rekonstruieren (siehe Tafel VIII). Die dazu verwendeten Côten und Rückenflächen sind auf der Karte mit Kreuzchen und einer allgemeinen Punktierung

bezeichnet, um so die Grundlagen der Konstruktion und ihren Wert erkennen zu lassen. Die Karte läßt die starke Ausreifung der Landschaft erkennen, welche eine weitgehende Einebnung des intensiv gefalteten kristallinisch-mesozoischen Massivs bedeutet. Aus der Karte ergibt sich auch, daß die Anlage der flach kuppelförmigen, schildförmigen Oberfläche, der zentrifugalen Gefällsverhältnisse und damit selbst des Verlaufes der Haupttäler schon in diese entlegene Zeit zurückgreift.

Nun ist die Zertalung (Verjüngung), wie wir gesehen haben, zum mindesten pontisch, vielleicht älter. Somit muß die greisenhafte Oberfläche der Rückenregion des Pojana Ruszka-Massivs präpontisch sein, in der Tiefe entstanden und durch jüngere epeirogenetische Krustenbewegungen in ihre heutige Höhenlage gekommen sein. Nun wissen wir aus der Umgebung unseres Gebietes, daß die sarmatische Epoche eine Zeit der Hebungen, der Talbildung, der Verjüngung war, während im jüngsten Miozän überall in den Karpaten große Einebnungen stattfanden. So möchte ich vorläufig, mangels sicherer Beweise, die Vermutung aufstellen, die alte Oberfläche sei miozän, die Zertalung sarmatisch.

Wenn dies der Wahrheit entspricht, müßte sich diese Oberfläche mit dem Riusesniveau, welches De Martonne in den Südkarpaten entdeckt hatte, identifizieren lassen. Deshalb wanderte ich in die Südkarpaten noch ein Stück tiefer hinein, und zwar an der Bistra Mörului, und besichtigte die Gruppen des Munte Micu (1806 m) und des Sarco. Auf dem Munte Micu, der selbst ein prachtvolles, wenn auch kleines (2 km²) Reststück des Boresconiveaus (De Martonne Lit. **20**, 22) darstellt, genießt man einen schönen Einblick in den Formenschatz des Valea Mörului und seiner Nebentäler. Im Hintergrunde, im SE liegen die mächtigen, von Karen, Treppen und Wänden zerfressenen Plateauflächen des Sarco-Nevoia-Massivs, die, immer zwischen 2000 und 2100 m gelegen, als Teile einer ältesten, fast ganz eingeebneten Oberfläche betrachtet, die westlichsten Ausläufer des von De Martonne eingehend studierten und mit Vorbehalt als kretazisch angesprochenen Boresco-Niveaus erscheinen. In weichen reifen Formen, jedoch schon mit bedeutenderem Gefälle, ziehen allseits, besonders vom Verfu Petri, von der Poiana Nedeia, vom Verfu Brusturu und Munte Sarco weite Flächen bis zur Waldgrenze, also bis zur Höhe von 1500—1450 m herab, bedeckt von Weiden und Steinen.

Auch an der Ostseite des Munte Micu finden wir zugehörige Flachen, durch den östlichen Steilabfall dieses Berges vom Boresco-Niveau scharf getrennt. in 1450—1500 m (Priporu Sigori, Piru Sesu, Plaiu Sucu, Burdu Scorili [dieses schon auf 1350 m herabziehend]). Dadurch ergibt sich im obersten Valea Sucutale ein älterer Talboden von 1400 m, der 400—600 m unter die umgebenden Bergrücken herabreicht und selbst 600—700 m tief zerschnitten ist. Dieser reife Formenkomplex, der zwischen den greisenhaften oberen und den jugendlichen rezenten eingeschaltet ist, scheint sich mit seiner schwer rekonstruierbaren Talsohle an der Mündung des Ballotabaches auf 1100 m. an der Bratonjamündung auf 1000 m zu senken. Leider ist es unmöglich, dieses ältere Tal bis an den Gebirgsrand zu verfolgen oder auch sein weiteres Gefälle zu bestimmen; es läßt sich auch nicht entscheiden, ob die terrassenähnlichen Flächen in 600 m an der Mündung des Tales in die Bistra zu dem Riusesniveau gehören. In dieser Höhe enden mit kleinen Plattformen alle Rücken der Südkarpaten gegen die Tiefenlinie der Bistra (so z. B. Vrfu Curcinilor 578 m. Vrf. Curcan 528 m, D. Slatinei 545 m, etc.); in dieser Höhe ist wohl das entsprechende Bistratal zu suchen. Das ist aber auch dieselbe Höhe, in der die greisenhafte Oberfläche der Pojana Ruszka hier (bei Voiszlava) ausmündet.

Nun hat allerdings De Martonne die Überreste des Riu Ses-Niveaus am Südrande des Hatszeger Beckens in 1200 m gefunden (Lit. **20**), so daß es wohl schwer werden wird. den in völlig analoger Lage in nur 500 m ausmündenden Formenschatz mit dem miozänen Riu Ses-Niveau zu identifizieren; nach seiner Höhenlage scheint derselbe eher dem pliozänen Formenschatz des Gornovitza-Niveaus zu entsprechen. Hingegen ist wieder. wie wir gesehen haben, die Oberfläche der Pojana Ruszka sicherlich präpontisch, vom Pliozän durch eine hier etwa 200—300 m betragende Zertalung getrennt und daher älter als das Gornovitza-Niveau. Somit glaube ich, bis auf weiteres die fraglichen Talterrassen als dem Riu Ses-Niveau entsprechend und deshalb als miozän ansehen zu sollen.

Auf diese Weise schließt sich der Ring der Beobachtungen: Wir waren in der Lage, trotz der manchmal schwierigen und deshalb einer weiteren, genaueren Untersuchung bedürftigen Verhältnisse an der Maros die Entwicklung des Landschaftsbildes seit dem Miozän bis auf die heutigen Tage in großen Zügen zu verfolgen und damit die genetische Zugehörigkeit der einzelnen For-

menkomplexe, welche die heutige Oberfläche so zusammensetzen wie die Formen verschiedener Kristallsysteme die Oberfläche eines Kristalls, auch festzustellen. Wir sehen, daß sie zurückzuführen sind auf 7 postmiozäne Entwicklungsphasen, von denen sich allerdings heute nur mehr die jüngeren an den Hauptflüssen, die älteren in den inneren Tälern des untersuchten Gebietes feststellen lassen. Hervorgerufen wurden sie einerseits (besonders die älteren) durch positive Krustenbewegungen der betreffenden Landschaften (heutige Gebirge), anderseits (besonders die jüngeren) durch das Sinken der allgemeinen Erosionsbasis im pannonischen Becken, die auch noch im Diluvium durch Einbrüche und wahrscheinlich auch Nachsenkungen tiefer gelegt wurde. Der Übergang der gehobenen zu den gesunkenen Landschaften wird durch eine ganz sanfte Flexur vermittelt, die in den Gefällsverhältnissen der Flüsse älterer Phasen noch erkennbar ist. Überdies gelang es, die Erkenntnis zu gewinnen, daß die Hauptformengebung der Gebirge an der unteren Maros präpontisch ist, die Zertalung der Beckenlandschaften hingegen postpontisch. Mit Ausnahme der ältesten Phasen führten die verschiedenen Entwicklungsepochen keine weitgehende Einebnung des Landes herbei, sondern waren eigentlich nur als Phasen der Terrassenbildung anzusprechen. Es mußte von Interesse sein zu untersuchen, ob in geschlosseneren Gebirgslandschaften, die von den Erosionsbasen weiter entfernt lagen, sich Formenkomplexe erhielten, die älteren ausgedehnten Einebnungsepochen entstammen, wie solche bisher in allen Teilen der Karpaten festgestellt werden konnten. Da ich die Südkarpaten absichtlich von meinen Untersuchungen ausschloß, so schien mir hiezu das mächtige und massige Bihargebirge am geeignetsten zu sein, wozu allerdings als zu einer entwicklungsgeschichtlichen Einheit auch das Gyaluer Massiv und das siebenbürgische Erzgebirge zu rechnen sind.

IV. Das siebenbürgisch-ungarische Grenzgebirge.

Wie schon aus dem orographischen Überblick hervorgeht, stellt dieses Grenzgebirge einen mächtigen und aus verschiedenartigen Teilen zusammengesetzten Komplex dar, dessen Formenschatz so reich ist, daß zu seiner vollständigen Entzifferung wohl eingehendere Studien erforderlich sind, als sie heute auf Grund der immerhin noch in mancher Hinsicht lückenhaften geologischen Auf-

nahmen möglich sind[1]). Ich erinnere nur an die noch immer nicht ganz geklärte Frage des Vulkanismus in diesen Gebirgen, an die Frage der miozänen Trans- und Ingression u. s. w. Rechnen wir weiter hinzu die zahlreichen ungelösten tektonischen Fragen, zu denen das so außerordentlich merkwürdige Klippenphänomen in der Umgebung von Zalatna und Abrudbánya anregt, die Fragen nach dem Alter und der Art der gebirgsbildenden Bewegungen in diesem Gebiete, so stehen wir noch vor einer großen Reihe offener Fragen, die für die morphologische Betrachtung des Landes von ausschlaggebender Bedeutung sind. Anderseits müssen wir anerkennen, daß das siebenbürgisch-ungarische Grenzgebirge, in dem sich die geologischen Aufnahmen der kgl. ungar. geolog. Reichsanstalt seit Jahrzehnten bewegen, doch schon so weit untersucht ist, auch schon eine Reihe publizierter geologischer Karten aufzuweisen hat, daß ein erster Versuch in das Chaos der Formen System und Ordnung zu bringen gewagt werden kann.

Schon im orographischen Überblick habe ich versucht, eine kurze morphologische Charakteristik der hierher gehörigen Gebirgsgruppen zu geben und verweise darauf. Im folgenden will ich vor allem das Beobachtungsmaterial beibringen, und zwar der Reihe nach für das siebenbürgische Erzgebirge, das Gyaluer Massiv und den Zalatna-Tordaer Kalkzug.

1. Das siebenbürgische Erzgebirge. — Betreten wir das Ompolytal und dringen von Karlsburg (Gyulafehérvár) her in das siebenbürgische Erzgebirge ein, so gelangen wir zuerst, nachdem wir das alte Marostal[2]) bei Sárd verlassen haben, in das

[1]) In demselben Sinne hat sich jüngst auch v. Lóczy ausgesprochen (Lit. 108a).

[2]) Nördlich von Karlsburg erhebt sich ein merkwürdiger Inselberg, der Kerekdomb (429 m), mit dreieckiger Basis, an seiner Südostseite von der mit der Kokel eben vereinigten Maros, an der Südwestseite von dem Ompolyflusse bespült, während sich an seiner Nordseite von Tövis bis Sárd eine merkwürdige breite Talfurche hinzieht; diese wird jetzt von verschiedenen kleinen Flüßchen (Valea mare, Cricoului, Gelsi) durchzogen, ist aber gewiß nicht von diesen kleinen trägen, versumpfenden Rinnsalen gebildet worden. Die mächtige, bis 4 km breite Furche, deren Mitte von einem ausgedehnten Moor eingenommen wird, dem Hegyalja, sieht ganz wie ein verlassenes Marostal aus; wohl kenntlich sind noch die prächtigen Prallstellen an der Nordseite des Kerekdomb, die nur ein mächtiger Fluß erzeugen konnte; durch das ganze Tal ziehen überdies Hochterrassen der Maros und es besteht kein Zweifel darüber, daß dieser Fluß die erwähnte Fur-

breite Flyschband, welches das ganze Erzgebirge im Osten und Südosten einschließt. Die Talformen werden hier rasch steil, jugendlich, der Talboden relativ schmal und die hie und da auftretenden Nummulitenkalke verursachen selbst Fels- und Klippenbildungen (so bei Tótfalud, Pojána, Preszáka u. s. w.).

Bei Galacz verengt sich das Tal bedeutend: wir kommen in die nach Hauer kretazische Flyschlandschaft, die das eigentliche siebenbürgische Erzgebirge bildet und an deren Außenflanke sich eine Zone echt karpatischer Klippen [1]) (vergl. Abb. 4, Tafel X) hinzieht, die wir als Zalatna-Tordaer Klippenzone noch später eingehend besprechen wollen. Schon bei Zalatna fällt uns, wenn wir uns an

che zur Zeit der Hochterrassenbildung durchfloß; später wurde er abgelenkt, wahrscheinlich dadurch, daß ein kleiner Nebenfluß der Kokel bei Koslárd den gewiß niedrigen und schmalen Rücken, der einst den Kerekdomb mit der Magura (514 m) verband, durchriß und so die Verbindung der Maros mit der Kokel schon bei Koslárd bewirkte. Also diese Mündung wurde dadurch stromaufwärts verlegt, der Kerékdomb aber zu einem isolierten Umlaufberg gemacht. Schafarzik (Föld. Közl. 1900, 30) erwähnt die merkwürdigen hydrographischen Verhaltnisse von Magyar-Igen, ohne einen Erklärungsversuch zu machen.

[1]) Das Klippenphänomen des siebenbürgischen Erzgebirges wird wohl ähnlich wie in den übrigen Karpaten einen Ausgangspunkt zur Beantwortung der Frage nach der Struktur des Gebirges abgeben müssen. Ohne in die Diskussion der Frage näher eingehen zu wollen, möchte ich auf einige tektonische Erscheinungen hinweisen, die ich gelegentlich gemacht und die wohl nicht anders als mit mächtigen Überfaltungen erklärt werden können.

1) Die Klippen der Umgebung von Zalatna schwimmen zum Teil wenigstens sicher auf jüngeren Bildungen; wohl nirgends ist dies so deutlich zu erkennen wie an der prächtigen Klippe Piatra Crevi, nördlich von Magyar-Igen. Da sieht man ganz deutlich unter dem Kalk der Klippe die außerordentlich gequetschten, gefältelten kretazischen Schiefer mit ihren bunten Farben die Unterlage des Jura bilden. An der Grenze beider Formationen treten auch kleine Karstquellen als Schichtquellen aus.

2) Ebenso scheint die gewaltige Tafelbergmasse des Vulkans, die gleichfalls aus jurassischem Kalk besteht, auf der kretazischen Unterlage zu schwimmen. Man kann sich keine lebhafteren landschaftlichen Kontraste denken, wie die ebenflächige, sanfte kretazische Hochfläche, auf der ein unregelmäßiges Parallelepiped aus Kalk mit seinen Wänden, Kanzeln, Pfeilern, Schuttkegeln in zirka 1000 m Höhe aufgesetzt ist. An der Grenze erscheinen wieder kräftige Karstquellen. Die Kalkscholle selbst scheint durch Brüche und Staffeln in Teilschollen zerlegt.

3) Hingegen liegen, scheint es, überall die kretazischen Schichten auf den kristallinen Schiefern des Gyalumassivs, wie man dies im Aranyostal vielfach beobachten kann und nicht unter ihnen, wie man aus einer flüchtigen Beobachtung der Morphologie des Gebietes schließen könnte.

den eben ausreifenden Gehängen der breitsohligen undurchlässigen Talböden emporheben, eine weitgehende Einebnung der Rückenflächen des Erzgebirges auf; der landschaftliche Kontrast zwischen den jüngeren Tälern und den reifen Höhenflächen ist jedenfalls vorhanden, wenngleich diese Hochflächen in der Umgebung von Zalatna bedeutende relative Höhenunterschiede aufweisen. Ein Weg über die Höhenrücken, z. B. von Zalatna über Troiani (768 m), Muncelu (938 m), Fata Tisii (1152 m) zum Vulkan Corabia (1351 m), ist sehr instruktiv. Die Gefälle solcher Wege übersteigen nicht 45‰, während die der heutigen Talböden zirka 30‰, die der Talgehänge 150—250‰ aufweisen. Die sanften Rücken schließen zu einer hochgelegenen reifen Landschaft zusammen, die erst in einer jüngeren Phase der landschaftlichen Entwicklung zerschnitten worden ist. Die Rücken weisen breite Wiesen und Weiden auf und hier verlaufen die bequemsten Wege; die Talgehänge sind von dunklen Wäldern bedeckt und schwer wegsam. Wenn wir überdies beobachten, daß die Höhenflächen ganz ohne Rücksicht auf die ziemlich komplizierte Struktur der Kreideschichten verlaufen, ja dieselben durchwegs schneiden, so kommen wir zu der Überzeugung daß wir es hier mit den Überresten einer älteren, zu einem reifen Hügelland eingeebneten Landschaft zu tun haben. Auf dieselbe haben sich nun an manchen Stellen vulkanische Laven ergossen und heben sich als bedeutend widerstandsfähigere Massen, als Kuppen, Kegel, Tafelberge in der Landschaft markant ab. Sie überragen die Hochfläche manchmal um 100 m, manchmal bis zu 300 m (Zsidóhegy 978 m und Corabia 1351 m). Als Eruptionszeit der vulkanischen Massen haben die Geologen das Jungtertiär festgestellt (obermediterran nach Koch [Lit. **56**] und Pálffy [Lit. **122**]), eine Zeit, die auch durch intensive Krustenbewegungen ausgezeichnet war. Die vulkanischen Massen scheinen sich auf die prämediterrane ausgereifte Landschaft ergossen zu haben, die gleichzeitig gehoben und verjüngt wurde.

In viel prägnanterer Weise finden wir dieselben landschaftlichen Züge entwickelt im nördlichen Teil des Erzgebirges, in der Umgebung von Verespatak, Offenbánya und Vidra, den wir vom Vulkan Corabia ausgezeichnet übersehen können. Vor uns dehnt sich über eine Fläche von an 1000 km² eine in hohem Grade ausgereifte Hochfläche aus, deren breite Flächen fast durchwegs in 950—1000 m Höhe liegen. Diese Hochfläche ist so auffallend,

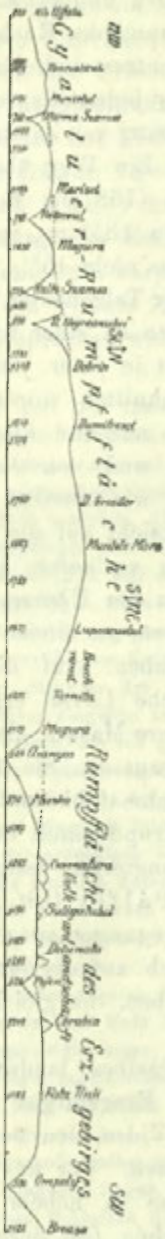


Fig. 6. Morphologisches Profil durch das Gyalogergebirge und das Siebenbürgische Erzgebirge. (Längenmaßstab 1 : 200.000, Höhenmaßstab 1 : 500.000).

daß sie von den Geologen als Kreideplateau bezeichnet worden ist (siehe Profil Fig. 6). Diese Hochfläche schneidet die sehr komplizierte, stark gefältelte und gebrochene Struktur der Kreideschichten glatt ab und erweist sich so als eine ausgedehnte Denudationsfläche[1]).

Diese Hochfläche wird überragt von typischen Akkumulationsberglandschaften (siehe Abb. 5, Tafel X): es sind die Vulkangebirge der Umgebung von Verespatak und Offenbanya. Scharf heben sich von der Hochfläche die steilen, felsigen, meist konischen Bergspitzen ab, die dank ihrer ursprünglichen akkumulativen Form und ihrer größeren Härte die Hochfläche um 200—300 m überragen: dabei handelt es sich immer um lose miteinander zusammenhängende Berggruppen, deren ausdruckvollste die Curmatura (1265 m) bei Verespatak, die gewaltige dreiseitige Pyramide der Geamena (1357 m) bei Mamaligány und die tafelförmige, von wilden Schluchten zerrissene, felsige Poenita (1437 m) bei Offenbánya sind. Da die ältesten dieser Bildungen ins Jungtertiär hinaufreichen, so ist die Hochfläche, auf die sie aufgesetzt sind, mit Sicherheit älter, also wohl prämediterran. Es gibt aber noch jüngere vulkanische Bildungen auf dieser Hochfläche, wie die Basaltberge Detunata flocoasa (1265 m) und goala (1169 m), die schon vielfach Gegenstand eingehender geologischer und petrographischer Studien waren (Lit. **65**. **76**, etc.).

[1]) Sie ist wohl keine ungestörte Fläche mehr, denn abgesehen von der allgemeinen Hebung, die der Verjüngung vorangehen mußte, machen einzelne Teile der Hochfläche den Eindruck schiefgestellter Schollen (so die Höhe von 1026 m bei Bucsum-Súsza, u. v. a.), an deren Verwerfungsgrenzen sich Talungen entwickeln, die manchmal noch nicht zu Tälern geworden sind (Coltul mr)

Die im Jungtertiär ausgebildete Hochfläche des siebenbürgischen Erzgebirges wurde dann in jüngerer Zeit zerschnitten durch sehr zahlreiche, unregelmäßig verlaufende Täler. die in dem undurchlässigen Flyschgestein, wo die morphologischen Probleme sich schnell abwickeln und das schon eine große Taldichte erreicht, sich breite Talböden und relativ sanfte Gehänge geschaffen haben. So gestaltet sind alle die zahlreichen Täler. die ihre Wässer dem Abrudului und Kis Aranyos zusenden. Nur wo Eruptivmassen nahe an die Täler herantreten. nehmen diese jugendlichere. wildere Formen an (bei Offenbánya z. B.), die dann an den Randgebieten des Kreideplateaus, wo sich an dieses Kalkmassen oder kristallinische Massen anlehnen, sich zu steilwandigen Schluchten umwandeln (unterster und oberster Aranyos, siehe Abb. 19 u. 20. Taf. XII).

In allgemeinen scheint das Kis Aranyostal die Nordgrenze der eben skizzierten Landschaft zu bilden; aber sehen wir genau zu, so finden wir auch an dessen Nordflanke die Leitform der Landschaft, die zerschnittene Hochfläche in einem 4—8 km breiten Gürtel fortgesetzt und können feststellen, daß ihre Flächen sich auch hier in der Höhe von 950—1100 m bewegen (siehe das Profil) und nicht nur die kretazischen Schichten. sondern auch kristallinische Schiefer mit eingelagerten Kalken und selbst granitische Randbildungen des nördlich anstoßenden Gyaluer Massivs abschneiden [1]). Erst nördlich gehen die Flächen plötzlich in eine imposante Landstufe von 500—700 m über. deren dunkle einheitliche Steilabhänge das lehrreiche Panorama des Corabia im Hintergrunde abschließen.

Und so lehrt uns die Begehung der Einebnungslandschaften am Aranyos vor allem. daß dieselben an petrographischen Grenzen nicht halt machen, sondern in gleicher Weise Kreide wie Urgebirge schneiden, ferner daß die große Landstufe des Südrandes des Gyalu durchaus keiner petrographischen, sondern offenbar einer tektonischen Linie entspricht. Um nicht nur die landschaftliche Bedeutung dieser Landstufe. sondern auch deren entwicklungsgeschichtliche Bedeutung würdigen und verstehen zu können, erklimmen wir ihre von mächtigen Waldungen bedeckten Flanken, indem wir von Lupsa auf den Muntele Mare oder noch besser von Bistra auf den Balamireasa und Dealu Grosii emporsteigen und

[1]) Geologische Spezialkarte Abrudbanya, Budapest 1905 (Gesell, Pálffy).

damit das gewaltige, wenig bekannte und geographisch hoch bedeutsame Gyaluer Massiv betreten.

2. Das Gyaluer Massiv. — Nachdem wir den Gehängeknick von der Verespataker Hochfläche zur Landstufe in der Höhe von 1100 m (bei Dampu Postei, respektive Tarnita) überschritten und nun die 500 m zur Balamireasa (resp. Sesul Lupsanuliu) durch schönen Wald erstiegen haben, finden wir uns plötzlich in einer Landschaft, die jeden, der sie zum erstenmal betritt, höchlich überraschen muß. Vor uns dehnen sich endlose, breite, mächtige Flächen aus, von Weiden und Wiesen eingenommen, über die alle Fuß- und Fahrwege dieser Gegend führen. Es ist aber dieser Weg auch der bequemste, denn die Flächen schwanken nur einige 50 m auf und ab, senken sich sonst gleichmäßig wie schief gestellte Tafelflächen gegen Norden, so daß sie auf einer Strecke von 30—35 km regelmäßig mit 15—25‰ Gefälle sinken Alle Rückenflächen schließen sich zu einer prachtvollen, in den Karpaten wohl einzig dastehenden Rumpffläche zusammen (siehe Abb. 6. Tafel X), deren Südrand in 1600 m, deren Nordrand in 900 m liegt; die ganze Tafel (siehe Kärtchen Fig. 7) hat ihre Kulmination im Vrfu Muntelui mare (1827 m) im Südosten und fällt gegen N zu W, was aber im Relief nicht mehr auf den ersten Blick hervortritt, weil die Entwässerung nördlich bis nordöstlich gerichtet ist und die Rücken in dieser Richtung herauspräpariert hat. Einige Beispiele mögen die Gefällsverhältnisse dieser schönen Rumpffläche erläutern: der Muntele Mare-Rücken streicht vom Vrfu Muntelui mare (1827 m) über Petra Marunte (1733 m), Vrfu Muntelui Puscat (1679 m), Coltul Hodului (1583 m), Petra Incaleata (1493 m), Mte Agrisului (1477 m), D. Sacelenilor (1412 m), Girgalaul mr. (1384 m) zum Jariital, jenseits dessen seine Höhe sich eigentlich im Testiesul (1241 m), Vrf. Cornului (1144 m), D. Sasului (1071 m) fortsetzt. Ähnliche Verhältnisse weisen die nachbarlichen Rücken auf: so der D. Grosiirücken (1760, 1698, 1659, 1543, 1437, 1399 m), der gegenüber dem nächsten, dem Dobrinerrücken, etwas erniedrigt erscheint; dieser ist von allen Rücken der am meisten typische: im Süden hat er ausgedehnte Flächen in 1600 m, die vom Muntisorul im W (1622 m) zur Balamireasa im Süden (1633 m) und zum Dumitresei (1640 m) im Osten reichen. Auf diesem mächtigen, nur leicht zerschnittenen Plateau dehnen sich nicht nur ausgedehnte, ebenflächige Weiden aus, sondern selbst nicht unbedeutende (ca 2 km²) Moore, wie am Drumul

Clujului (1614 m), zwischen Balamireasa (1633 m) und Vrfu Capatinei (1637 m).

Von diesem Hochplateau zieht der Dobrinrücken nach Norden

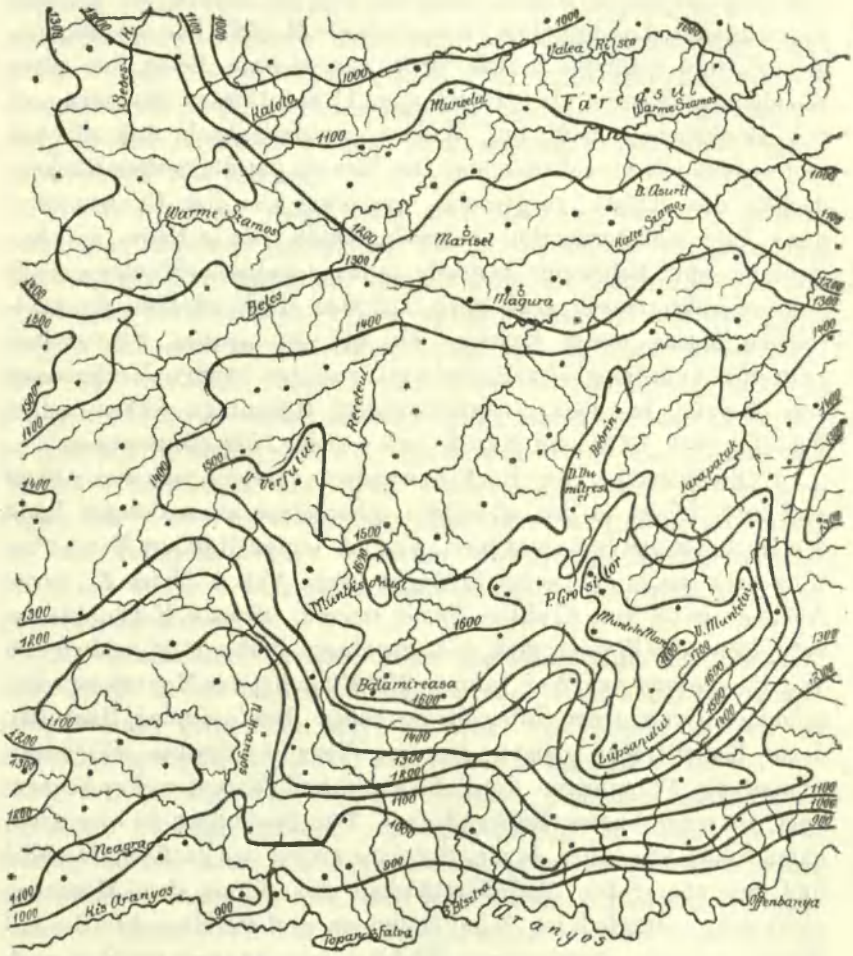


Fig. 7. Rekonstruktion der senilen dislozierten Oberfläche des Gyaluer Massivs. (Maßstab 1 : 345.400).

über Scorusetul (1610 m), Scoborisul (1519 m), Vrfu la Par. Rosiei (1479 m), Ptr. Catelii (1435 m), Vrfu Birsii (1382 m), Magura mare (1345 m). Dudaia (1212 m), um sich jenseits des Hideg Szamostales bis auf 700 m an der Meleg Szamos zu senken. Die Rücken wei-

ter im Westen im Quellgebiet der kalten und der warmen Szamos sind stärker zerschnitten, weisen aber auch zahllose Überreste der besprochenen Hochflächen auf, deren Rekonstruktion keinen Schwierigkeiten begegnet. Klarer noch ist dies im Norden, wo die hier angrenzenden Landschaften, besonders die Hochflächen um Magura, Marisel und Lapistya herum, noch ausgedehnte Reste der alten Ebenheit aufweisen. In Höhen von 1100—1300 m kommen auf den Hochflächen nicht nur Weiden, sondern auch Ackerflächen und bedeutende Ortschaften vor. Der Mensch hat die breiten Rückenflächen den Tälern vorgezogen, und zwar aus dem Grunde, weil diese Täler außerordentlich schmale, wilde, wenig Raum zur Ansiedlung und Bebauung bietende, allzu feuchte Schluchten sind. Sehr charakteristisch sind auch auf den Rückenflächen die zahlreichen Moore, deren Existenz die auf den senilen Flächen erschwerte Abflußmöglichkeit bedingt; auf das häufige Vorkommen von Mooren in dieser merkwürdigen Höhenlage haben schon Pálffy (Lit. **122**) und Szadeczky (Lit. **156**) hingewiesen.

Wenn man über die Rücken wandert, versieht man sich's nicht und gerät leicht an den allerdings schon etwas abgerundeten Rand des Hochplateaus und steht hier plötzlich einige Hundert Meter über einer sehr steilen und tiefen Schlucht (siehe Abb. 6, Tafel X), deren Abhänge ganz von dunklem Wald starren, oftmals Felsbildungen aufweisen; das Wasser muß sich gleichsam mühsam in zahlreichen Windungen erst den Weg bahnen. Mit Mühe hat der Mensch auf dem schmalen Grunde der Täler knapp neben dem tosenden Bach moderne Kunststraßen gebaut; die alten Wege und Straßen erklommen schnell die Wandungen der Schluchten und führten weiter bequem über die eingeebneten Rückenflächen. Für Siedlungen ist hier unten kaum Platz, abgesehen davon, daß hier wegen der häufigen Talnebel und der übergroßen Waldfeuchtigkeit das Klima dem Menschen nicht sehr zuträglich ist. Nur Förstereien und die Häuschen der mit Holzschwemmen beschäftigen Waldarbeiter, in neuerer Zeit auch einige industrielle, die gewaltige Wasserkraft der jugendlichen Flüsse ausnützende Anlagen haben sich in die Täler hineingezwängt; die alten Ortschaften, die bäuerlichen Ansiedlungen meiden die Talböden und liegen auf den luftigen, bequemen Rücken, die zum Ackerbau einladen. Alle diese morphologischen und anthropogeographischen Züge entsprechen einer idealen Verjüngungslandschaft. Dasselbe Bild wiederholt sich im ganzen Gyaluer Gebir-

ge mit fast derselben Schärfe, sei es an der kalten Szamos oder an irgend einem ihrer Zuflüsse; aber zu alpiner Grandiosität entwickelt es sich an der warmen Szamos in ihrer Felsenschlucht oberhalb Lapistya. Das hydrographische Netz weist übrigens noch so jugendliche morphologische Züge auf, daß manche, durchaus nicht unbedeutende Nebentäler noch nicht ganz der Verjüngung erlagen, sondern deren reifer Oberlauf mit einer schluchtartigen Stufenmündung in den Hauptfluß mündet: so am schönsten das Valea Neagra nordwestlich von Marisel.

Wenn wir noch einen Blick auf die Umgebung der großen, verjüngten Gyaluer Hochfläche werfen, so stellen wir fest, daß dieselbe gegen Westen im komplizierten Formenwechsel in die gewaltigen Hochflächen des Vlegyaszagebirges hinüberleitet, gegen Norden sich sanft zur Kalotaszég senkt und am Rande dieses Bekkens nur mit wenig hoher, wenn auch markanter Stufe abbricht (Panyik. Gveró Monastor, Kalota, Ujfalu Meregyó); ähnlich verhält es sich am Ostabfall, der von Gyalu nach Torda. Szt. Laszlo und Kisbanya-Runk zieht, und scharf, wenn auch nur 200 – 300 m hoch gegen das innere siebenbürgische Becken absetzt. Nur im Süden, wo die Rumpffläche am höchsten emporsteigt, bricht das Gebirge mit 600 m hoher, außerordentlich markanter, wenn auch ausgereifter Landstufe ab.

Der geradlinige Verlauf dieser Landstufe und der Umstand, daß sie mit keiner petrographischen Grenze (siehe oben) zusammenfällt, läßt die Vermutung sehr berechtigt erscheinen, daß wir es mit einer gewaltigen, an 30 km langen Flexurstufe zu tun haben, der entlang das Gyaluer Massiv gegenüber dem Kreideplateau mächtig gehoben und gleichzeitig so schief gestellt wurde, daß es heute als Keilschollengebirge anzusprechen wäre, das mit der Stirn gegen S, mit dem sanften Abfall gegen N gekehrt ist (siehe Profil Fig. 6). Diese Flexur von 600 m vertikalem Ausmaß dürfte nicht identisch sein mit der Verwerfungslinie, die Pálffy (Lit. **122**, 1901) im Aranyostale festgestellt hat. Ihre Entstehung dürfte aber zeitlich und genetisch mit den gebirgsbildenden Bewegungen zusammenhängen, die dieser Forscher in die Zeit zwischen Kreide und Obermediterran verlegt.

Dadurch wird die Vermutung nahe gelegt, daß die große Hochfläche des Gyaluer Massivs und das Kreideplateau von Verespatak nur zwei entzweigebrochene Teile einer und derselben Einebnungs-

fläche bilden. Tatsächlich erfaßt die Kreidehochfläche im N schon alle Gesteinsmaterialien, in die die Gyaluer Hochfläche eingeschnitten ist: dieselbe kappt in ein und derselben Fläche einen mächtigen Granitstock, der zwischen zwei kristallinischen Schiefermassen eingezwängt ist, zusammen mit diesen überdies großen Massen von Triaskalk im SW und die verschiedenartigsten Eozänschichten im Norden [1]). Dabei schneidet die Rumpffläche überall, wo sie auftritt, ein stark gestörtes Gebiet. Das Gyaluer Massiv ist nach Koch (Lit. **105**) ein variscischer Rumpf mit zentralem Kern aus Granit, an den sich im Norden und Süden zwei Zonen von Glimmerschiefer anlegen, welche in mehrere große Faltenbögen gelegt sind und im Detail sehr intensiv gefältelt wurden; ebenso verhält es sich mit den die Glimmerschiefer einschließenden jüngeren Schiefergruppen (Phylliten etc.). Zahlreiche Dislokationen hat im eigentlichen Bihargebirge Szadeczky (Lit. **154**) festgestellt, ja sogar zwei Systeme unterscheiden können: ein älteres ENE—WSW und ein jüngeres, NW—SE gerichtetes (Szadeczky vermutet, daß diese Verwerfungssysteme auf die Anlage des Flußnetzes einen nicht unbedeutenden Einfluß ausgeübt hätten).

Aus den Schichtkomplexen, die von der Einebnungsfläche geschnitten werden, muß geschlossen werden, daß dieselbe in posteozäner Zeit entstanden ist, ja man muß sie sogar als jünger annehmen, als die gewöhnlich an die Grenze zwischen Alt- und Jungtertiär gelegte Faltung der eozänen und kretazischen Ablagerungen [2]); andrerseits ist die Einebnungsfläche jedenfalls jünger als die jungmediterranen Eruptionen, deren Magmen sich auf die schon fertige Ebenheit ergossen. Ich vermute, daß eben die Krustenbewegungen, welche die gewaltige jungtertiäre Einebnungsfläche hoben (dadurch die Verjüngung verursachten), die Fläche entzweibrachen und auf diese Weise die Landstufe und die Gefällsverhältnisse der Gyaluer Hochfläche erzeugten, eben von der Eruption der vulkanischen Magmen begleitet waren. Diese morphologischen Schlußfolgerungen

[1]) Vgl. geologische Spezialkarte Magura, Budapest 1905 (Pálffy, Primics).

[2]) Aber auch die Eozänschichten wurden, wie es scheint, schon auf einer alten Einebnungsfläche abgelagert, denn die Schichten greifen nirgends zungenartig ins Massiv; das müßte aber der Fall sein, wenn das Land zur Zeit der In- und Transgression des eozänen Meeres zertalt gewesen wäre. Koch (Lit. 106) hat schon 1884 festgestellt, daß auf den 25—60° gegen Nord verflachenden Urschiefern des Gyalugebirges Eozänschichten in ruhiger Lagerung (4—10°) transgredieren.

stimmen erfreulicherweise mit den geologischen Forschungsergebnissen im allgemeinen überein: schon Pethö hat 1896 (Lit. 127) in seiner großzügigen Entwicklungsgeschichte des westsiebenbürgischen Randgebirges unter anderem auf die große terrestrische Denudationsperiode, die von der Kreide bis zum Obermiozän reichte, ebenso auf die gewaltigen jüngeren Störungen und Bruchbildungen in der Kreidelandschaft hingewiesen.

3. Die Randbildungen. — Das vorhin beschriebene Gebirge bildet den Kern, um den sich eine Reihe von morphologischen Landschaften gruppieren, die entweder dank ihrer petrographischen Entwicklung und des damit verbundenen Formenschatzes oder dank ihrer strukturellen Ausbildung eine gewisse Selbständigkeit behaupten.

Vor allem muß man hierher das eigentliche Bihargebirge rechnen, welches die Kulmination des ganzen Komplexes enthält. Sowohl in geologischer wie auch in morphologischer Beziehung stellt dieses Gebirge ein eigenartiges Individuum dar. Niemand, der den einheitlichen, geradlinigen, steilen, aber schon ausreifenden Bruchrand betrachtet, der die Westgrenze des Gebirges bildet, würde vermuten, daß entlang desselben verschiedenartige Gebirgsstücke ausstreichen. Da treffen wir im Süden vor allem ein mächtiges Gebirgsmassiv, das in Zusammensetzung, Höhenverhältnissen und Oberflächenformen vollkommen dem Gyaluer Massiv entspricht. Auch hier die mächtigen, ausgereiften, eingeebneten Formen in bedeutender Höhe (1400—1600 m), die greisenhaften Gipfelformen, die selbst die Kulminationen, den Bihar (1849 m) und den Cucurbeta (1769 m) auszeichnen (siehe Abb. 7, Tafel X); auch hier die prächtigen Verjüngungserscheinungen, besonders im Quellgebiet der beiden Aranyostäler. Es liegt also hier ein zweites Kulminationsgebiet der Gyaluer Rumpffläche vor, dessen höchster Punkt zum Unterschiede vom fast gleich hohen Muntelemare in der Eiszeit einen kleinen Kargletscher sich entwickeln sah, der an der NE-Flanke der Biharspitze eine kleine typische glaziale Landschaft (siehe Abb. 8, Tafel X) schuf[1]).

Nördlich von diesem Gebirgsstücke liegt eine gewaltige Trias-Jura-Kalkplatte, ein Reststück der Decke, welche das kristallinische

[1]) Den eiszeitlichen Formenschatz habe ich anderwärts eingehend beschrieben (Lit. 31).

Grundgebirge an dessen Westrand einst ganz bedeckte und von der nur mehr einzelne Partien übrig geblieben sind, wie der Kiraly erdö, der Karst von Vaskóh und eben der Petróczer Karst. Das Gebiet zeichnet sich durch die Entwicklung des Karstphänomens aus und fällt besonders durch die Wandbildung auf, die ja für alle Karstgebiete charakteristisch ist. Sie sind sehr schön entwickelt im Galbinatal, wo ich auch in den kleinen Nebentälern beim Ponorul wunderschöne, durch chemische und mechanische Erosion entstandene Marmites, Höhlenbildung, Höhlenflüsse, Ponore etc. beobachten konnte. Hier stürzen aus gewaltigen Karstquellen sehr stark fließende Wassermassen in breiten Bächen hervor, die eben einen deutlich wahrnehmbaren Siphon passiert haben, dort wieder versinken Bäche und verschwinden in unterirdischen Talstücken, etwas weiter wieder finden sich Sacktäler und weite, abflußlose Talungen. Doch fand ich hier nur sehr undeutliche kleine Dolinen und durchaus keine Karrenfelder; ich denke, daß die große Unreinheit des Kalkes dafür verantwortlich zu machen ist, denn die Triasbildungen bestehen aus stark unreinen Dolomiten, der Lias aus einem schwarzen Kalk, nur die hellgrauen Tithonkalke sind echte Karstgesteine (Szadeczky Lit. **156**, Peters Lit. **126**, Schmidt Lit. **33**, Sawicki Lit. **32**).

An das Kalkpaket, dessen Oberfläche auch hier ungefähr im Niveau der Ebenheit des Gyalumassivs verläuft (1400 m) und auch von Verjüngungserscheinungen zerschnitten wird, schließt sich im Norden ein neuerdings aus kristallinen Gesteinen bestehendes Gebirgsstück, das mit seinem Hauptstück sich zu 1700—1800 m erhebt (Carligatii 1693 m, D. Britiei 1758 m, Buteasa 1792 m), so daß dessen Kulmination auch einen kleinen Kargletscher an der Ostseite trug. Auch diese Landschaft zeichnet sich durch stark ausgereifte, senile Formen in der Höhe aus, ist aber noch nicht sehr von der Verjüngung zerschnitten worden. Eine nähere Gliederung des Formenschatzes kann ich noch nicht vornehmen; der große Steilabfall vom Carligatii bis Muncelul mare weist eine große Ähnlichkeit mit dem Gyaluer südlichen Bruchrand auf; nur das eine scheint sicher zu sein, daß die Eintiefung der Täler, speziell des V. Dragon und der V. Craciunului in mehreren Etappen vor sich ging, wovon erhaltene Terrassenreste zeugen. Auch Pethö (Lit. **127**), Primics (Lit. **132**), Szadeczky (Lit. **153, 156**) und andere vermuteten dies, indem sie auf einzelne in verschiedenen Höhen gelegene Schotterlagen hinwie-

sen. Primics, der südlich der Linie Csnosa-Nagy Szebes 100 m über dem Fluß gelegenen Schotter findet, spricht von einer postdazischen, 100 m sich eintiefenden Talbildung; später fand er aber am Dealu Szeku und bei Petrócz (Dealu Canului) noch Schotter in 200—300 m Höhe; Pethö findet sowohl in der Belényeser, wie in der Fehér Körös Bucht in verschiedenen Höhen bis zu 500 und 600 m (+ 300 m) hoch gelegene Schotter, die er als Hochgebirgs- und Riesenschotter anspricht und für pliozän bis diluvial hält [1]).

Noch weiter nördlich endlich dehnt sich das sogenannte Vlegyasza- (Vladeasa-) gebirge aus, das sich nochmals zu 1838 m erhebt, allerdings nur in einer isolierten Kulmination und stellt ein von ungeheuren Wäldern bedecktes, wirres Gebirge dar, das nach eingehenden und langjährigen Forschungen, vor allem nach Szadeczky's Untersuchungen eine komplizierte Dacogranit- und Dazitmasse bildet, die einerseits durch das Vorkommen von Ryolithen, Pegmatiten etc. sich petrographisch kompliziert und sich mit einem andesitischen Saum umgibt, andererseits aber auch sedimentäre Schollen (schwarze Liasschiefer und große jüngere Kalkschollen) umschlossen hat [2]).

Dieses ganze komplizierte Bihar-Vlegyasza-Randgebirge bricht gegen die ungarische Tiefebene mit einem prächtigen Bruchrande ab, der von Rossia über Karbunár, Petrósz, Kimpany nach Vaskoh-Szelistye zieht und steil gegen das nur 200—300 m hoch gelegene Becken von Belényes abstürzt. In dieses münden nun alle jugendlichen Gebirgstäler des Bihar, erleiden beim Betreten des Beckens einen kräftigen Gefällsbruch und deponieren infolgedessen ihre aus dem Gebirge herausgeschleppten Materialien in mächtigen Schwemmkegeln und Terrassen. Hier finden wir einen der schönsten und größten Schwemmkegel der Karpaten bei Belényes, der sich von 480 m zentrifugal nach allen Seiten gleichmäßig bis auf 200 m hinuntersenkt. Auf diesem mächtigen Kegel, der etwa 60 km² Fläche bedeckt, strömen 14 größere Bäche nach S, E und N ab und

[1]) Siehe auch Pethö: A három Körös es a Berettyó vizkörnyekének geografiai es geologiai alkotása, in der Körös-Berettyo Monographie von Goblacz, 1896.

[2]) Dieses relativ jugendliche Vulkangebirge sitzt wahrscheinlich auf einer gesunkenen kristallinen Scholle des Gyaluer Massivs auf; das Einsinken der Scholle und die Aufschüttung der Magmen erfolgte jedenfalls im Jungtertiär (also ähnlich wie im Erzgebirge), da letztere alttertiäre Schichten des Grundgebirges mitgerissen haben (Szadeczky Lit. **153**, **156**. Koch Lit. **105**).

zwingen den Nyimoesdipatak und die Petrócz Koros zu halbkreisförmigen Umwegen[1]). Die große Höhe des Ausgangspunktes des Schwemmkegels legt die Vermutung nahe, daß man es mit einem alten Gebilde, vielleicht aus dem Jungtertiär zu tun habe; die Steilheit des Kegels (je nachdem 24—52‰) wieder spricht dafür, daß es ein subaquatisches Gebilde, also ein Delta ist. Nun finden sich in der Höhe von 480—500 m am Belényeser Bruchrande Terrassenspuren, die mit großer Wahrscheinlichkeit als pontische Strandterrassen anzusprechen sind, und ich möchte annehmen, daß der große Belényeser Kegel ein in seinen Hauptzügen pontisches Delta darstellt, entgegen den Ansichten von Szontagh (Lit. **157**), der ihn für einen diluvialen Schuttkegel hält.

Neben den Schwemmkegeln, unter denen es noch viele jüngere und kleinere gibt, treten in dem Belényeser Becken auch noch Terrassenlandschaften auf, und zwar konnte ich bisher drei Terrassensysteme wohl unterscheiden. Alle drei sind eingeschnitten in pontische Schotter, also jünger als diese und liegen auch bedeutend tiefer als der Ausgangspunkt des Belényeser Schuttkegels. Die drei Systeme sind ineinander geschachtelt und lassen besonders die Umgebung von Vaskóh als typische Terrassenlandschaft erscheinen. Gewaltig sind hier die Schottermassen: zwischen Alsó-Felsö-Verzár und Vaskóh steigen sie bis 60 m über die heutigen Talböden und bestehen aus pontischem Material (groben Schotterlagen von Permquarziten, Quarzen, Urgesteinen und Eruptivgesteinen horizontal über wohlgeschichteten braunen und grünen Thonen). Die Hauptterrasse, die sicher postpontisch, vielleicht altdiluvial ist, hebt sich gegen Süden um 40—50 m (Gefälle 8—9‰) bis in die Gegend von Vaskóh-Szelistye, wo sie in den engen Tälern verschwindet. Eine jüngere, nur 15 m hohe Terasse ist in die ältere eingeschnitten und läßt sich von Szelistye bis in den Durchbruch des Koros bei Belényes-Ujlak verfolgen. Eine höhere ist an vielen Stellen, so bei Alsó Valenyágra, Herzest und Szebest festzustellen: dieselbe erhebt sich über den heutigen Talboden um 50—60 m und dürfte wohl schon pliozän sein[2]).

[1]) Siehe Spezialkarte 1:75000, 19, XXVII. Belényes.

[2]) Die auffallenden Terassenbildungen, spez. des nördl. Teiles des Belenyeser Beckens waren auch Pethö, der sich mit der Geologie dieser Gegend beschäftigte, vielfach bekannt (Lit. 127); aber da er nicht genügend scharf zwischen Form und Material unterschied und manche in älteres Material eingeschnittene Erosionsform

Westlich gegen die Tiefebene ist das Belényeser Becken noch abgetrennt durch ein bis zu 1100 m (1108 m) hohes Gebirge, das zum großen Teil aus mesozoischen Kalkschollen besteht und in morphologischer Hinsicht durch die typische Entwicklung des Karstphänomens ausgezeichnet ist. Der nördliche Teil des Gebirges, bekannt unter dem Namen Kiraly Erdö, wurde von Szontagh eingehend untersucht, der auch die auffallenden Züge dieser Karstplatte beschrieben hat (Lit. **157**); so u. a. blinde Täler, Dolinen, Höhlen, Ponore, Karstquellen. Den südlichen Karst (von Vaskóh), der sich an das bedeutend höhere Kodrugebirge anlehnt, habe ich, nachdem sich mit ihm bereits Pethö[1]) und Mihutia[2]) beschäftigt hatten, vor kurzem eingehender beschrieben[3]).

Wenden wir uns nun von dieser Schollenlandschaft am Westrand an den Ostrand des Gyaluer Massivs und siebenbürgischen Erzgebirges, so haben wir es da mit einem schmalen, aber sehr langen Kalkgebirge zu tun, das größtenteils zusammenhängende Rücken bildet, gegen Süden sich aber in Klippen auflöst. Die jurassischen Kalkrippen sind dank ihrer großen Widerstandsfähigkeit und Durchlässigkeit[4]) aus der umgebenden Landschaft herauspräpariert und bilden in der Landschaft den markantesten Zug. Die weißen steilen Kalkmauern ziehen von der Gegend von Torda über Toroczkó, Havas Gyógy bis gegen Zalatna und trennen dabei die Rumpffläche des Erzgebirges von der Rand- und Küstenlandschaft des zentralsiebenbürgischen Beckens.

Nur selten spaltet sich der große Kalkrücken in zwei Züge, wie bei Toroczkó: es entsteht dadurch hier eine Talung, die alle Merkmale einer tektonischen Hohlform aufweist und reich ist an hydrographischen Anomalien. Zwischen dem malerischen Szekelyikö im Osten (1130 m) und den Berggruppen des Ordáskö (1263 m) und M. Bedeleului (1235 m) im Westen verläuft eine 1—2 km breite Talung von auffallend ebenem Boden, der gegen die steilen Gehänge, spez. des Szekelyikö (siehe Abb. 21, Tafel XII) außerordentlich scharf absticht. Auf diesem ebenen Boden fließen zwei Bäche, der

für gleichaltrig mit dem Material hielt, konnte er zu keiner endgültigen Klassifikation der Formen gelangen.

[1]) Lit. 127 a.

[2]) Lit. 25.

[3]) Lit. 32.

[4]) Vergleiche zum folgenden das hydrographische Kärtchen Fig. 8.

Felenyedpatak und der Hovaspatak in entgegengesetzter Richtung, meist in trägem, sanftem Lauf, um sich erst weiter unterhalb, der eine bei der südlichen Torsiedlung des Beckens Gyertyános, der andere bei der nördlichen Torsiedlung des Beckens Toroczkó, in

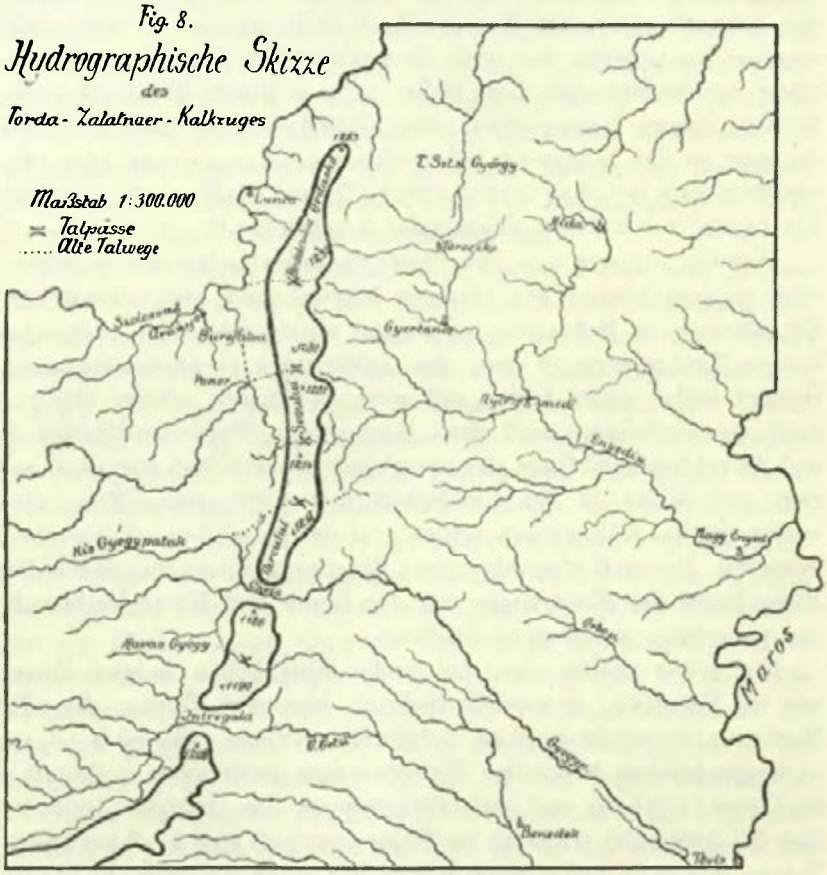


Fig. 8.

steilerem Laufe und engerem Tal der Maros, respekt. dem Aranyos zuzuwenden. Die Wasserscheide verläuft bei der Zentralsiedlung Szt. György über zwei mächtige, aber ganz sanfte Schuttkegel, die überdies stellenweise von Sümpfen bedeckt sind, so daß der kleinste künstliche Eingriff genügt, eine Bifurkation zu erzeugen, oder diese Wasserscheide zu verschieben.

Die Täler[1]), welche, vom Innern des Gebirges kommend, auf dem Wege zum siebenbürgischen Becken die Kalkzüge durchqueren müssen, verengen sich in denselben so bedeutend, daß sie den Charakter wilder Schluchten annehmen (siehe Abb. 22. Tafel XII), deren steile Wände oben die bizarrsten Felsbildungen aufweisen, unten von mächtigen Schutthalden verkleidet sind. Das Wasser verschwindet in diesen durchlässigen engen Kalkböden und Schuttmassen bei Niederwasser oft vollständig und nur bei Hochwasser braust ein mächtiger Wildbach über die unausgeglichenen engen Talböden in Katarakten herab. So gestaltet sind die landwirtschaftlich so hochbedeutsamen Kalkschluchten bei Havas-Gyógy (in 975 m zwischen Höhen von 1190 m und 1163 m), bei Bredesty (in 1066 m zwischen Höhen von 1150 m und 1138 m), bei Vomesci (in 993 m zwischen Höhen von 1214 m und 1267 m), bei Buvopatak (in 1080 m zwischen Höhen von 1281 m und 1280 m) und endlich westlich von Bedellö (auch in 1080 m, zwischen Höhen von 1184 und 1235 m); dabei beobachtet man die ganz leicht erklärliche Erscheinung, daß diese „windgapes" umso tiefer liegen, je größer der nun geköpfte Oberlauf war, der einst hier hinüberging. Wo und warum die wenigen Durchbruchstäler gerade an den Stellen sich behaupten konnten, wo wir sie heute finden, läßt sich nur vermutungsweise beantworten; vor allem gingen an diesen Stellen die kräftigsten Wasseradern über die Kalkrücken, wie man dies noch aus ihren Oberläufen ersehen kann, ferner liegen manchmal die Durchbrüche an Stellen, wo das Gestein durch Gebirgsbewegungen besonders stark zertrümmert wurde, endlich mag auch, wie dies v. Cholnoky für die Tordaer Schlucht angedeutet hat, Höhleneinsturz dem Werke der oberirdischen Erosion stellenweise vorgearbeitet haben.

4. Zusammenfassung. — Ich will nun versuchen, die Detailbeobachtungen genetisch zusammenzufassen und so in kurzen Worten die Hauptzüge der Entwicklung des Landschaftsbildes der eben behandelten Gegend zu geben. In dem ganzen siebenbürgisch-ungarischen Grenzgebirge haben wir es vor allem mit einem mächtigen uralten (variszischen) Gebirgskern zu tun, dessen Materialien kristallinisch waren oder kristallisiert wurden, der durch alte, herzynische Gebirgsbildung seine komplizierte innere Struktur und seine verwickelten Streichungsrichtungen erhielt, die z. B. aus der

[1]) Vergleiche zum folgenden das hydrographische Kärtchen Fig. 8.

geologischen Spezialkarte Magura klar erhellen. Durch die Gebirgsbewegungen Land geworden und hierauf stark abgetragen. geriet das Massiv im Mesozoikum neuerdings unter das Meeresniveau und nun lagerten sich ringsum, besonders aber im Westen mächtige Kalkablagerungen, im Süden seichtere Bildungen, Sandsteine, Konglomerate und Tone ab. Die ersteren bilden die Karstplateaus der Randgebirge, die letzteren die Hauptmasse des Erzgebirges.

Dieser ganze, nun schon petrographisch stark differenzierte Komplex wurde, wahrscheinlich im Gefolge der allgemeinen karpatischen Gebirgsfaltung, also wohl im Alttertiär. resp. an der Grenze zwischen Alt- und Jungtertiär auch intensiv gestört. Aber es trat eine Differenzierung der Störungen ein: das kristalline Massiv bildete wohl vorwiegend eine passive Masse, die nur stellenweise barst und so den Erguß vulkanischer Magmen ermöglichte (Vlegyasza). Die starren Kalkmassen im Westen wurden in einzelne Pakete und Schollen zerlegt. die nun gegeneinander. aber nur als Ganzes verschoben wurden; hingegen wurden die kretazischen Flyschmassen in der intensivsten Weise gefaltet. Doch nirgends bemerken wir einen großen Einfluß der Struktur auf die Oberflächenformen: die beschriebenen Vorgänge wurden nur bedeutsam durch die Verteilung verschieden widerstandsfähigen Gesteins und durch die Anlage der ersten Angriffspunkte für die nun folgenden morphologischen Prozesse.

Dieselben ebneten das Land in weitgehendem Maße ein und erzeugten eine gewaltige Ebenheit, deren mehr oder minder deutliche Spuren wir heute aus dem Belényeser Becken im W bis zur Toroczkóer merkwürdigen Talung im E, vom Ompolyfluß im S bis zur Sebes Körös im N verfolgen können.

Am weitesten gediehen diese Ebenheiten wohl im weichsten, dem kretazischen Material, weniger schon in den härteren kristallinen und granitischen Materialien, während es in den Kalkmassen durch Verschmelzung von Dolinen. Talungen und allgemeiner Verschmierung zur Ausbildung von Karstebenheiten kam.

Diese gewaltige Ebenheit sehen wir heute nur mehr in Resten vor uns: sie wurde von jüngeren Krustenbewegungen ergriffen zerstückelt und verschoben. Vor allem zerbrach sie in zwei gewaltige Schollen, deren eine das ganze siebenbürgische Erzgebirge, deren andere das Gyaluer Massiv umfaßt, beide durch die gewaltige Flexurlandstufe am Aranyos getrennt. Innerhalb der kretazi-

schen Bildungen wurde die Ebenheit nur gehoben, fast nicht schiefgestellt. im Gyaluer Massiv viel bedeutender gehoben und gleichzeitig stark schiefgestellt, so daß die Ebenheit heute ein merkliches Gefälle nordwärts aufweist. Endlich zerfiel das Kalkgebirge in einzelne kleinere Schollen, die selbständige Bewegungen durchmachten, so daß sie in ganz verschiedene Höhenlagen gerieten (Vaskóh 400—700 m, Kiraly erdö 700—900 m, Batrina 1300—1500 m) und durch Einbruchsbecken getrennt wurden.

Alle diese Hebungsbewegungen mußten eine allgemeine Verjüngung der Landschaft zur Folge haben. Dieselbe führte schon zur Ausbildung von reifen Talformen in den weichen kretazischen Gesteinen, gelangte aber noch nicht über das Jugendstadium hinaus in der harten kristallinischen Masse (siehe Abb. 20, Tafel XII), führte zur Ausbildung einer neuen, verjüngten Karstformenserie in den Kalkgebirgen (siehe Abb. 19, Tafel XII). Verjüngung und Verkarstung gehen Hand in Hand. Während der Verjüngung wurden aus den verschieden widerstandsfähigen Gesteinen die weicheren ausgeräumt, die härteren herauspräpariert (Torda-Zalatnaer Kalkzug) und so eine Reihe von Anzapfungen und die Entwicklung von Durchbrüchen eingeleitet.

Aber diese jungen Krustenbewegungen, die ich aus schon erwähnten und später noch zu erörternden Gründen ins Jungtertiär verlegen werde, hatten noch eine andere Folgeerscheinung. Die Spannungen, die sich bei dieser Gelegenheit auslösten, öffneten an vielen Stellen die Erdrinde und gestatteten dem Magma aus der Tiefe emporzusteigen und an der Oberfläche, auf der alten sich verjüngenden Ebenheit akkumulative Gebirge aufzubauen (siehe Abb. 5, Tafel X) (Verespatak und Offenbánya, Zalatna, Vlegyasza etc.), die mit ihren charakteristischen Formen ein weiteres wichtiges Element der Landschaft darstellen.

Endlich gerieten im Diluvium die höchsten, sanftgeformten Erhebungen des Grenzgebirges etwas über die glaziale Schneegrenze (1600 m) empor, so daß sich unter günstigen Umständen an ihren Abhängen kleine Gletscher entwickeln konnten, deren unzweifelhafte Spuren ich tatsächlich am NE Abhang der Biharspitze (siehe Abb. 8, Tafel X) und an der Ostflanke der Buteasa feststellen konnte. So fehlt es dem Grenzgebirge selbst nicht am alpinen Formenschatz.

Fürwahr, eine reiche morphologische Geschichte, die wir aus

dem Formenschatz der Landschaft lesen können: Einebnungs- und Verjüngungsformen, Formen der undurchlässigen und der Karstlandschaft, vulkanische und glaziale Landschaft — das sind die Hauptgruppen der Landschaftsformen in dem prächtigen Mosaik des siebenbürgisch-ungarischen Grenzgebirges.

V. Das siebenbürgische Becken und seine Randländer.

Sowohl die Untersuchung des Marosdurchbruches, wie die des siebenbürgisch-ungarischen Grenzgebirges hat uns auf die landschaftliche und geohistorische Entwicklung des siebenbürgischen Beckens hingeleitet. Diese bildet den Ausgangspunkt der Entwicklung der Randlandschaften, indem das Becken die jeweilige lokale Denudationsbasis der Randgebirge darstellte, an das sich die die Randlandschaften nivellierenden Flüsse anpassen mußten. Die Grenzgebirge erhoben sich als mehr oder weniger große Inseln über die Wasserfläche, welche einst das Becken erfüllten, und so müssen wir mit Recht an den Randgebirgen auch morphologische Spuren der alten Küstenprozesse vermuten. Betrachten wir zuerst das Becken selbst.

1. Das zentralsiebenbürgische Becken. — Eine gewaltige Hohlform von zirka 200 km Durchmesser, 500—2000 m relativer Tiefe, dehnt sich das siebenbürgische Becken vom Bihargebirge im Westen zum siebenbürgisch-rumänischen Grenzgebirge im Osten, von den Transsylvanischen Alpen im Süden zu den Rodnaer Alpen und dem Laposgebirge im Norden. Es ist eine mannigfaltige Landschaft, die diesen weiten Raum erfüllt: aber wenn wir von den Vulkangebirgen absehen, so haben wir es vor allem mit einer Hügellandschaft zu tun, für die bezeichnend ist: zuerst das weiche Material, aus dem sie aufgebaut ist (Sandsteine, Thone, Schiefer), dann die Reifheit der Formen, besonders der Täler, deren Gefälle sehr sanft ist; endlich die Ebenflächigkeit der Rücken, die, von weitem gesehen, sich zu einer sanftwelligen Fläche zusammenschließen, die offenbar nichts Anderes ist als die Oberfläche der Ablagerungen, die am Grunde des einstigen zentralsiebenbürgischen Binnenmeeres abgesetzt wurden.

Uber die Schicksale desselben sind wir durch die eingehenden geologischen Forschungen, denen sich eine ganze Reihe bedeutender Geologen gewidmet haben, wohl unterrichtet: den augenblicklichen

Stand der Wissenschaft faßt Koch (Lit. 56) in seinem grundlegenden Werke über die Tertiärbildungen des siebenbürgischen Beckens zusammen und ergänzt in mancher Hinsicht v. Lóczy (Lit. 108 a). Es erhellt daraus vor allem, daß die Tiefe dieses Meeres und seine Ausdehnung im Tertiär öfteren Schwankungen unterworfen war, so daß das am Grunde des Meeres abgesetzte Material einmal mehr terrigenen, das andere Mal mehr abyssischen Charakter aufweist. So entstand die Folge von Thonen und Sandsteinen, aus denen das Hügelland des Beckens sich aufbaut, die nicht nur durch die wechselnde Widerstandsfähigkeit der Schichten für die Morphologie, sondern auch durch den ewigen Wechsel von Wasserhorizonten und undurchlässigen Schichten für die Hydrographie des Beckens von großer Bedeutung wurden.

In jedem der Täler des Beckens kann man vor allem sehr häufige Rutschungserscheinungen feststellen (schon von Koch [Lit. 56, 106], Andräe [Lit. 61], Páp p [Lit. 123] u. a. häufig beobachtet), die als nicht zu unterschätzendes morphologisches Agens auftreten. Ihre Häufigkeit ist leicht erklärlich: überall wo Thonmassen mit leichter Neigung gegen die Talgehänge ausstreichen und über ihnen größere kompakte Sandsteinmassen liegen, können dieselben auf den Thonen, zumal nach kräftigeren Regengüssen, leicht ausgleiten und gehängeabwärts ins Tal abrutschen. Selbst wo die Schichten absolut horizontal liegen, sieht man oft, wie die Last der überlagernden Sandsteinschichten den aufgeweichten liegenden Thon auspreßt und so Rutschungen verursacht. Dann häufen sich, wie ich es z. B. in ausgezeichneter Weise bei Nagy Czeg und Kis Czeg (bei Sarmas) beobachten konnte, am Talgehänge und Talboden unregelmäßige Akkumulationen an (Tomalandschaft Pencks), die manchmal das Wasser am Abfluß hindern; anderseits entstehen in den Ausbruchshöhlen der Rutschungen oft Quellen [1]).

Die Flüsse konnten in dem weichen, wenig widerstandsfähigen Material des Beckens wohl ausgereifte, sanft geformte Täler bilden (siehe Abb. 9, Tafel X). Die Flußdichte ist überall eine sehr bedeutende, was sich durch die Undurchlässigkeit und leichte Erodierbarkeit des Materials erklärt. Die Täler sind in der nördlichen Hälfte des Beckens (im Entwässerungsgebiet der Szamos) weniger stark

[1]) Selbst Schlammquellen scheinen manchmal damit in Verbindung zu stehen (Schuster: Lit. 147).

eingetieft als im Süden (im Gebiet der Maros); aber die Formen sind hier und dort weich. Denn das weiche, leicht kriechende Material zwingt zwar die Bäche zu oftmaligen Verlegungen ihrer Betten, aber anderseits zerkleinert sich dieses Material durch Verwitterung so schnell und stark, daß selbst die schwachfließenden Bäche dasselbe davonzutragen vermögen. Und doch finden wir sowohl im Längs- wie im Querprofil der Täler manche Unregelmäßigkeiten. Vor allem erscheinen die Talböden oftmals des gleichsinnigen Gefälles beraubt, so daß sich Sümpfe und stehende Wasseransammlungen bilden. Speziell die Mezöseg ist ganz besät mit hunderten von Talseen, schmal und lang, die sich oft wie Perlenschnüre aneinanderreihen. Die meisten von ihnen lassen schon auf den ersten Blick ihre anthropogene Entstehung erkennen; künstliche Wälle, Schleusen etc. zeugen hievon ganz deutlich. Von anderen kann man historisch nachweisen, daß der Mensch diese Teiche herstellte, wie mir das Prof. v. Cholnoky mitteilte, der alle diese Talseen wohl mit Recht für künstlich hält; einer seiner Schüler, K. Erödi, hat unlängst eine Reihe derselben eingehender beschrieben (Lit. **14**). Nach ihm sind von den zahllosen prähistorischen und historischen Seen noch immer 250 erhalten. Siehe auch Schur (Lit. **35**).

Im Querprofil der Täler sehen wir sehr oft kleine Gehängeknicke, indem steilere und sanftere Gehängepartien miteinander abwechseln; sieht man genauer zu, so erkennt man die Ursache davon in der Wechsellagerung der Thon- und der Sandsteinschichten, deren Widerstandsfähigkeit eine sehr ungleichmäßige ist. Allerdings sind diese Gehängeknicke nur dort kräftiger ausgebildet, wo die Täler quer zum Schichtstreichen verlaufen; bei horizontaler Schichtlagerung sind sie manchmal leicht mit fluviatilen Terrassen zu verwechseln.

Tatsächlich ist die innere Struktur der das siebenbürgische Becken ausfüllenden Schichten durchaus nicht so einfach, wie es auf den ersten Anblick scheint und wie es noch von Koch dargestellt wurde. Wenn man genau zusieht, kann man häufig sehr kleine, aber entschiedene Fallwinkel bis zu 10° messen. Aus der asymmetrischen Ausbildung der Tal- und der Bergprofile, aus den zahlreichen Gehängeleisten der Täler kann man sogar in solchen Fällen die Schichtneigung messen, wo die direkte Messung im Aufschluß wegen der Kleinheit der Werte versagt. Mit Hilfe dieser morphologischen Methode hat v. Lóczy im Gebiete des Bek-

kens schon 3 NW—SE streichende Antiklinen festgestellt in Gegenden, wo man die Schichtlagerung früher für schwebend hielt: die auf diese Beobachtungen gegründeten Tiefbohrungen von Nagy und Kis Sarmas, die durch die unerwarteten und überraschenden Gaseruptionen berühmt geworden sind, scheinen v. Lóczy's Schlußfolgerungen bestätigt zu haben. In jüngster Zeit hat v. Lóczy seine Anschauungen eingehender dargelegt (Lit. **108a**) und auf weitere Beobachtungen Böckh's hingewiesen. Die Antiklinen erscheinen oft asymmetrisch entwickelt, überkippt und durchsetzen manchmal die hangenden Schichten. Übrigens hat schon Roth v. Telegd einigemale auf nicht unbedeutende Schichtstörungen innerhalb des Beckens aufmerksam gemacht (Lit. **139**) (Schichtfallen bis 35°).

Die besprochenen Schichtstörungen sind nicht nur von geohistorischem Interesse, da sie beweisen, daß die gebirgsbildenden Bewegungen auch noch, wenn auch in bedeutend abgeschwächtem Maße, bis in postpontische Zeit hinein dauerten: diese Konsequenz geologischer Tatsachen stimmt vollkommen mit der früher auf morphologischer Grundlage postulierten Existenz jüngerer Krustenbewegungen. Aber es scheint sogar mancher auffallende Zug des siebenbürgischen Hügellandes direkt mit diesen Krustenbewegungen im Zusammenhang zu stehen. Um dies zu zeigen, wenden wir uns der Betrachtung des Flußnetzes des Beckens zu.

In der Anordnung desselben fällt uns vor allem die Ausbildung einer Reihe großer Randflüsse auf: so der oberen und mittleren Aluta, der oberen Szamos und der mittleren Maros. Diese Stromstrecken sind häufig mit Becken und breiten Tiefenfurchen verknüpft und verlaufen immer an der Grenze des alten Randgebirges und der Ausfüllungsmasse des Beckens. Daher scheint ihre Abhängigkeit von petrographischen Linien, also Linien geringsten Widerstandes einerseits und von tektonischen Formen anderseits ganz auf der Hand zu liegen. Wir haben es jedenfalls mit subsequenten Talstücken zu tun, welche quer zu der von den Gebirgen beckeneinwärts gerichteten Abdachung am Fuße der Gebirge verlaufen. Ihre morphologische Haupteigenschaft ist die Asymmetrie; auf der einen Flanke nehmen sie die zahlreichen raschen, energischen und transportbeladenen Gebirgflüsse auf, auf der anderen die viel selteneren und trägen, transportarmen Bäche des Hügellandes.

Ganz anders sieht das zentrale Mittelland aus. Es ist in hydrographischer Hinsicht gekennzeichnet durch ein prächtiges, ausgesprochen ost-westlich bis nordost-südwestlich gerichtetes System. dessen einzelne Glieder einander parallel laufen; diese sind der Haarbach, das große und kleine Kokeltal und das mittlere Marostal zwischen Déva und Maros-Ujvár. Dieses so regelmäßige System weist mit aller Entschiedenheit auf eine ursprüngliche konsequente Anlage desselben hin; offenbar entspricht es einer Abdachung, die vom rumänischen Grenzgebirge sich gegen die mittlere Maros einst senkte.

Diese Täler zerlegen die Ausfüllungsmasse des Beckens in vier Hügellandstreifen, von denen jeder seine höchste Oberfläche nahe am Südrande aufweist und sich langsam nordwärts senkt; daher sind die linken Nebenflüsse der drei Haupttäler meist die längeren und der Querschnitt der Haupttäler ist in der Weise asymmetrisch, daß das Nordgehänge jeweils steiler ist als das Südgehänge. Dabei streichen immer an der gegen Süd exponierten Talflanke die Schichtköpfe aus, während die sanft gegen Nord abdachenden Flanken mehr oder weniger den Schichtflächen konkordant fallen.

Am wenigsten typisch ist der südlichste Rand, der das Nordufer der Aluta begleitet; er kulminiert im Schönholzwald mit Tonschens Lindreeg (713 m) und zieht nun über den Windmühlberg (699 m), Rukkor (668 m) zum Dealu Riposului (614 m). Der Stirnrand gegen das Fogarascher Becken ist zwar oftmals auffallend steil, aber es finden sich noch nördlich des erwähnten Zuges größere Höhen, so daß die Abdachung gegen Nord durchaus nicht regelmäßig verläuft. Klarer schon sind die Verhältnisse an dem nächsten Steilabfall, der das Nordufer des Haarbaches begleitet. Derselbe zieht von den Höhen von Homát (839 m) bei Székely Keresztúr zum Katzenberg (707 m), Rotem Baum (684 m), Fettendorfer Gebirge (637 m) und Silberkuppen (613 m) gegen Nagy Selyk. Der Rücken ist schon mehr asymmetrisch, verläuft im Süden auf 600—800 m und senkt sich gegen Norden auf 400 und 450 m.

Der dritte Steilrand begleitet das Nordufer des großen Kokeltales und streicht vom Magos-t. (734 m) zum Homos-t. (686), Herzberg (647 m), Ziegelberg (598 m), Zinnes Koppe (576 m), Hula Blajului (540 m) und zur Hohen Warte (598 m) bis Caiile pustioase. Seine Durchschnittshöhe beträgt noch 700—600 m, während seine

Rückenflächen gegen Nord bis auf 400—450 m herabsteigen. Der vierte Steilrand endlich verläuft entlang des kleinen Kokeltales, hält sich in 600—500 m Höhe (Szénégetö 583 m, Nagy Bükk 584 m, Benehegv 507 m, Hegyes-t. 505 m. D. Fenatelor 500 m) und sinkt auf 350—400 m gegen Norden.

Wenn wir versuchen, diese morphologischen Verhältnisse zu erklären, so bieten sich uns zwei Möglichkeiten. Die naheliegendste, einfachste und von vornherein wahrscheinlichste ist die, daß alle Glieder des großen zentralsiebenbürgischen Entwässerungsnetzes auf den Schichtflächen etwas abrutschten und auf diese Weise nicht nur selbst in tieferes Niveau kamen und die Zerschneidung des Hügellandes verursachten, sondern auch dabei gegen Nord abgleitend, immer mehr die Schichtköpfe der nächst höheren Schichte unterschnitten und so die Steilränder erzeugten. Aber diese Hypothese steht und fällt, je nachdem ein allgemeines Nordfallen der Beckenausfüllung bis zur Maros nachgewiesen oder geleugnet werden kann; so müssen wir sie vorläufig wenigstens noch durch die zweite Hypothese ergänzen oder ersetzen, daß die Steilränder sekundären tektonischen Linien. also Bruchstufen entsprechen.

Dafür spricht eine Reihe von Beobachtungen, die ich bei einer Durchquerung des Hügellandes von dem Fogarascher Becken (Alttal bei Héviz) bis ins Marostal bei Marosludas machen konnte. (Vgl. auch das geologisch-morphologische Profil Fig. 9). Zwischen Erked und Szederjes sieht man Aufschlüsse in mediterranen Schichten, die hier noch sehr hoch liegen und regelmäßig nach Nord fallen. Dieses Fallen ist nicht unbedeutend, da die Schichten bald unter sarmatische feinsandige Bildungen sinken, die von einer 1 m mächtigen Schotterschichte bedeckt sind. Allerdings hat man es hier auch mit einer anormalen Störung zu tun: die Schichten fallen lokal südwärts.

Der eben so tief gesunkene mediterrane Tegel erscheint im Allischtale, nördlich der großen Kokel westlich Schäßburg, wieder in bedeutender Höhe. Die sarmatischen Sande sitzen in Form von Kappen dem rutschigen, tonigen Terrain des Mediterrans auf und bilden waldbedeckte, steile, oft durch Aufschlüsse entblößte Pyramiden, Kegel und Prismen, die bis zu einem gewissen Grade an eine karpatische Klippenlandschaft erinnern. Ganz ähnliche Verhältnisse findet man bei Mediasch: südlich vom Tal finden wir auf den nicht hohen Rücken (400 m) Sande und verfestigte Kalksandsteine

(sarmatisch), im Norden hingegen reichen die liegenden (mediterran) Schichten bis an die hier höheren Kulminationen. Wir finden sie auf dem Wege nach Baasen (F. Bajom) auf dem Paß (461 m), wo unreiner Lehm mit kleinen Kalkkonkretionen auftritt, mit Salzquellen; die Berghöhen selbst (540, 555 m) nehmen schon gutgeschichtete glimmerreiche (sarmat.) Sande ein (siehe Abb. 9. Tafel X). Gegen Baasen zu senken sich die liegenden Tegel schon recht stark; die sarmatischen hellen Sande und dünnplattigen mergeligen Sandsteine setzen erst wieder an der Kuppe des Orhegy ein und erscheinen nun an den nach Norden ziehenden Rücken als schwach

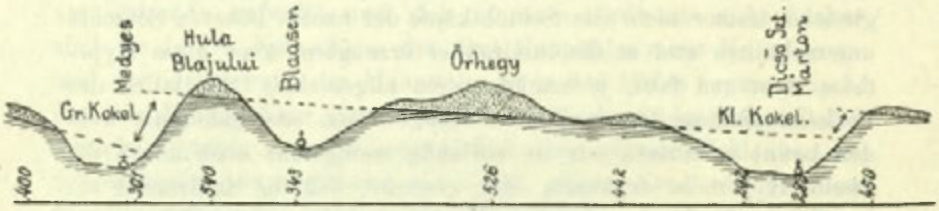


Fig. 9. Morphologisch-geologisches Profil durch das Mittelland.
(Längenmaßstab 1 : 200.000, Höhenmaßstab 1 : 20.000)
gestrichelt = Miozän (meist Tegel), punktiert = Sarmatikum (meist Sand).

nördlich sich senkende Gesteinsleiste. Da die Sande unfruchtbares Terrain darstellen, so sieht man dies sich genau in den Kulturverhältnissen wiederspiegeln.

Auch das kleine Kokeltal ist wie das große asymmetrisch: bei Dicsö-Szt.- Marton z. B. ist die Südabdachung ganz sanft und wellig, die Nordabdachung so steil, daß die Wege in Serpentinen hinaufführen müssen. Diese Nordhänge erfreuen sich außer der Südexposition auch stärkerer Neigungswinkel, also intensiverer Sonnenwirkung, zwei Vorteile für den Weinbau, der an diesen Nordabhängen wohl gedeiht (Kokelburger Weine). Und wieder steigt an diesen Nordhängen der feste Waldboden des mediterranen Tegels bis zu bedeutenden Höhen an; danach ergibt sich also beifolgendes geologisch-morphologisches Profil (Fig. 9) durch das Mittelland, aus welchem auf zwei nicht unbedeutende Verwerfungen geschlossen werden muß, denen die beiden Kokeltäler folgen.

Die Zertalung des siebenbürgischen Beckens, die, wie wir schon einmal nachgewiesen haben, in ihren ersten Anfängen, wenigstens im Süden nicht weiter als auf das Pontikum zurückgeht, erfolgte in einigen Etappen, wovon die in allen Tälern des Marossystems vorhandenen Terrassen zeugen. So konnte ich an der Maros vier prächtig entwickelte Terrassensysteme feststellen: die schönste Ter-

Fig. 10. Die Aranyos-Marosterrassen unterhalb Torda.

rassenlandschaft findet sich hier an der Mündung des Aranyos in die Maros zwischen Torda, Egerbegy, Maros-Kecze, Maros-Ujvár und Harasztos (siehe das Terrassenkärtchen Fig. 10). Bis zu 5 km breite, vollständig glatte Terrassenflächen begleiten hier, voneinander durch markante Steilränder abgetrennt, die Flüsse. Das tiefste Terrassensystem erhebt sich durchschnittlich 10 m über das heutige Flußniveau und stellt dank der breitflächigen Erhaltung der älteren Systeme nur schmale kleine Flächen dar; solche finden sich z. B. bei Szinfalva oberhalb Torda, südlich Gyeres- Szt. Kiralyi bei Gerend, unterhalb Torda am Aranyos, westlich Maros Kecze (286 m), bei Székely-Földvár (266 m) an der Maros. Der Steilrand gegen den Alluvialboden des Tales ist in den meisten Fällen sehr prägnant.

Ein höheres. schon in viel größeren Flächen entwickeltes System hält sich in 20—25 m über dem Flußniveau. Die schönste Fläche dieser Art zieht von Vajdaszeg (291 m) resp. Sós-Szt. Marton (289 m) nach Gerend am Aranyos, gegen den sie in prächtigen 20 m hohen Steilrändern abstürzt. Ähnliche Flächen finden sich an der Maros z. B. bei Maros Ludas (297 m), in kleinen Resten bei Maros Kecze. Darüber wieder erheben sich die großen Terrassenflächen des Forduló, die in der Breite von 4—5 km bei Aranyos Rákos einsetzen, südlich von Szt. Mihalyfalva zuerst gegen Osten, dann gegen Süden ziehen und zwischen Székely Kocsárd und Vajdaszeg mit einem 50 m hohen Steilrand. den wilde kurze Schluchten durchnagen, abbrechen. Hieher gehörige Terrassenreste wiederholen sich sehr oft, wir treffen sie an oberhalb Szekely Kocsárd, Székely Földvár, Veresmart an der Nordseite, oberhalb Maros Káptalan und Felsö Maros Ujvar an der Südseite des Marostales; sie liegen immer 50—55 m über der heutigen Talsohle. Aber es finden sich hier noch höhere Terrassenüberreste mit hochgelegenen Schotterplatten, die besonders ausgedehnt sich an der Nordflanke des Aranyostales zwischen Egerbegy und Torda erstrecken. Diese Schotterflächen liegen 70—75 m über der Talsohle; ihre Schotterbedeckung ist nicht sehr mächtig, so daß der Steilabfall der Terrassen fast ausschließlich durch die unterlagernden, salzhaltigen und mediterranen Tone gebildet wird.

Schwieriger ist die Frage nach der Altersbestimmung der vier Marosterrassen, die als mächtige Akkumulationsformen Stillständen in der Tiefenerosion entsprechen. Nach den Schotterbildungen, aus denen sie aufgebaut sind, bezeichnet Koch auf der geologischen Spezialkarte von Torda das unterste System als alluvial. die drei oberen als diluvial. Man wird vielleicht gut tun, tachsächlich die unterste Terrasse als altalluvial (+10 m), die beiden nächst höheren (+20, +50 m) als jung- und altdiluvial. die höchste (+70 m) als pliozän zu betrachten, und zwar mit Rücksicht auf die schon klassifizierten Terrassen der unteren Maros. Denn tatsächlich lassen sich die an der Aranyosmündung unterschiedenen Terrassensysteme, wenigstens die drei unteren, sowohl Maros abwärts als auch Maros aufwärts, endlich in alle Seitentäler der Maros einwärts verfolgen und so mit den Bildungen an der unteren Maros verknüpfen. Ich möchte hier nur auf die größten der Terrassenreste und ihre Gefällsverhältnisse hinweisen.

Die Leitform ist die Hochterrasse, d. h. die als altdiluvial angesprochene Form. Gleich unterhalb des Marosdurchbruches durch das Hargittagebirge setzt sie ein (in + 45 bis 50 m) und begleitet nun bis Szász Régen in 30 km langem, einheitlichem Steilrande das rechte Ufer des Marostales. Am gegenüberliegenden Ufer sind die morphologischen Terrassenreste recht spärlich, z. B. bei Magyaró, dagegen fällt in dieses Niveau der gewaltige, hohe Schwemmkegel des Görgénybaches, den derselbe, aus dem Hargittagebirge kommend, an seiner Mündung in das Marostal aufgeschüttet hat. Es handelt sich um 40 m über dem Talboden gelegene, vollkommen ebene Schotterflächen, die einen Kegel von 15 km Länge (Görgeny Libánfalva - Steilabfall von Radnótfája) und 5 km maximaler Breite (Görgény - Oroszfalu - Petele) bilden; das Gefälle des Kegels ist etwas kleiner als das des heutigen Talbodens: der altdiluviale Talboden war zu größerer Reife gediehen als der heutige.

Große zusammenhängende Flächen dieser Hochterrasse finden sich auch noch südlich von Szászrégen gegen Beresztelke (Beng hat), Vajda Szt. Ivány (Enyed) und bis gegen Várhegy und Udvarfalva hin immer in 40—45 m über dem Tal. Aber dann tritt dieses System etwas zurück und es kommen die tieferen zu breiterer Ausbildung. Diese findet man im eben beschriebenen Teile des Maroslaufes nur selten vor: die + 10 m hohe Terrasse nur bei Also Idecs und Petele, die + 25 Terrasse erst unterhalb Szászrégen (Abafája) und Vajda Szt. Ivány. Beide Terrassen treten nun schon in ununterbrochener Folge an beiden Marosufern auf: die obere von Gyernyeszég angefangen bis Marosvásarhely, nach kurzer Unterbrechung wieder bei Lörinczfalva an der Mündung des Nyárádtales und nun in größerer Entwicklung bei Kerelö Szt. Pál und von Oláh-Sályi bis Kutyfalva, dazu in zahlreichen kleineren Resten bei Maros- Szt. Királyi, Csitt Szt. Iván, Malomfalva, Szt. Margitta; die untere Terrasse zwischen Gernyeszeg bis Sáromberke bei Maros Keresztúr, dann in größeren Flächen zwischen Vidrátszeg, Korelö Szt. Pál, Radnót bis Maros Bogát, so daß der Marosfluß zwischen den Terrassenplatten nur relativ schmale alluviale Furchen in Form von endlosen Mäanderwindungen ausgeräumt hat. Während in dieser Talpartie die dritthöchste Terrasse (+40 bis 50 m) noch öfter vorkommt (Maros Keresztúr, Buzás-Besenyö, Oláh-Kocsárd, Marosludas), geht die allerhöchste (IV) Terrasse, die sich bei Déda feststellen und talabwärts am rechten Ufer bis Maros Vécs

verfolgen läßt, im weiteren Verlaufe in die Höhe des Hügellandes über, so daß man sie nicht mehr gesondert ausscheiden kann. Sie wurde wohl gebildet, als im südlichen Teil des siebenbürgischen Beckens noch eine Wasserfläche vorhanden war und ging wohl allmählich in Strandflächen über.

Die drei unteren Terrassen können wir von Maros-Ujvár auch talabwärts verfolgen: um nur einiges herauszugreifen, bemerke ich, daß die unterste Terrasse sich besonders bei Tövis, Táte, Alvincz, allerdings meist nur in kleinen Resten erkennen läßt (meistenteils ist sie schon wegerodiert), die mittlere bei Nagy Enyed, Maros Beld, dann in gewaltigen Flächen im Trockental zwischen Also Gald und Sárd, weiter am Galgenberg bei Karlsburg, südlich Also Maros Váralja, endlich in dem Dreiecke zwischen dem Mühlbach und der Maros, die obere Terrasse bei Felvincz, Magyar Boros Bocsárd und Poklos. In der Umgebung von Alvincz gehen alle diese Formen unmittelbar in die schon im zweiten Abschnitt eingehend besprochene Terrassenlandschaft über. Zu erwähnen wäre noch, daß ich dieselben Terrassensysteme in oft ausgezeichneter Ausbildung im großen Kokeltale zwischen Schäßburg und Mediasch, im kleinen Kokeltale bei Dicsö- Szt. Márton studieren und verfolgen konnte. Schäßburg z. B. selbst steht auf der 20 m Terrasse, die weiter unten öfter auftritt und in die die Kokelmäander eingesenkt sind. Unterhalb Dános, bei Szász Kis Almás, Baráthely, Mediasch (Medgyes) u. s. w. findet man zahlreiche Reste der + 10 m Terrasse [1]).

Wir erkennen also, daß das Siebenbürger Becken eine gewaltige (tektonische) Hohlform von hohem Alter darstellt (nach v. Lóczy kretazisch), die in einer langen Folge von Epochen zugeschüttet wurde. Die Zuschüttungsmassen erlagen einerseits tektonischen Vorgängen (Faltungen und Bruchstufenbildung), anderseits Denu-

[1]) Auch im Talgebiet der siebenbürgischen Aluta, soweit sie dem zentralen Becken angehört, wurden mehrere Terrassensysteme nachgewiesen, und zwar fand De Martonne (Lit. 20) ein unteres in + 20 m, ein oberes + 40 bis 70 m. Aus dem Verlaufe und Gefälle älterer Talböden konnte De Martonne den Kampf des Alt- und Marosflusses in seinen verschiedenen Phasen verfolgen: derselbe ist ebenso wechselvoll (zuerst floß der Altfluß gegen Siebenbürgen zentripetal, dann bekam der nach Rumänien durchbrechende Fluß das Übergewicht, heute hat es die Maros) wie die Geschichte des Forgarascher Beckens selbst, das tektonisch angelegt, im Pliozän ausgeräumt, im Quartär aufgefüllt und heute wieder ausgeräumt wird.

dationsprozessen, unter denen den Rutschungsprozessen eine ungewöhnliche Bedeutung zukommt. Diese Prozesse zerschnitten das Hügelland mit einem ziemlich dichten, konsequenten, westwärts gerichteten, zentralen Flußnetz, dem ein subsequentes, randliches Flußnetz gegenübersteht, und erzeugten die ausreifende Landschaft, in der jedoch die Unterschiede in der Widerstandsfähigheit der Gesteine eine landschaftlich bedeutsame Rolle spielen (Asymmetrie, Leistenbildung). Die Zerschneidung erfolgte in einzelnen Etappen, begann im Norden früher (Terrasse IV) als im Süden (Terrassen III—I). So läßt die Komplikation der jüngeren Krustenbewegungen, der verwickelten Denudationsprozesse und des Einflusses der Gesteinsbeschaffenheit die Morphogenese des Siebenbürger Beckens als ein nicht ganz einfaches Problem erscheinen.

2. Die Randlandschaften des siebenbürgischen Bekkens. — So wie die Randgebirge Siebenbürgens heute das zentrale Becken überragen, so überragten sie einst das dasselbe einnehmende Binnenmeer. Dasselbe bildete nicht nur die Erosionsbasis für die die Randgebirge modellierenden fluviatilen Prozesse, sondern die auf der großen Wasserfläche entstehenden Wogen mußten auch beim Anprall an die Küstengebirge eine Küstenlandschaft erzeugen, deren Überreste noch heute in der Landschaft vermutet werden konnten.

Auf Grund der bisherigen Studien konnte ich in zahlreichen Gegenden Siebenbürgens Landformen auffinden, deren Entstehung entweder direkt den an Küsten arbeitenden morphologischen Prozessen zu danken sind, oder aber auf die an Küsten oft wechselnde Ablagerung gröberer und feinerer Materialien zurückzuführen ist. Zu ersterer Gruppe gehören sowohl Erosions- wie Akkumulationsformen, zu letzterer nur Akkumulationsformen.

Diese Formen dürften zwar in allen Randgebieten des siebenbürgischen Beckens vorkommen, aber ich habe sie eingehender nur in der Kalotaszeg, am Ostabhang des Zilaher kristallinen Gebirges, in der Umgebung von Torda, Hermannstadt und im Persanyer Gebirge beobachtet. Die Ostflanke des siebenbürgischen Beckens weist infolge der Aufschüttung des vulkanischen Hargittagebirges und der damit verbundenen Beckenbildung so weitgehende Komplikationen auf, daß ich ihnen einen eigenen Abschnitt widmen will.

Die Kalotaszég. — Kalotaszég heißt die Landschaft am obersten Sebes Körös, die als dreieckige Hügellandsbucht sich ein-

zwängt zwischen das Gyaluer Massiv und das Vlegyaszagebirge Sie wird erfüllt von einem ziemlich intensiv zerschnittenen Hügellande, das ganz aus jüngeren (tertiären), marinen strandnahen Bildungen besteht (Koch, Lit. **56**. **104**, **106**); sowohl die Formengebung der Höhen wie die Anlage der Täler zeigt manche Merkwürdigkeiten. Durchschreiten wir das Becken von Süden gegen Norden, etwa entlang des Kalotapatak, so fallen uns vor allem zwei Tatsachen auf: der Bau der einzelnen Rücken und die Anlage des Flußnetzes.

Die Hügelrücken sind alle asymmetrisch und keilförmig gestaltet, haben dabei auffallend ebene Rückenflächen (siehe Abb. 10, Tafel XI). Die Stirnseite kehren sie immer gegen Südosten, die ebenflächigen sanften Abdachungen gegen Norden, respektive Nordwesten. Dabei bilden wieder jeweils eine Reihe von Rücken zusammen eine ebenso orientierte Keilscholle, indem ihre Kulminationen wieder in eine sanft nordwärts fallende Fläche zusammenschließen. Verfolgt man dieselbe näher, so kann man drei solche schief gestellte, heute schon zertalte Tafeln unterscheiden, deren Stirnen in NE-Richtung verlaufen und sich jeweils über die nächst südliche Tafel um zirka 50 m mit Steilrand erheben.

Die nördlichste dieser asymmetrischen Stufen verläuft von Bocs über N. Kalota, Jakótelke, Körösfö nach Ol. Nádas, weist durchschnittlich eine Höhe von 750 m auf (750, Tordalma 716, 740, Mészmál 751. Ravász hegy 728 m), während die gegen Süd vorgelagerten Rückenflächen fast durchwegs von der 700 m Isohypse begrenzt werden. Diese Tafelflächen steigen wieder gegen Süden sanft an bis zur Höhe von zirka 850 m an (860. Ticleul 843 m, Cetati 806 m, Solymos 874 m, Dedek hegy 861 m) und stürzen dann mit einem neuerlichen, 50 m hohen Steilrand ab, der von Meregyó über Keleczel gegen Olah Bikal streicht. Vor demselben liegen südlich wieder sanfte Rückenflächen, die langsam einem neuerlichen, nur auf kurze Strecken verfolgbaren Steilrand (Sucesti. Kalota Ujfalu) in 860 m Höhe zustreben.

Diese Stufenlandschaft mit ihren südwärts exponierten Stufen und den nordwärts gerichteten sanften Flächen wird nun von Tälern zerschnitten, die zwei Hauptrichtungen folgen. Die eine verläuft quer zu den Stufen und läßt die Täler nach Art von kleinen Durchbruchstälern durch die Stufen durchgehen. Solcher Art ist der Kalotabach selbst, der Oberlauf des Par. Margaului. der Ege-

res p. Die zweite Talrichtung verläuft entlang oder wenigstens parallel den Landstufen: die Mehrzahl der Bäche, vor allem aber das Bocsertal, der mittlere Par. Margaului, der Keleczelbach u. a.

Suchen wir nun nach einer Erklärung dieser Tatsachen und betrachten wir zu diesem Behufe die Struktur der Landschaft, die Koch eingehend studiert hat[1]), so fällt uns sofort auf: 1) Die sanften Rückenflächen entsprechen Schichtflächen. Tatsächlich fallen diese ganz sanft und wenig gestört vom Gebirge weg gegen das siebenbürgische Becken. 2) Die Landstufen entsprechen den Schichtköpfen, in manchen Fällen allerdings auch kleinen Brüchen. Sie treten umso schärfer in der Landschaft auf, als an dem oberen Rande der Stufen besonders harte Schichten (Grobkalk, eozän) ausstreichen (siehe Abb. 11, Tafel XI). Kilometerweit sieht man die wenig mächtigen, aber widerstandsfähigen, weißen Grobkalkschichten, wie ein Gesims über den weichen, roten Schiefern vorspringend, an den Landstufen entlang ziehen. 3) Die den Landstufen parallel laufenden Täler haben sich in weichem Material und im Schichtstreichen entwickelt, sind also subsequente Erscheinungen. 4) Die Haupttäler sind vom Schichtverlauf unabhängig, entsprechen aber der allgemeinen Abdachung der Landschaft, sind also als konsequente Glieder des Flußnetzes zu erklären. Das Netz der konsequenten und subsequenten Täler hat oftmals durch Abtrennung einzelne Tafelberge erzeugt, die in Form und Struktur genau den Landstufen entsprechen, aber gleich Zeugen vor dem heutigen Stufenabfall gelegen sind (Cetati, die Platte von Bökeny u. a, siehe Abb 10, Tafel XI). — Wir haben es also hier mit dem ganzen Komplex von Erscheinungen zu tun, der bezeichnend ist für eine junge gehobene Küstenebene, die aus verschieden harten Schichten zusammengesetzt ist und nach ihrer Hebung über das Meeresniveau der subaerilen Denudation ausgesetzt wird. Den Typus dieser Landschaft stellt wohl die Umrahmung des Paris-Londoner Beckens dar; tatsächlich könnte man bis zu einem gewissen Grade die Kalotaszég mit der lothringischen oder südenglischen Stufenlandschaft vergleichen.

Ein Wort noch über die Talbildung: Es unterliegt keinem Zweifel, daß dieselbe immer mehr der kräftigen Ausbildung subse-

[1]) Koch A, Die Tertiärbildungen des siebenbürgischen Beckens, Lit. 56, Geologische Spezialkarte von Bánffy-Hunyad 18, XXVIII. Budapest 1887.

quenter Linien zustrebt, denn diese sind vor den konsequenten in der Erosion begünstigt. Das muß zu einem Kampf um die Wasserscheide führen, der die Gewässer immer mehr in einer Hauptader zu vereinigen trachtet. An vielen Stellen, so bei Keleczel, Damos, sind kleine Anzapfungen vorauszusehen. Nur ein Bach scheint sich den Regeln nicht anzupassen: es ist der Meregyóer Bach, der zwar der Kalotaszég entströmt, sich aber unterhalb Meregyó mit scharfer Wendung gegen West bergeinwärts wendet und zwischen hohen Bergen schon dem Sebes p. zuströmt. Man sieht jedoch, wenn man von der Petra Rusului gegenüber der Meregyóbachmündung herabsteigt, daß dieser Bach, der auch Par. Margaului heißt, an der Stelle einer alten Tiefenrinne fließt, die an den Talflanken in der Höhe stark gereifte und ausgeweitete Formen hinterlassen hat. In dieser alten Tiefenrinne ist ein Talniveau in etwa 30—40 m über dem heutigen Fluß eingesenkt, das etwas südlich der heutigen Mündung in das Sebestal mündete (dort, wo noch heute die Straße nach Reticzel führt). Die neuerliche Verjüngung schob die Mündung etwas weiter nordwärts und ließ den Bach hier überall einerseits unterschneiden, anderseits nicht unbedeutende Schotterkegel aus den tertiären Kalotaszéger Schottern aufschütten. Das Tal hat also seinem Charakter nach als antezedent zu gelten, doch dürfte es über kurz oder lang in das Kalota Becken abgezapft werden, da sein Niveau bei Meregyó 100 m höher liegt (764 m) als das des Kalotapatak bei Keleczel (681 m, im Schichtstreichen).

Die nordwestsiebenbürgische Kuestalandschaft.— Eine in mancher Hinsicht ähnliche, nur in viel weiter vorgeschrittenem Stadium stehende Landschaft, findet man in der Gegend zwischen Bánffy-Hunyad und Zsibo. Am Ostabfall des Meszesgebirges senkt sich das Hügelland sanft und regelmäßig gegen SE hin zur kleinen Szamos. Diesem allgemeinen Gefälle entsprechen eine ganze Reihe (konsequenter) Entwässerungsadern, wie der Kapusipatak, Kajántó p., Nadas p., Bórsai p., Lónai p. etc. Doch nehmen diese Bäche ihren Ursprung nicht am Meszesgebirge, sondern erst in durchschnittlich 25 km Entfernung davon; es schalten sich nämlich hier noch zwei wohl entwickelte Randtäler ein, die parallel zum Gebirge und quer auf die allgemeine Abdachung gegen Norden fließen: es ist das Egregy- und das Almas-Tal (siehe Abb. 12, Tafel XI).

Der Gedanke an eine gehobene Küstenlandschaft liegt sehr nahe, wenn man erwägt, daß diese beiden Flüsse entlang des Schichtstreichens fließen und in weichem Material ihre reifen Talformen ausgearbeitet haben, während die Abdachung der Hügelrücken, die noch durch wohl ausgebildete Ebenheiten die alte Landoberfläche erkennen lassen, quer auf die Täler gerichtet ist. Die letzteren müssen infolgedessen asymmetrisch ausgebildet sein; die Westgehänge des Egregy- und Almastales sind sanft, die Ostgehänge, an denen die Schichtköpfe ausstreichen, steil. Die rot und grau gebänderten Eozänschichten, oftmals als Sandsteine und Kalke ausgebildet, sind mit ihren Steilabstürzen und den häufige Rutschungen verursachenden Felsbildungen ein wichtiges landschaftliches Element (Tamásfalva, Kettösmezö). Allerdings kommt es nur an den Taleinschnitten zur Geltung, denn die Schichtlagerung ist wie in einer jugendlichen, gehobenen Küstenebene im allgemeinen sehr ruhig, sanft ostwärts fallend. Nur in der Umgebung des Hinterlandes dieser Küstenebene, am Meszesgebirge, wo auch vulkanische Vorgänge die Landschaft umgestalteten (Mojgrád), wird die Schichtlagerung unruhig (Ördögkut. Bild).

Der ganze Formenschatz der besprochenen Landschaft läßt sich aus der Annahme erklären, daß dieselbe eine gehobene, zerschnittene Küstenebene darstelle. Schon das Material (landnahe, marine Sandsteine, Kalke, Thone) läßt diese Annahme zu, noch mehr die schöne, oft in geraden Flächen erhaltene Abdachung, die an dem 200—300 m hohen Steilabfall des Meszesgebirges („Oldland" der Küstenebene) einsetzt und von 650 m auf 500—400 m sich senkt. Auf dieser Abdachung entwickelten sich eine Reihe konsequenter Küstenflüsse parallel zueinander mit SE Richtung. Jedoch von der Szamos her, die wohl an der Stelle eines alten Meeresarmes Siebenbürgen mit Ungarn verband, und an der die lokale Erosionsbasis sehr tief lag, entwickelten sich schnell subsequente Talformen, die entlang des Meszesabfalles immer tiefer SW-wärts griffen. Sie köpften nach und nach die Oberläufe der konsequenten Täler, ließen Talasymmetrie entstehen und tieften sich rasch ein, so daß die dadurch gestärkte Denudation die Landschaft so weit abtrug, daß von eigentlichen Tafelländern und Stufenlandschaften nicht mehr die Rede sein kann. Auch die alten geköpften Talböden lassen sich wohl kaum mehr rekonstruieren. Man sollte vermuten, daß die sich leicht rückwärts einschneidenden Täler, speziell das

Almas-Tal auch einst den Oberlauf des Sebes Koros köpfen werde; doch ist dies unwahrscheinlich, da das noch andauernde Einsinken des Alföld dem Körösflusse immer von neuem den Impuls zur Tiefenerosion gibt.

Das West- und Südufer des siebenbürgischen Bekkens. — Spärlich sind die Beobachtungen, die ich über Küstenformen und Küstenbildungen in anderen Gegenden des Beckens machen konnte. Ich will sie nur kurz erwähnen. Bei Torda fand ich eine prächtige Strandterrasse am Ausgange der Tordaer Schlucht (nördlich des Farkas-ör) in zirka 560 m: eine glatt abrasierte Kalkterrasse, auf der noch Strandgerölle lagen; Regen hatten die Verwitterungserde teilweise abgewaschen. Eine andere Stelle, wo man den miozänen Strand des siebenbürgischen Beckens feststellen kann, liegt bei der Mühle unterhalb Nyirmezö (W Nagy Enyed). Hier fand ich über Ton- und Sandsteinbildungen eine Liaskalkbank mit Ostreen und Einlagerung von vulkanischen Tuffen (Höhenlage 380 m). Eine nicht ganz unzweifelhafte Strandterrasse beobachtete ich eingeschnitten in die senonen Mergel oberhalb Magyar Bocsárd (SW Tövis). Bei Poklos südlich von Karlsburg (Gyulafehérvár) sieht man prächtige Schotterbänke (zur Nagelfluh verfestigt), die mit 12° NW, also beckeneinwärts fallen. Da diese Schotter taleinwärts mit wohlgeschichteten, grauen Mergeln wechsellagern, halte ich sie für miozän, und zwar für eine miozäne Strandhalde. Diese ist weithin kenntlich durch die grell roten, feinen Schotter und die darin sich entwickelnden zahlreichen Racheln.

Eine der größten Akkumulationsformen des siebenbürgischen Strandes konnte ich in Begleitung Prof. Cholnokys besichtigen; es ist dies der Schuttkegel, den eine noch nordwärts gerichtete Aluta zwischen Boicza, Porcsesd und Nagy Talmacs in das siebenbürgische Becken aufgeschüttet hat. Der ganze Wartberg (569 m), der Hügel, der die Ruine Landskron trägt (519 m), und die Berge nördlich davon (Baletura 591 m) u. a. bestehen ganz aus ungeheuren Schottermassen, die zu einer Nagelfluh verfestigt und erhärtet sind, so daß sie wandbildend auftreten. Eine solche Wand (siehe Abb. 14, Tafel XI) ist östlich Nagy Talmacs aufgeschlossen, und hier erkennt man, daß man es mit wohlgeschichteten, ziemlich großen Schottermassen zu tun hat, die einheitlich nordwärts fallen. Der Ausgangspunkt dieses gewaltigen, einige 100 m hohen, über 5 km langen Deltakegels mußte in zirka 600 m gelegen sein: in dieser

Höhe ist hier etwa der miozäne (es sind miozäne Schotter) Meeresstrand gelegen, also etwa ebenso hoch wie bei Torda. Der Cibin hat das Delta heute in epigenetischer Schlucht (siehe Abb. 13, Tafel XI) auseinander gerissen.

Ähnliche Akkumulationsformen haben übrigens auch Halaváts vom Mühlbacher Gebirgsrand (Lit. **81**) und Roth v. Telegd vom Ostrand des siebenbürgischen Erzgebirges beschrieben (Lit. **139**).

Wenn auch die bisher bekannten Spuren der siebenbürgischen Kustenlandschaft recht spärlich sind, so unterliegt es keinem Zweifel, daß sie bei aufmerksamer Detailuntersuchung überall gefunden werden könnten. Erst dann wird man den genauen Küstenverlauf und die Höhe der verschiedenen Seespiegel Zentralsiebenbürgens feststellen, aber auch die postmediterranen Krustenbewegungen genauer verfolgen können; denn jede Küstenlinie, die nicht genau horizontal verläuft, ist disloziert worden und läßt das Ausmaß der Dislokation genau erkennen. Das Studium der Küstenlandschaften Siebenbürgens stellt ein sehr dankbares Feld künftiger morphologischer Forschung dar.

VI. Die ostsiebenbürgische Vulkan- und Beckenlandschaft.

Nicht ohne Absicht habe ich bisher der östlichen Randlandschaften Siebenbürgens keine Erwähnung getan. Die Verhältnisse sind hier ungeheuer kompliziert, vor allem durch die Zersplitterung des älteren Randgebirges, durch die Aufschüttung der gewaltigen Vulkangebirge der Hargitta, des Kaliman und des Büdös, endlich durch die mit beiden Prozessen verknüpfte Beckenbildung. Infolgedessen ist auch die Ausbildung des hydrographischen Netzes eine sehr merkwürdige, sowohl was die horizontale Anlage desselben, als auch den fortwährenden Wechsel von Becken und Durchbrüchen, akkumulativen und erosiven Landschaften anbelangt. Bevor ich an eine Deutung und Ableitung dieser Eigentümlichkeiten schreite, möchte ich die beobachteten Tatsachen erörtern; nur zur allgemeinen Orientierung bemerke ich, daß ich vorerst das Tal der Maros und somit den Marosdurchbruch und das Gyergyóer Bekken, dann das Alutatal, also die Csik, den Tusnáder Durchbruch, das Kronstädter Becken und den Rákoczer Durchbruch, endlich das Hargittagebirge schildern und deren Formenschatz analysieren

will, um erst hierauf die Erklärung fur die ostsiebenbürgische Beckenbildung und Durchbruchstalbildung zu versuchen.

1. Dédaer Marosdurchbruch. — Oberhalb Deda a/Maros verschwindet mit einem Schlage die an anderer Stelle geschilderte Terrassenlandschaft, das Tal engt sich gewaltig ein, die Talwände erheben sich steil zu sehr bedeutenden Höhen: wir betreten das Engtal, in dem der Fluß sich zwischen den Vulkangebirgen des Kaliman und der Hargitta Bahn bricht ins siebenbürgische Bekken. Den besten Überblick des Durchbruchstales gewährt der Dealu Saracinului (948 m) westlich Palota-Ilva. Die Gehänge sind meist 400—500 m hoch, stark bewaldet und lassen einen meist nicht allzuschmalen Talboden frei, auf dem der Fluß mit großer Lebhaftigkeit (Gefälle 5°/₀₀). manchmal in Katarakten hinstürzt. An manchen Stellen jedoch ist das Tal so stark eingeengt, daß auf dem Talboden nur für Fluß und Straße Platz bleibt. So an der scharfen Krümmung oberhalb der Mündung des Szalárdpatak bei Ilva unterhalb Palota und oberhalb Gödemesterháza.

Trotz dieser Enge weist das Durchbruchstal eine ganze Reihe von Terrassenresten auf. Bei Deda bemerken wir eine schöne Terrasse in +20 m Höhe. bei der Endstation; die Aufschlüsse zeigen gelbe. stark glimmerige Sande und darüber 2—3 m mächtige Schotter, darunter gut gerollte Blöcke von 10—40 cm Durchmesser. aus verschieden gefärbten Tuffen und Eruptivgesteinen. Diese Terrasse können wir durch den ganzen Durchbruch verfolgen; sie erscheint schon vor und bei Damian Marian in kleinen, schotterbedeckten Resten. Eine höhere Terrasse bei Déda liegt, wie schon a. a. O. erwähnt, in +40 bis 50 m, eine tiefere in +10 m. Beide gehen talaufwärts: die tiefere erkennen wir schon an der Mündung des Galodea mare. dann wieder beim Isa-Tälchen und gegenüber bei Jod, die höhere in etwas breiterer Entfaltung bei Ratosnya, wo ein Hochplateau in zirka +50/55 m das Flußbett so einengt. daß hier Stromschnellen entstehen. Auf dem Terrassenplateau, das den Winkel zwischen dem Ratosniital und der Maros einnimmt, kommen auch fluviatile Gerölle in größerer Menge vor.

Hierauf setzen die Terrassen ein wenig aus, das Tal verengt sich und an den übersteilen Abhängen bemerkt man wohlgeschichtete, schwach bergwärts fallende Tuffkonglomerate von abwechselnd gröberer und feinerer Struktur. Die Bildungen scheinen schwach gestört zu sein. Bei Palota, das ungefähr in der Mitte des Durch-

bruches liegt, setzen die Terrassen wieder ein, vor allem die 20 m Terrasse in ganz prächtiger Ausbildung: der fast senkrechte Steilabfall verläuft entlang der Straße, die Terrassenoberfläche ist breit genug, um die ganze Ortschaft mit der Kirche und zahlreichen Ackern zu tragen. Dieselbe 20 m hohe Terrasse erscheint dann wieder weiter bei Suhocani, Nyagra, Cadareni, Zebrak, Göde und Csobotán. Viel seltener sind die Überreste der höheren (+50 m) Terrasse (bei Ilva) und der tieferen (+10 m) Terrasse (bei Csobotán). Aber jedenfalls ziehen sich diese drei Terrassensysteme durch das ganze Durchbruchstal ohne wesentliche Gefällsstörung: das Durchbruchstal ist also älter als die höchste dieser Terrassen, d. h. jungpliozän.

2) Die Gyergyó. — Oberhalb Zenkanv weitet sich das Tal bedeutend aus; der Talboden versumpft, der Fluß beginnt hin und her zu pendeln, die Talgehänge werden sanft und niedrig. Erheben wir uns auf dieselben, so sehen wir ein rings von hohen Gebirgen eingeschlossenes Hügelland, dessen ausgereifte Oberfläche sich in 750—800 m hält, während die Täler 100—120 m eingesenkt sind, und das Gebirge zu 1500—1800 m aufsteigt: es ist das Becken der Gyergyó. Entlang der Maros ziehen talaufwärts in kleinen, aber wohl kenntlichen Resten sowohl die +10 m wie die +20/25 m Terrasse, welche der Fluß einmal links, ein andermal rechts stehen gelassen hat. So geht es über Oláh-Toplicza und Gyergyó-Salamás bis Gyergyó-Várhegy. Die beiden Terrassen bestehen aus Schottern, deren Material sich aus kristallinischen Schiefern, Kalken und Quarzen, aber vorwiegend aus 10—15 cm großen Eruptivgeröllen zusammensetzt. Das vorerwähnte Hügelland scheint schon nur aus klastischen, anstehenden, eruptiven Materialien zu bestehen und stellt wohl eine große Zuschüttungsmasse dar. Dieselbe reicht überall bis zu einer ungefähr gleichen Höhe (zirka 780 m) und bildet in dieser Höhe gewaltige flache Rückenflächen, die einer ziemlich intensiven Zertalung erlegen sind. Auf den Höhen bei Salamás (Batca Csungilar) fand ich Aufschlüsse, welche einerseits erkennen ließen: feinere klastische Bildungen in horizontaler Schichtung (grusige, gelbe und braune Sande), anderseits auch ganz feine Schotter von 1—2 cm Durchmesser, welche vielleicht als limnische Bildungen zu deuten sind.

Diese Aufschüttungsmassen treten bis Gyergyo Várhegy ganz nahe an die Maros, so daß deren alluvialer Talboden nur einige

100 m breit ist; südlich von Gvergyó Várhegy jedoch bilden dieselben nur mehr relativ schmale Leisten an beiden Flanken des Gyergyóer Beckens. Dagegen weitet sich der alluviale Talboden der Maros bis zu 5 km und bildet hier weite Sümpfe, die im Zentrum der gut bevölkerten Gvergyó Anökumenen und schwer passierbare Gebiete darstellen. Deshalb werden alle die großen Siedlungen der südlichen Gvergyó zu Beckenrandsiedlungen und schmiegen sich dem kristallinischen Urgebirge im Osten, dem vulkanischen Gebirge im Westen eng an (Ditró, Szárhegy, Szt Miklós, Tekeröpatak, Remete).

Erst weiter südlich beginnt sich auch die Beckenmitte etwas zu heben: die von der Hargitta herabkommenden Bäche Somlyó viz, Kis und Nagy Borzont, Köves schütten unter zahlreichen Bifurkationen mächtige Schuttkegel in das Becken. Das Marosgefälle, das im Durchbruch 4·22‰, im Gyergyóer Becken 2·22‰ betrug, hebt sich wieder zu 5‰ und mehr (bis 18·0‰)[1]; der Boden des Beckens wird trockener, die Siedlungen rücken in die Beckenmitte (Alfalu, Csomafalva, Ujfalu). Das ganze Becken verengt sich trichterförmig, die Gebirgsabhänge rücken beiderseits einander immer näher, die Gegend gewinnt ein etwas lebhafteres Relief, die Eisenbahn steigt in Windungen an, bis nach kurzer Zeit die Marosquellen in zirka 850 m und der Gereczepaß, die Wasserscheide zwischen Maros und Aluta, in 891 m erreicht werden.

Der erste Eindruck, den wir von diesem tief zwischen höheres Gebirge (Feketerész 1538 m, Ostoros 1386 m) eingesenkten Paß gewinnen, ist die Überzeugung von seinen reifen morphologischen Formen und, was damit Hand in Hand geht, von seinem hohen morphologischen Alter. Der wasserscheidende Rücken hat ganz sanfte, weiche, breitflächige Formen, seine Abdachung ist nach beiden Seiten sehr sanft. Weiche, breite Hügelrücken senken sich besonders nach Norden und zwischen ihnen sammeln sich die Quellen der Maros in winzigen Bächlein, die ganz nahe an dem Ursprung schon serpentinisieren und kaum erodieren. Die Abdachung gegen die Aluta ist ein wenig lebhafter, steiler, die Quellbäche der Aluta haben tiefere und etwas steilere Furchen eingegraben. Offenbar befindet sich die lokale Erosionsbasis der Paßgehänge im Nor-

[1]) Radvany Antal: Über das Görgenygebirge. Földr. Közl. Bull. 1909 37, 128.

den weniger tief als im Süden, und tatsächlich liegt in derselben Distanz vom Passe die Maros bei Nyirtartománya im Norden in 770 m, die Aluta bei Csik Szt. Domokos im Süden in 750 m Höhe.

Die hohe morphologische Reife des Passes erhellt noch aus anderen Umständen: die Wasserscheide ist bedeckt von einem mächtigen Schuttmantel, der besonders an der Eisenbahn gut aufgeschlossen ist: in rötlichem, feinem, lehmigem Material kommt kristallinischer Schiefer- und Kalkschutt, weniger eruptives Material in größeren Blöcken vor. Der Umstand, daß diese Schuttdecke sich bilden konnte, ohne abgetragen zu werden, spricht auch für ein hohes morphologisches Alter der Wasserscheide. Dabei wurde sie kaum je von einem Fluß durchflossen: sie scheint nie ein Talpaß gewesen zu sein. Auf der Wasserscheide konnte ich trotz eifrigen Suchens keine fluviatilen Gerölle finden, weder am Südhang noch am Nordhang des Passes erscheinen Talterrassen in größerer Höhe, wie wir dies postulieren müßten für den Fall, wenn die Aluta in Süd- oder die Maros in Nordrichtung jemals über den Paß hinweggegangen wäre: der Gerecze ist kein Talpaß. Endlich könnte man noch darauf hinweisen, daß hier schon zur Zeit der Hargittaeruptionen sich ein alter Sporn des kristallinen Gebirges weit nach Westen vorschob, und so die Anlehnung des jungvulkanischen Gebirges erleichterte, während der Rand des alten Gebirges sich im Norden wie im Süden des Passes zurückzieht und so Raum zur Entstehung des Gyergyóer resp. Csiker Beckens ließ. Der Schiefer- und Kalkrücken also, der den Paß trägt, ist sehr alt.

Aus alledem können wir mit Bestimmtheit folgern, daß der Gereczerücken schon seit uralter Zeit die Wasserscheide zwischen Alt und Maros getragen hat. Auch der Ostrand des Gyergyóer Beckens macht durchaus nicht den Eindruck einer morphologisch jugendlichen Erscheinung, etwa einer frischen Bruchstufe, eines Bruchrandes, sondern im Gegenteil den eines schon ausreifenden Gebirgsrandes, wo die Flüsse in breiten Trichterbuchten auf das Vorland hinausströmen und die harten Gesteine (kristalline Kalke) die vorspringenden Rücken zwischen den Tälern bilden (Kakashegy 1113 cm, Kirchenberg bei Tekeröpatak 946 m, Szármány hegy 967 m). Ja die Talböden unterliegen selbst noch eine Strecke weit ins Gebirge hinein einer Verschüttung, wie untergetauchte Täler einer reifen Küste.

3) Die Csik. — Ein morphologisch viel komplizierteres Gebilde wie die Gyergyó stellt die Csik dar. Zwar eine Reihe von Zügen haben beide Beckenlandschaften gemeinsam. Dazu gehören vor allem die ausgereiften Formen des östlichen Beckenrandes, den hier allerdings nur im nördlichen Teil (etwa bis zur Tatros-Straße) das kristallinische Urgebirge, weiter südlich aber das kretazisch-eozäne Flyschgebirge bildet. Auch hier dringen die Täler in breiten verschütteten Trichtern in das Vorland vor, die vorspringenden Bergrücken aber bilden besonders widerstandsfähige Materialien. Ähnlich wie in der Gyergyó bildet die Aluta in der Csik einen breiten, vielfach versumpften Talboden, auf dem sie kraftlos mit geringem Gefälle (2·2‰, Domokos 780 m — Tusnád Ujfalu 640 m. 50 km) hin- und herpendelt.

Über den versumpften zentralen Beckenflächen erhebt sich als Übergangsglied zu den das Becken rings einschließenden Berglandschaften eine mehr oder weniger schmale Hügellandszone, die ganz ähnlich wie im Gyergyóer Becken als Zuschüttungsmasse aufzufassen ist. Sie bildet nicht Terrassen, sondern langsam abfallende Schuttkegel, deren Material sowohl an der West- wie an der Ostseite des Beckens aus eruptivem klastischem Material besteht. Nirgends fand ich in diesen Hügeln Schotter, dagegen überall Kriechschutt: es ist eine oft sehr mächtige, große Blockpackung, wie sie z. B. sehr gut zu sehen ist am Kirchenberge von Karczfalva oder an dem Eisenbahneinschnitte südlich von Dánfalva. Die Blöcke dieser Schuttkegel sind manchmal so mächtig, daß man sie zur Herstellung von Mühlsteinen verwendet (Szt. Király). Übrigens treten diese Zuschüttungsmassen im südlichsten Teile des Csiker Beckens etwas zurück und lassen nicht nur ausgedehnte alluviale Schwemmkegel zur Entwicklung kommen, wie den gewaltigen Kegel des Fiság bei Bánkfalva. sondern lassen auch Platz zur Entwicklung fluviatiler Terrassen, die bei Csik Szt. Király einsetzen, besonders stark zwischen Csik Szt. Márton, Csik Tusnád und Csik Szt. Simon entwickelt sind und sich von Tusnád Ujfalu ganz regelmäßig talabwärts verfolgen lassen. Auch diese Terrassen liegen +20 m über dem heutigen Talboden. Also genau so wie im unteren (nördlichen) Gyergyóer Becken, entwickeln sich hier im unteren (südlichen) Csiker Becken Terrassen in einer relativen Höhe von 20 m, die sich talabwärts durch die Durchbrüche verfolgen lassen.

Aber ein wesentlicher Unterschied in der morphologischen Ausbildung des Csiker Beckens gegenüber der Gyergyó liegt in dem Umstande. daß die Csik durch zwei Engen in drei Teilbecken streng getrennt erscheint. So trennt die Enge von Csik Rákos die obere von der mittleren Csik, die Enge von Csik-Zsögöd die mittlere von der unteren Csik. Die drei Teilbecken kann man nach den Hauptorten die Becken von Szt. Domokos, von Szereda und von Szt. Márton benennen.

Es fragt sich nun vorerst, auf welche Ursachen sich die Ausbildung der Engen zurückführen läßt. Wir können dies dahin beantworten, daß die beiden erwähnten Engen an der Stelle widerstandsfähiger Gesteine und wahrscheinlich alter Gebirgsrücken liegen. In der Enge von Csik-Rákos treten die relativ etwa 100 m hohen Rücken Cseretetö (799 m) und Bogáttetö (786 m) so nahe an den Fluß, daß nur ein 600—700 m breiter Kanal für den Abfluß übrig bleibt. Deshalb unterschnitt und unterschneidet noch jetzt der Fluß die Gehänge der Talhänge und bietet mithin gute Aufschlüsse. Da erkennt man unterhalb des Kapellenberges von Bogát (740 m). daß dieser Rücken in seinem Kerne aus stark gequetschten. gepreßten und gefältelten, serizitisierten Gneißschiefern besteht, deren Streichen vermutlich S 50° W, Fallen 25° NW ist (also ganz wie zu erwarten war). Am Gecze wieder fand ich ein rötliches geschiefertes, stark gequetschtes Gestein, das von einem grauen, höher am Gehänge anstehenden Eruptivgestein durchbrochen und dabei offenbar metamorphosiert wurde. Das eine scheint also sicher zu sein: der Rücken, der die Enge von Rákos bildet, besteht in seinem Kern aus kristallinen Gesteinen und ist nicht. wie es die Hauersche geologische Karte zeigt, ausschließlich aus vulkanischen Tuffen aufgebaut: es ist ein alter Gebirgsrücken, der hier quer auf das Alttal verläuft. Der Durchbruch entstand wohl erst nach der Entstehung des Hargittagebirges; dabei ist der heutige Durchbruch vielleicht als epigenetisch aufzufassen. da westlich von Bogát eine nur zirka 725 m hohe Tiefenfurche verläuft, die heute von keinem Gewässer benützt wird.

Unterhalb Csik-Szereda verengt sich das Becken der mittleren Csik: Terrassen und Schwemmkegel setzen aus und die gegenüberliegenden Hänge nähern sich einander. Es beginnt die zweite Alutaenge, die von Csik-Zsögöd. Auch diese Enge scheint mit der Härte des Gesteins im Zusammenhang zu stehen. Schon am Ke-

reszt hegy (732 m) wird in Steinbrüchen ein festes, felsbildendes Eruptivgestein (Andesittuff?) gewonnen und zu gewaltigen Quadern, Grabsteinen etc. verarbeitet. Dieser stark verfestigte Tuff ist jedenfalls bedeutend härter als die eruptive Breccie oder gar die losen Schuttmassen, welche die Randhügel der Csik im großen und ganzen zusammensetzen. Auch gegenüber Csik-Zsögöd (am Rücken 726 m) sieht man zahlreiche kleine auffallende Felsbildungen, welche auch auf große Härte des Gesteins schließen lassen. Noch instruktiver ist aber der Steinbruchaufschluß beim Straßenkilometer 83 (am Südabhang des Pal. Balacs tetö. 779 m): hier sehen wir ein rötliches Tuffgestein mit großen Einschlüssen als kompakte, felsbildende Masse anstehend.

Es macht durchaus den Eindruck, daß die Engen von Rákos und Zsögöd erst vor nicht allzulanger Zeit entstanden sind, indem die Rücken Csere-Bogát und vielleicht auch der von den Eruptivmassen verschüttete Rücken von Zsögöd alte sekundäre Wasserscheiden zwischen den einzelnen Nebenflüssen der Aluta darstellten: diese mochten jeder für sich, die Tamaser Aluta, der Rákosi p. und der Fisag p. gegen SW geflossen sein und wurden wohl erst durch den Aufstau des Hargittagebirges gezwungen, gegen Süden durchzubrechen und dabei die alten Wasserscheiden in Talungen zu queren.

4) Der Tusnáder Durchbruch. — Die nun in einen Strang vereinigten Gewässer eilen gegen Süden in den Durchbruch, mittels dessen die Aluta sich der eisernen Umklammerung des vulkanischen Gebirges entringt, indem sie dasselbe nach außen durchbricht. Das durchbrochene Gebirge ist ganz vulkanisch; es ist nach den Forschungen Herbichs, Lörentheys, v. Lóczys und Kochs auf einer Spalte aufgebaut, die quer auf die große Hargittaspalte verläuft und die, wie es scheint, älter ist, als diese. Das nach dem Büdös benannte Gebirge ist niedriger als die Hargitta, erreicht seine Kulmination im Nagy-Csomat (1294 m), aber es zeichnet sich durch typische vulkanische Formen aus; hier liegt der einzige Kratersee Österreich-Ungarns, der St. Annensee [1]); am Südfuße ziehen sich bei Bükszád nicht unbedeutende Lavaplateaus

[1]) I. v. Gelei: Der St. Annensee Földr. Közl. 1909. 37, 97—118.
Der Annensee ist der beste Verdunstungsmesser, den man sich denken kann: ein abflußloser See in undurchlässigem Gestein mit genau begrenztem Einzugsgebiet.

hin, auf denen seit jeher schöne vulkanische Auswürflinge gefunden wurden (Lapilli, Bomben etc.); endlich findet man am Büdös Schwefelhöhlen und ziemlich gasreiche Alaunquellen.

Durch dieses typische Vulkangebirge bricht die Aluta in 8 km langem Durchbruch und strömt dabei in engem Waldtal, in dem die Straße am Gehänge führen muß, weil es am Talboden nicht überall genügend Platz gibt, mit einem Gefälle von 4·5‰ gegen Süden. Mit Mühe und unter großen Anstrengungen hat man die Eisenbahnlinie neben dem Flusse erbauen können; die Straße aber benützt die zahlreichen Überreste einer 20 m hohen Aluta-Terrasse, um das Engtal zu passieren. Tatsächlich kann man diese Terrassenreste überall in der Schlucht feststellen: auf ihnen liegt der Badeort Tusnád fürdö; größere Reste finden sich gegenüber dem Bátala passa Tetö und dem Also Solyom kö, aber alle am linken Ufer; das rechte fällt steil und unvermittelt zum Flusse ab. Also auch der Tusnáder Durchbruch war zur Zeit der Bildung der +20 m Terrasse schon fertig. Blickt man jedoch von größerer Entfernung auf den Durchbruch, z. B. von Csik-Tusnád aus, so gewinnt man den Eindruck, daß der Fluß hier einer Tiefenlinie folgt, die schon im Relief des Gebirges in der Höhe vorgebildet war: zwischen dem Nagy Csomat (1294 m) und dem Nagy Piliske (1474 m) erniedrigen sich alle Bergrücken zu ungefähr 800 m und bildeten so schon in Urzeiten vor Ausbildung des Tusnáder Durchbruches die günstigste Stelle für den Abfluß der Aluta.

Bei Bükszád betritt die Aluta den großen Trichter von Sepsi Szt. György, der schon einen Teil des Kronstädter Beckens bildet und ganz erfüllt ist von Terrassen, welche die Aluta auf die Ebene geschüttet hat. Dieselben ziehen meist als schmale Leisten von Bükszád (645 m) über Mikó Ujfalu (600 m) bis Málnás (572 m), setzen sich dann am rechten Ufer der Maros über Oltszem (562 m) und Zoltán (554 m) fort, um sich südlich von Gidófalva (547 m) mächtig auszubreiten und eine schwemmkegelartige Fläche, die 15—25 m über dem heutigen Talboden liegt, zu bilden (zwischen Komolló, Gidófalva und Szotyor). Diese Form stellt die morphologische Verknüpfung der Formen der Csik mit der Háromszék dar.

5) Das Kronstädter Becken und seine Randlandschaften. — Dieses Becken, das zum größten Teil schon in das eigentliche karpatische Gebirge eingreift und nicht wie die Gyer-

gyó und die Csik an dessen Grenze gegen das vulkanische Gebirge gelegen ist. ist noch komplizierter gegliedert als die Csik. Es besteht eigentlich aus drei. parallel zueinander gegen Süden verschobenen, länglichen und NE—SW orientierten Becken, die vermittels morphologischer Breschen gegeneinander geöffnet und nur hydrographisch zu einer Einheit verschmolzen sind. Diese drei Teilbecken sind: 1) die Háromszék, deren Längsachse von Esztelnek über Kézdi Vásárhely nach Nagy Patak streicht; dieser geometrischen Längsachse folgt fast genau die Fekete Ügy bis zu ihrem Knie bei Czofalva. 2) Das Szt. Györgyer Becken, dessen Längsachse von Málnás über Szt. György und Prázsmár nach Türkös zieht; dieser Achse folgt die Aluta, aber nur in dem Teile zwischen Málnás und Köküs; endlich 3) das Burzenland, dessen Längsachse von Rozsnyó nach Földvár (Marienburg) zieht und von dem Burzenbache verfolgt wird. Diese drei Teilbecken sind fast gleich lang (Háromszék 40 km, Szt. Györgyer Becken 45 km, Burzenland 35 km) und fast gleich breit (im Mittel Háromszék 18 km, Szt. Györgyer B. 12 km, Burzenland 10—16 km). Auffallend ist der Umstand, daß, je weiter ein Teilbecken gegen West gelegen, desto mehr es gegenüber dem östlichen nach Süd verschoben (jeweils um 20—25 km) erscheint und daß sie durch breite Breschen miteinander in Verbindung stehen.

Die Háromszék öffnet sich gegen das Szt. Györgyer Becken zwischen Eresztevény und Sepsi Magyarós mit 9 km breitem Tore. das schon durch die Vorgebirge Orias pincze bei Maksa und den Esztenai mezötetö bei Sepsi Magyarós wohl markiert, aber weiter noch eingeengt wird durch die Gebirgsschollen, die mitten in der Öffnung auftreten (Köbánya Tetö 552 m und Doboika 573 m bei Rety). Endlich wird dieses Tor noch gesperrt durch eine merkwürdige Wald- und Seenlandschaft, den Komollói- Rétyinyir, dessen unruhige Oberfläche und ungeheurer Seenreichtum auf der Spezialkarte auffallend genug dargestellt sind. Ich konnte diesen Wald nicht untersuchen und möchte mich daher eines Urteils über die Entstehungsmöglichkeiten und Hydrographie dieser Landschaft enthalten. Doch könnte wohl der Seenreichtum hier kein konstanter und kein perennierender sein, wenn das Grundwasserniveau nicht hoch läge (im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Mitte der Becken); diese Seichtheit der Grundwasseroberfläche dürfte doch wohl auf die Nähe von undurchlässigem Gebirge zu-

rückzuführen sein, das, wie es scheint, hier unter wenig mächtigen Zuschüttungen eine Schwelle in N—S Richtung bildet.

Das zweite Tor, dasjenige, welches das Szt. Györgyer Becken vom Burzenlande trennt, befindet sich zwischen dem Veczerberge (622 m) östlich von Bótfalu und der Zinke bei Kronstadt (957 m) und ist etwa 13 km breit. Doch wird auch dieses Tor wesentlich eingeengt, vor allem durch die merkwürdige Gebirgsscholle des Várhegy (704 m) bei Szász Hermány, der vom Breiterberg (569 m) bis zum Talinenberg (620 m) 5 km lang ist und durch die der Zinke vorgelagerten zahlreichen kleinen Schollen (714 m, 605 m, 633 m, u. a.), die die einzelnen Stadtteile voneinander trennen. So ist das Kronstädter Tor eigentlich nur 6·5 km breit.

Uber die Entstehung dieses komplizierten Kronstädter Beckens will ich mich nicht näher auslassen, zumal über die Details selbst die Geologen noch nicht einig sind. Doch scheint es, daß die tektonische Genese desselben außer Zweifel steht; dafür sprechen außer der dem Karpatenstreichen parallelen Orientierung der Becken [1]) vor allem die staffelförmige gegenseitige Verschiebung der Bekken, die zahlreichen, im Becken und am Rande desselben auftretenden Gebirgsschollen [2]), die gewaltige Tiefe des anstehenden Gesteins in der Beckenmitte, die Breite der Verbindungstore, welche fluviatilen Bildungen durchaus nicht entspricht, endlich der Umstand, daß tektonische Bewegungen hier, wie es scheint, stellenweise sogar hydrographische Entwicklungen störten.

Ein deutliches Zeugnis hievon geben die Verhältnisse im Quellgebiete des Bodzaflusses ab, die Schilling (Lit. **145** a) eingehend studiert hat [3]). Aller Wahrscheinlichkeit nach floß ursprünglich das im Bodzagebirge entspringende Bodzatal über die Gegend des heutigen

[1]) Nicht nur die Beckenform als solche, sondern auch zahlreiche Details des Verlaufes des Beckenrandes werden durch die Kombination karpatischer (NW—SE) und herzynischer (SW—NE) Bruchsysteme bestimmt.

[2]) Außer den früher erwähnten ist noch auf die stark gestörte Mergelschiefer- und Sandsteinscholle von Nagy Borosnyo: Oltarhegy (564 m), auf die kleinen Hügel bei Hosszufalu u. a. hinzuweisen.

[3]) Leider ist mir der Inhalt der Studie, die bisher nur ungarisch publiziert wurde, nicht im Detail bekannt. Auch Schilling nimmt jüngere Krustenbewegungen als Ursache der merkwürdigen hydrographischen und morphologischen Erscheinungen an, wenn auch seine Auffassung mit der oben vorgebrachten nicht vollkommen übereinstimmt.

Hamas- und Loducztales gegen Nord in die Háromszék, wurde jedoch späterhin durch eine Anzapfung von Rumänien her gegen Süden abgelenkt; so entstanden die ausgereiften breitsohligen Böden des heutigen Hamas- und Loduczpatak, die sich sanft gegen Süd senken und mit ihrer Umgebung als noch prächtig erhaltene, fast intakte pliozäne Landschaft angesprochen werden können. Die beiden entspringen heute am Beckenrande südlich von Kis Borosnyó und Fel-Doboly, öffnen sich jedoch auf der Wasserscheide gegen die Háromszék in weiten Talpässen, die es wahrscheinlich machen, zumal auf diesen Pässen Schotter liegen, daß beide Flüsse einst weiter im Norden ihren Ursprung nahmen und nun ihr Oberlauf durch das Einbrechen des Beckens bei Borosnyó abgeschnitten wurde. Die Wasserscheide ist heute noch in höchstem Grade asymmetrisch [1]): der jugendliche Nagypatak und Sarospatak dringen gegen Süden siegreich vor und müssen die Wasserscheide in dieser Richtung verschieben.

Was aber mit dem Becken vorging, nachdem es einmal entstanden war, läßt sich noch kaum sagen. Die das Becken ausfüllenden Schichten wurden noch nicht von den Geologen und die das Randgebirge charakterisierenden Formen nicht von Morphologen genügend und eingehend studiert. Eine Ausnahme bilden nur die Studien Lörentheys (Lit. **110**), und dieser stellte fest, daß im Pliozän (unteres Levantinikum) das Burzenländer Becken zuerst von einem kleinen Süßwassersee (Köpecz-Vargyas bis Felsö Rákos-N. Baczon), dann von einem etwas salzigen See, der sich nördlich jedenfalls bis Füle Hermány, westlich bis Ürmös, Apácza und Nußbach und südlich bis Erösd erstreckte, endlich von einem wieder süßen, noch ausgedehnteren Binnensee, der bis Ilyefalva und Sepsi Szt. György reichte, eingenommen wurde. Man kann wohl nicht als befriedigende Angaben die Bemerkungen Lörentheys (nach De Martonne Lit. **20**, S. 225) anerkennen, daß der pliozäne See im Baróter Gebirge im SE bis 600 m, im NW bis 740 m gereicht habe. Die Hochterrasse Lörentheys von + 45 m ist schon gewiß diluvial. Nur so viel ist sicher, daß noch bevor das Becken entstanden war, die nachbarlichen Gebirge stark abgetragen, teilweise sogar eingeebnet wurden und daß, nachdem es entstanden war, dieselben einer intensiven Verjüngung unterlagen, die unge-

[1]) Gefälle vom Talpasse gegen Norden 100‰, gegen Süden nicht ganz 6‰.

heure Massen von Schutt und Schottern in das zum Teil von Seen eingenommene, zum Teil trockene Becken schüttete.

Die Einebnungs- und Verjüngungsformen konnte ich am eingehendsten im Persanyer Gebirge und im Kronstädter Gebirge betrachten. Quert man von Zernest das Persanyergebirge gegen Sinka und Fogaras, so fällt, gleich wenn man von Zernest auf die Höhe des D. Braniscei und des Dosul Plesitei steigt und nun den Blick, sei es gegen Süden auf die Magura mica, sei es gegen Norden auf das Persanyer Gebirge richtet, die weite Verbreitung von Rücken- und Plateauflächen in der Höhe von 950—1050 m auf. Trotz der starken Zertalung spielen alle Rückenflächen in eine Fastebenheit ein, die scharf absticht im Süden von der gewaltigen Klippe des Königstein (1923—2240 m), im Norden von der weniger hohen, aber langgestreckten Rippe des Zeidener Berges (1099—1294 m). Diese sanfte Oberfläche, auf der man etwa zwischen Almás Mezö und Uj-Sinka stundenlang wandern kann, hebt sich auch durch ihre Waldlosigkeit scharf von den steilen Gehängen der Verjüngungsformen ab, die eben wegen ihrer Steilheit von dichten Wäldern bestanden sind. Ganz ungegliedert sind übrigens diese Gehänge auch nicht, sie zeigen meist in halber Höhe eine schwache Terrassierung, welche die Existenz eines in etwa + 150 m gelegenen fluviatilen Niveaus erkennen läßt. Die Oberfläche des Persany erniedrigt sich zwar lokal an der Grenze von Urgebirge und Kreide zu einer Tiefenfurche, welche von der Eisenbahnlinie Fogaras-Kronstadt benützt wird, dann aber hebt sie sich wieder, um regelmäßig gegen die Aluta hin auf 750—800 m zu sinken. Hier konnte auch die Aluta am leichtesten das Burzenländer Becken verlassen, denn das obere Denudationsniveau erhebt sich nur auf 300 m über das untere.

Die Oberfläche des südlichen Persanyer Gebirges hat ihr Analogon in den nördlichen Vorbergen des Bucsecs, wie man dies von den Höhen des Persanyer Gebirges aus feststellen kann. Schon von der Zinke über Kronstadt bemerkt man die große Ebenheit in 950—1000 m an der Peatra Corbului (1003 m) und der Schulerau (950—1000 m). Steigt man von der in den Tälern und tektonischen Talungen zwischen zahlreichen Kalkschollen eng eingebauten Stadt Kronstadt am Abhang der Hohen Warte empor, so kann man vorerst einige Gefällsknicke und Plattformen feststellen: so die erste Plattform in 710—740 m mit roten, stark eisenhaltigen,

gut geschichteten, schotterreichen Lehmen, dann eine zweite in 815—830 m, zum größten Teil stark zerschnitten, aber doch 100 × 200 m große Flächen aufweisend, die sich talaufwärts in schmalen Talterrassen fortsetzen. Erst dann betritt man nach Überwindung eines fast 200 m hohen Steilabfalls die schön eingeebnete Fläche der Peatra Corbului, die ohne Rücksicht auf die Struktur die stark gestörten Kalk- und Konglomeratschichten abschneidet; deren verwickelte Struktur kann man im Kronstädter Tal bei den Salomonsfelsen gut beobachten.

Welch ein landschaftlicher Gegensatz, wenn man aus dem steilen jugendlichen Tal auf die flachwelligen Ebenheiten der Schulerau und P. Corbului in 1000 m tritt, die von weiten, seichten Talungen und wasserlosen Tälern durchzogen werden. Das Wasser verschwand in diesem Kalkplateau in der Tiefe in dem Augenblick, als dasselbe über die Umgebung emporgehoben wurde, und tritt an den Steilhängen desselben in wilden, tiefen Schluchten (Teufelsschlucht) als Karstquelle hervor. Am Rande der Schulerau gegen das Burzenland kann man ein allerdings nicht sehr ausgeprägtes, tiefes Niveau feststellen, das bei Keresztenyfalva in 720 m, bei Rozsnyó in 750 m, am Kis Vidombáktal in 800 m, am Nagy Vidombáktal in 980 m liegt. Vielleicht entspricht dieses hypothetische Niveau der oben erwähnten Terrasse an der Hohen Warte bei Kronstadt in 720 m und dem intermediären Talniveau (+ 150 m) des Persanyer Gebirges.

Dieses Niveau scheint keine große morphologische Bedeutung gewonnen zu haben, da man es in anderen Tälern auffallenderweise nicht finden kann; so im Tömösertal, wo gerade wieder die Verjüngungserscheinungen dank dem harten Material der Peatra mare und des Schuler ganz prachtvoll entwickelt sind. Das Tömöser Tal scheint tatsächlich sehr jung zu sein, indem es wohl erst vor nicht langer Zeit die Eroberung des Oberlaufes des nach Rumänien eilenden Prahovatales begonnen hat. Das Prahovatal gleicht nämlich ganz dem Bodzatale, endet gegen Nord in einem ganz offenen reifen Talpaß (Predeal 1040 m), den wohl nur ein heute schon geköpfter Oberlauf der Prahova schaffen konnte. Allerdings schreitet heute auch im Prahovatale ein Verjüngungsprozeß tafaufwärts, der aber mit den jüngsten Senkungserscheinungen des rumänischen Beckens zusammenhängt, genau so wie beim Bodzatale.

Wann die oben geschilderten Einebnungsformen entstanden,

wann die Verjüngungserscheinungen sie zu zerstören begannen. wissen wir nicht und werden es wohl erst erfahren, wenn die geologische Durchforschung des Kronstädter Beckens weiter fortgeschritten sein wird. Wir wissen zwar, daß in demselben ein levantinischer See vorhanden war. wir kennen auch diluviale Funde aus dem Becken, aber die Verbreitung der charakteristischen Schichtkomplexe. die Höhenlage der einzelnen Wasserniveaus kennen wir noch nicht. Ich habe mit Aufmerksamkeit nach vermutlichen Strandterrassen des levantinischen Sees gesucht. ich habe einzelne. eventuell als solche anzusprechende Formen (Plattformen mit Schottern) bei Feketehálom, Kronstadt, Zagon. Kézdi Szt. Lélek gefunden (ich vermute das Niveau in 720 m), aber für eine sichere morphologische Rekonstruktion des Seeufers genügt dies noch nicht. Jedenfalls glaube ich nicht, daß das levantinische Seeniveau höher reichte als 750 m. sonst hätte sich der See seinen Abfluß durch das Bodzatal gefunden und es wäre nicht einzusehen, wodurch das viel ungünstiger veranlagte Alttal der Bodza den Vorrang hätte ablaufen sollen.

Nachdem der levantinische See abgeflossen war, erfuhr das Kronstädter Becken von allen Seiten her mächtige Zuschüttung, die noch heute andauert, so daß im ganzen Kronstädter Becken keine eigentlichen Terrassen zu erkennen sind. Eine Unzahl größerer und kleinerer, manchmal auch ineinander geschachtelter Schuttkegel legte sich in das Becken. Auf denselben gabeln sich die Bäche in zahlreiche Arme, die bei jedem Hochwasser verlegt werden. Die größten dieser Schwemmkegel haben der Fekete Ügy und seine rechten Nebenflüsse, dann der Zágonbach, die obere Aluta, vor allem aber der Tatrang mit allen ihm einst und heute tributären Bächen (Garcsin p., Petersburgerbach, Tömös p.) und der Burzenbach mit dem Vidombák und Ujárok. Der Tatrang Schuttkegel, der die Schollengebirge des Varhegy mit umfaßt. bedeckt eine Fläche von fast 300 km². der Burzenländer gegen 200 km²; um ein Bild dieses wichtigen morphologischen Elementes zu liefern, will ich den letzteren schildern.

Der Burzenländer Schuttkegel (siehe Profil Fig. 11) hat seinen Scheitel in der Gegend von Rozsnyó in zirka 600 m und fällt mit nicht unwesentlichem Gefälle (fast 5‰) gegen N bis NE; dabei erweitert sich das ursprünglich schmale Dreieck bis zu 10 km Breite. Auf ihm strömen drei Hauptbäche (Weidenbach. Burzen-

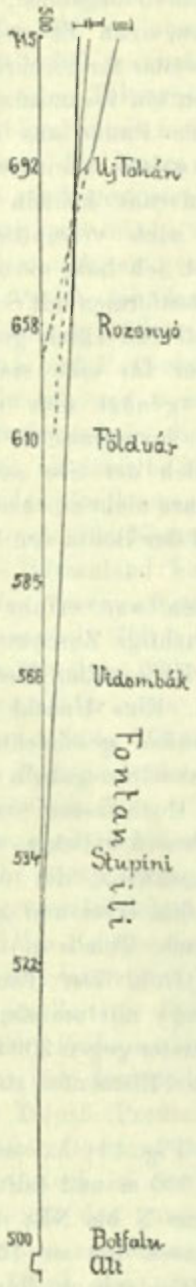


Fig. 11. Profil durch die Berzenländer Schuttkegel (I rezent, III diluvial). (Längenmaßstab 1 : 200 000, Höhenmaßstab 1 : 4000).

bach und Neugraben) abwärts, sich oft gabelnd, manchmal auch versiegend. Die Grundwasseroberfläche des Schuttkegels hat nämlich ein geringeres Gefälle als die Oberfläche desselben und so schneiden sich die beiden Oberflächen ungefähr in der Mitte. Daher ist der obere Teil des Schuttkegels, der mehr oder weniger hoch über dem Grundwasser liegt, trocken, ja das Niederschlagswasser und selbst das Flußwasser versiegt leicht und schnell in dem durchlässigen Schotter. In der Mitte des Kegels, etwa in der Gegend von Mehkertek und Zeiden, tritt das Grundwasser an die Oberfläche des Schuttkegels, hier finden sich zahlreiche Quellen, beginnen zahlreiche Bäche und das ganze Land versumpft (Fontanili-Region). Der ganze Schuttkegel ist nur von Ackerflächen bedeckt, die Ortschaften suchen seinen Rand auf und liegen an der Grenze von Becken und Gebirge; bessere Wege überschreiten den Kegel nur selten und nur auf hohen Dämmen.

Der Burzenländer Schuttkegel ist übrigens nur der jüngste einer ganzen Serie von Schuttkegeln, die einst in höheren Niveaus lagen und von denen nur die Scheitel in der Umgebung des Törzburger Passes erhalten sind. Nur wenig (10 m), aber schon merklich erheben sich die Schotterflächen von Ótohán (gegen Zernest) und Ujtohan gegen Predeal über das heutige Talniveau; je weiter wir talaufwärts gehen, desto mehr erheben sich diese Schotterflächen über den Talboden, bei Predeal und Zernest[1]) schon 20 m.

[1]) Bei Zernest konnte ich in einem Aufschluß die Zusammensetzung des Schwemmkegels erkennen: er besteht aus gut geschichteten, unreinen grauen Tegeln mit Einlagerungen von ziemlich kleinkörnigen Quarz- und Kalkschottern.

Noch höher steigen die nun schon in schmale Riedel zerschnittenen Schottermassen, welche die Hügellandschaft zwischen Szohodol, Predeal und Zernest bilden und zu 800—900 m sich erheben. Das ganze Hügelland ist bestreut und wahrscheinlich auch zusammengesetzt aus großen Quarzgeröllen, die wohl dem Bucsecskonglomerat entstammen; der Ausgangspunkt dieses hohen Kegels liegt bei Törzburg in 880—900 m und sinkt nach allen Seiten (gegen Zernest, Ujtohán und den Nagy Vidombák) auf 800 m. Dieser Schuttkegel dürfte wohl schon diluvial, vielleicht gar pliozän sein. Die beiden höheren Schwemmkegel haben ein viel steileres Gefälle als der rezente: zwischen Turkulhid und Predeal haben der unterste (rezente) Schwemmkegel 13‰, der mittlere etwa 16‰, der höchste 45‰ Gefälle. Diese Unterschiede, speziell zwischen dem obersten und den beiden jüngeren, sind so bedeutend, daß man wenigstens für den ersteren den Schluß ziehen könnte, er sei disloziert. Der oberste taucht, wie es obenstehende Zeichnung (Fig. 11) erläutert, unter die jüngeren unter. Dann müßte man also noch sehr jugendliche Senkungsbewegungen im Burzenländer Becken annehmen.

6) Das Hargittagebirge. — Alle die besprochenen Bekkenlandschaften, die Gyergyó, die Csik und das Kronstädter Bekken sind nach ihrer ganzen Anlage und Morphologie nichts Anderes als Randbildungen des Siebenbürger Beckens, in ihrer morphologischen Stellung etwa ähnlich der Hátszeger Bucht oder der Kalotaszég; aber sie sind von dem siebenbürgischen Becken abgetrennt worden durch die gewaltige vulkanische Aufschüttung, die sich im Norden an den Kaliman, im Osten einige Male an das siebenbürgisch-ungarische Grenzgebirge, im Süden an das Baróter und Persanyer Gebirge anschließt, die Hargitta. Betrachtet man das Kartenbild der Hargitta auf einer Karte kleinen Maßstabes, wäre man versucht, dieselbe für eine Gebirgskette zu halten. Durchstreift man aber das Gebirge in der Natur, so kommt man zu einer ganz anderen Vorstellung.

Die gewaltige Kette der Hargitta ist trotz der klassischen Arbeiten eines v. Richthofen und Herbich, trotz der zahlreichen Detailbeobachtungen v. Lóczys, Lörentheys, Kochs u. v. a. ein geologisch durchaus noch nicht genügend durchforschtes Gebirge, besteht morphologisch hauptsächlich aus sieben gewaltigen vulkanischen Kegeln, die überwiegend aus vulkanischen Tuffen

und Breccien aufgebaut sind. Diese sieben Kegel, von denen einige in bezug auf horizontale Dimensionen dem Vesuv gleich, ja dem Ätna nahe kommen, sind: Der Fancsal (1684 m) mit einem Durchmesser von 24 km (reicht vom Marosdurchbruch bis zur Tiefenfurche von Laposnya), der Mezöhavas (1777 m) mit einem Durchmesser von 14—20 km (reicht bis zur Tiefenfurche von Bucsintetö 1287 m), der kleine Veröfény sarka (1476 m) mit einem Durchmesser von 6 km, reicht bis zur Putnatetöfurche, der Somlyó (1575 m) — Csomafalvi (1685 m), Durchmesser 14 km, bis zur Tiefenfurche von Szenete-Sikaszó (991 m), die kleinere Masse des Ostorós (1386 m) — Fertötetö (1589 m), die eine 10 km lange, 6 km breite elliptische Masse darstellt, bis zur Madarasifurche (1379 m), ferner die Kegel der eigentlichen Hargitta (Madarasi Hargitta 1801 m), ein 18 km langer, 10 km breiter Komplex, der bis zur Tolvajosfurche reicht (977 m), endlich der sehr ausgedehnte Kákukhegy (1558 m), dessen Gruppe in 25 km langer Erstreckung bis an den Tusnáder Durchbruch reicht. Diese Vulkankegel erscheinen als solche besonders, wenn man sie aus größerer Entfernung betrachtet, z. B. vom dem Gebiete der Kokeltäler aus (siehe Abb. 16, Tafel XI), so daß die jüngeren Erosionsformen, die Täler und Schluchten für das Auge verschwinden.

Daß es sich um echte Vulkankegel handelt, erhellt nicht nur aus dem Material, aus dem die Berge aufgebaut sind, sondern auch aus dem Formenschatz. Es sind isolierte Kegelberge, die rings von Tiefenlinien und Becken umgeben sind (siehe Profil Fig. 12 und 13); ihr Mantel steigt sanft und gleichmäßig gegen die Kulmination, die einstigen Eruptionszentren, empor (das Gefälle dieser Mantelflächen betragt meist 50—100‰). Die Gefällsverhältnisse mögen folgende, willkürlich herausgegriffene Zahlen erläutern:

Mantel des	Rücken	im oberen	mittleren	unteren Teil
Mezöhavas	Karbóhagó	165‰	73‰	27‰
	Denisu Macska	100‰	36‰	30‰
Fancsal	Dobrilor	35‰	25‰	29‰
	Muchea Lunga	75‰	67‰	43‰

Wenngleich die Gefällswerte in verschiedenen Gegenden beträchtlich schwanken, sehen wir die allgemeine Erscheinung, daß dieselben nach unten zu abnehmen: die Kegel haben nach oben konkave Mäntel. Meistenteils sind die Mäntel der Vulkane durch

intensive Talbildung in zahlreiche, zentrifugal auseinander eilende und gleichzeitig regelmäßig sinkende Rücken zerschnitten; vielerorts sieht man noch die ursprünglichen Kegelmäntel intakt vor sich [1]). So im Südwesten des Fancsal (Deala Tausorplateau), im Westen (Dealu Denisu), und im Nordosten (Feherag) des Mezöhavas, im Südwesten der Madarasi Hargitta (Homoróder Plateau) u. s. w. Ich habe diese zahlreich erhaltenen Mantelflächen benützt, um eine Isohypsenkarte der unzerschnittenen Hargittaoberfläche

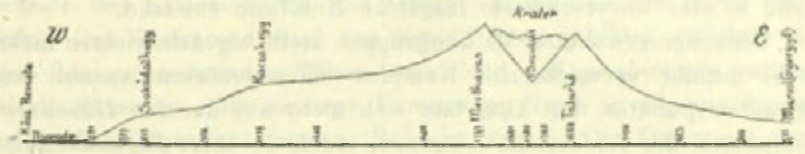


Fig. 12. Profil durch den Vulkankegel des Mezöhavas.
(Längen 1 : 400.000, Höhen 1 : 80.000).

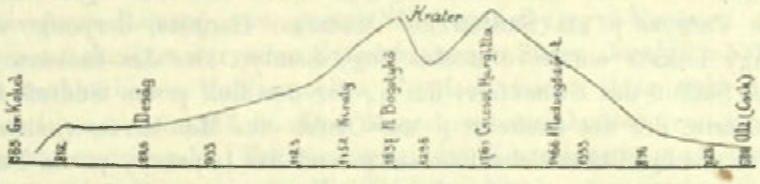


Fig. 13. Profil durch den Vulkankegel der Hargitta.
(Längen 1 : 300.000, Höhen 1 : 60.000).

zu konstruieren (siehe Tafel IX), die wohl besser als irgendeine andere Illustration die folgenden Ausführungen zu erläutern imstande ist. Durch Ausfüllung der jüngeren Erosionserscheinungen gewinnen wir plötzlich ein außerordentlich einfaches und klares Bild, das vor unserem geistigen Auge eine Vulkankegellandschaft entstehen läßt in so jugendlich-reinen Formen, wie wir es heute etwa auf Java finden. Dieser klare Eindruck läßt sich in der Natur nur schwer gewinnen wegen der Ausdehnung, Sanftheit und weitgehenden Zerstörung der Einzelformen.

Von jedem einzelnen der Vulkankegel geht ein selbständiges zentrifugales Entwässerungsnetz aus. Die Taldichte ist bei der Undurchlässigkeit des Materials und der Größe des Gefälles der

[1]) Radvanyis Lavadeckentypus. (Lit. 29).

Oberfläche ziemlich groß; die Eintiefung der Täler ist meist schon sehr weit vorgeschritten, so daß das ganze Vulkangebirge reich ist an Schluchten und malerischen wilden Engpässen. Nur die oben erwähnten Tiefenfurchen scheinen mit ihren relativ sanften Gehängen eine Ausnahme hievon zu bilden. Es handelt sich aber bei diesen Tiefenlinien nicht um erosive Talfurchen, sondern um interkolline Furchen, die dadurch entstanden sind, daß hier zwei große Vulkankegel zusammenstießen, ohne ganz miteinander zu verschmelzen, und so eine unverschüttete längliche Hohlform entstand.

Jede der erwähnten Vulkangruppen stellt eigentlich einen mehr oder minder verwachsenen Komplex einer größeren Anzahl von Eruptionspunkten dar. Dies läßt sich nicht nur aus den Höhenverhältnissen der Landschaft erkennen, indem bei ihrer Jugendlichkeit meist noch den einstigen Auswurfstellen die Kulminationen des heutigen Gebirges entsprechen, sondern auch aus den Formverhältnissen, indem die alten Kratere im Formenschatz wenigstens noch angedeutet sind. Die schönsten von ihnen sind der Quellkessel des Vargyas p. am Südfuß der Madarasi Hargitta, derjenige des Nagy Lokviz am Nordfuß des Nagy Somlyó, der des Szobászo p. am Südfuß des Czomafalvi dél h., der des Lok p. am Südfuß des Osztoros, der des Szekelyi p. am Ostfuß des Mezöhavas, vielleicht auch die Quellkessel des Fancsal p. und des Laposnya p. am Südfuß des Fancsal und der Batrina. Ob der merkwürdige seichte Kessel Lucs Melléke am Westfuß des Nagy Köbükk h. eine Caldera in statu nascendi ist, wie es den Anschein hat, wage ich nicht zu entscheiden, da ich sie nicht besucht habe.

Diese Kratere gehören zu den imposantesten Formen der Karpaten (siehe Fig. 12, 13 oben und Abb. 17, Tafel XI). Sie ähneln in den Grundzügen dem Krater mit dem St. Annensee, doch sind ihre Dimensionen unvergleichlich größer. Es sind meist 4—5 km im Durchmesser messende, kreisförmige Talkessel mit in gleicher Höhe sich haltendem, scharfem Kraterrand, der sanft nach außen, steil gegen innen zu dem meist 500—600 m tiefen Kraterkessel abfällt. Derselbe — eine echte Caldera — ist nicht wie beim St. Annensee rings geschlossen, sondern schon durch einen zentralen Bach dem allgemeinen Entwässerungsnetz einverleibt; der Bach — ein typischer Barranco (siehe Abb. 17) — durchbricht an einer Stelle die Kraterumwallung und entführt die ganzen Niederschläge, die auf die ehemaligen Kraterwände fallen, nach außen.

Als Beispiel möchte ich die Kratere des Mezöhavas und der Madarasi Hargitta kurz beschreiben. Der Krater des Mezöhavas hat 4 5 km Durchmesser und 600 m Tiefe (allerdings ist letztere zum Teil der jüngeren fluviatilen Erosion zu danken). Der Kraterrand hält sich in 1650—1750 m (1731 m, Mezöhavas 1777 m, Nagy ág 1728 m, Felleszilása 1648, 1628 m, Dealu Gainusei 1680 m, Tatárkö 1688 m, Tatárka 1636 m) und ist nur auf der Nordseite aufgeschlitzt, wo der Barranco des Szekely p. die Gewässer des Kraterinneren zum Görgenybache und zur Maros entführt. Der Kraterrand wird von festen Laven gebildet, während in den ihm entströmenden Tälern man bald auf geschichtete vulkanische Breccien stößt (György Ferencz p., Nagy ág p.), aus denen kühle Schichtquellen strömen (Rákoczy kut) [1]). Der Gegensatz der flachen sanften Mantelabdachung des Kegels (50—100‰) und der außerordentlich steilen, dicht bewaldeten Innenabdachung (250‰) ist am ganzen Kraterrande sehr auffallend. Am besten entwickeln konnte sich die Außenabdachung gegen NW (gegen Libánfalva und Köszvényes-Remete) und gegen NE (gegen Gyergyó-Remete), am meisten behindert war seine Entwicklung im Süden durch die Nähe des nachbarlichen Vulkanstockes Veröfeny Sarka; hier sinkt der Mantel nur auf 1287 m. Der Mantel ist zerschnitten von einer typisch zentrifugalen Entwässerung, das Kraterinnere von einem zentripetalen Gewässernetz. Während das letztere nur erosive Formen erzeugt, schneidet sich das erstere in den oberen Partien des Vulkankegels ein und schüttet dann an dessen Fuße einen Kranz prächtiger Schuttkegel auf. Dabei besteht aber zwischen Ost- und Westfuß der Unterschied, daß die Gyergyó noch heute in Zuschüttung begriffen ist, während das Randgebiet des siebenbürgischen Beckens selbst auch zerschnitten wird.

Einen nicht weniger typischen Vulkankegel stellt die Hargitta s. s. dar. Über mächtige Lavaplateauflächen, die mit wohl aus Schlammströmen ausgewitterten Blöcken und zahlreichen Gerollen übersät sind (siehe Abb. 18, Tafel XI), steigt man von Homoród die sanfte Mantelfläche des Kegels empor [2]).

[1]) Die Schichtquellen spielen im Leben der hier und im ganzen Gebirge nomadisierenden Hirten eine bedeutende Rolle; sie sind alle mit eigenen Namen belegt und sorgfältig auf der Militärkarte verzeichnet.

[2]) Dabei kann man eine merkwürdige Beobachtung machen: in vielen Profilen (im Tale der Maros, der Kis und Nagy Küküllö) kann man erkennen, daß

An der Hargitta treffen wir schon in 900 m, oberhalb Szentegyhazas-Oláhfalu anstehend dünnplattige, schiefrige Andesite, so daß dieser Vulkan zum Unterschied vom Mezöhavas mehr aus Laven, weniger aus Trümmermaterial bestünde. Diese Laven bilden z. B. auf dem Oltarkö prächtige prismatische Kanzeln (siehe Abb. 18, Tafel XI). Der Kraterrand der Hargitta ist ein Ringgebirge von 3·5 km Durchmesser und zirka 1600 m durchschnittlicher Höhe [1571 m, Nagy (1687 m) und Kis (1671 m) Bagolykö 1611 m, 1610 m, Madefalvi Hargitta 1709 m, 1610, 1631 m, Medye mezötetö 1599 m]. Die Kulminationen des Gebietes, die Madarasi Hargitta (1801 m) und Rákosi Hargitta (1758 m) liegen etwas abseits vom Kraterrand und scheinen als parasitäre Vulkane auf Radialspalten aufgebaut zu sein. Es wiederholt sich der Gegensatz der Mantelabdachung, die am besten gegen N und SE erhalten ist, zur kesselartigen steilen Abdachung des Innenkraters, dessen Tiefe hier übrigens nur 300 m beträgt. Der Krater ist gegen Süden geöffnet, wo er vom Barranco des Vargyaspatak durchbrochen wird.

Das ganze Kegelgebirge der Hargitta tönt, möchte man sagen, in ausgedehnte vulkanische Plateaus aus, die speziell seinen Westfuß begleiten und besonders in der Gegend zwischen dem kl. und gr. Kokeltale wohl ausgebildet sind. Diese Plateaus, z. B. das von Korond, haben immer ebene Oberflächen und dort, wo Erosion sie angeschnitten hat, große Steilabstürze. Das ganze Plateau, über das sich nur einzelne kleine Rippen erheben, ist bestreut mit gewaltigen, 1 m³ großen Lavablöcken: das sind die von Herbich als Gletscherspuren angesprochenen Blöcke, die allerdings nicht das beweisen können, was sie sollen. Es sind schlecht gerundete, jedenfalls nur von Schlammströmen herabgebrachte und ausgewitterte Blöcke; von Gletscherspuren konnte ich trotz des eifrigsten und

die Schlammströme der eruptiven Massen und die sicher älteren mediterranen Schichten, die wenig gestört sind, in demselben Niveau liegen. Nun flossen aber die Schlammströme ihrer Natur nach auf einer geneigten Oberfläche abwärts, und zwar sogar mit bedeutendem Gefälle, weil sie oft gewaltige Blöcke mittransportiert haben. Da dieses Oberflächengefälle nach außen heute nicht mehr vorhanden ist, ja eigentlich in ein entgegengesetztes umgewandelt ist, läßt sich wohl eine Schlußfolgerung in hypothetischer Form nicht abweisen, daß die Hargitta, wenigstens lokal, nach ihrer Aufschüttung wieder eingesunken ist. Diese Annahme könnte mit Hinblick auf neuere Gebirgsbildungshypothesen von großer Bedeutung sein: umso vorsichtiger muß man jedoch bei der Schlußfolgerung sein.

aufmerksamsten Suchens im ganzen Hargittagebirge keine Anzeichen entdecken.

Dort, wo diese Lava- und Brecciendecken durch die Erosion zerschnitten sind, entlang des ganzen Westabhanges der Hargitta, kann man die Auflagerung der vulkanischen Massen auf ausgedehnten Schotterbildungen beobachten. Diese Unterlage der vulkanischen Bildungen besteht aber aus einem Material, das nicht der näheren Umgebung entstammt, sondern, wie sich dies aus petrographischen Merkmalen folgern läßt, aus dem rumänisch-siebenbürgischen Grenzgebirge der Ostkarpaten abgeleitet werden muß. Dies haben schon die ungarischen Geologen, besonders Palfy (Lit. 118) und Koch (Lit. 56) lebhaft betont, nachdem sie solche Schotter (Kalk- und kristalline Schotter) in der Umgebung von Görgeny und Székely-Udvarhély gefunden hatten. Diesen Funden kann ich eine Reihe weiterer Beobachtungen hinzufügen, welche beweisen, daß die Überlagerung der vulkanischen Gebilde auf die allochthonen Schotter eine ganz generelle Erscheinung ist.

Bei der Durchquerung des Mezohavas stellte ich zirka 4 km westlich vom Parajd beim Kilometer 60·4 der Straße nach Gyergyó-Szt. Miklós unter dem groben vulkanischen Schutt eine Menge kleiner, ausgezeichnet gerollter, fremder Schotter fest u. zw.: grüne und graue kristallinische Schiefer, Talkschiefer, alle fein gefältelt, dann weiße kristalline Schiefer, dunkle und helle, offenbar mesozoische Kalke, hellbraune Kalkmergel, Quarze, also echtes, buntes Gerolle eines kristallinen Urgebirges mit Kalkzone; dabei sind es richtige abgeflachte Flußgeschiebe von kleinem Korn (1—2 cm, selten bis 7 cm Durchmesser). Die Überlagerung durch Eruptivbildungen ist hier ganz klar.

Diese Schotter konnte ich weder in der Umgebung des Parajder Bergwerks (Sóbánya) noch auf dem Wege nach Szováta und Szováta fürdö mit seinen merkwürdigen heißen Salzseen finden. Offenbar liegen die Schotter nur in Streifen entlang alter Flußtäler, sind aber nicht flächenhaft verbreitet. Diese Vermutung wurde bestätigt, da ich im Kisküküllötal ausgehnte Ablagerungen dieser fremden Schotter fand. In allen Bächen, die der Kokel zwischen Sóvárad und Makefalva zuströmen, findet man zahllose fremde Geschiebe von 1—5 cm Größe, also meist sehr klein; so grüne Talkschiefer, gequetschte Gneiße, dunkelblaue und braune Kalke, viele Quarze und kristalline Kalke, alles ausgezeichnet gerollt. Diese

Schotter stammen aus meist dünnen Schotterlagen. die mit mächtigen gelben Tonen, auch Sanden (sarmatisch) wechsellagern und nach unten in blau-graue Tone (mediterran) übergehen. Nach oben zu werden die gelben Tone und Sande immer schotterreicher und endlich bilden die Schotter bis zu 2 m mächtige Lager; sie sind von derselben Zusammensetzung. aber etwas gröber wie die tieferen Schotter. Noch gröbere. bis nußgroße Gerolle derselben Art fand ich beim Dorfe Kibéd, also schon näher der Hargitta. Daß die beiden Serien von Schottern älter sind als die Eruption der Hargitta, erhellt aus zwei Umständen: aus der Überlagerung durch eruptive Massen, die hier nur wie Kappen auf dem Hügellande aufsitzen, und aus dem Mangel von eruptivem Material im Schotter, eventuell noch aus der Verknüpfung mit den sicher älteren Tegeln. Noch eine wichtige Folgerung können wir aus diesen Schottern ziehen: die ältesten sind die feinsten, die jüngsten die gröbsten: die Küste, an der sie abgelagert wurden, hob sich also während der Ablagerung der Schotter, was offenbar ein Vorbote war für die bald nachfolgende küstennahe Eruption.

Weitere Fundstellen des allochthonen Schotters liegen 3 km oberhalb Farkaslaka, nördlich von Székely-Udvarhély, wo sie deutlich unter den eruptiven Breccien liegen. Auf dem weiteren Wege nach Udvarhély fand ich ihn noch auf der Höhe südlich von Lélék, in einem kleinen Aufschluß bei der Wegabzweigung nach Lengyelfalva. Dabei kann man die Schichtfolge: Schotter, darunter Sande, endlich graue mediterrane Tone beim Abstieg klar feststellen. Die Vermutung Pálfys, die Schotter seien sarmatisch, mag wohl richtig sein. Das stimmt mit dem Postulate, daß sie älter seien als die Eruption der Hargitta, denn die letzteren begannen nach der herrschenden Ansicht erst im Pontikum.

7) Zusammenfassung. — Ich will nun versuchen, auf Grund des beigebrachten Beobachtungsmateriales die Morphogenese der ostsiebenbürgischen Beckenlandschaft, soweit man sie heute erkennen kann. kurz zu charakterisieren. Ich glaube, es unterliegt keinem Zweifel, daß, bevor die jugendliche Hargitta aufgebaut wurde. und nachdem das jungtertiäre Meer den siebenbürgischen Rand der Ostkarpaten verlassen hatte, an Stelle der Hargitta und der ostsiebenbürgichen Becken sich eine ausreifende Landoberfläche mit einer direkt in vielen Armen westwärts gerichteten konsequenten Entwässerung entwickelte. Wahrscheinlich war die junge Küs-

tenebene sanft westwärts geneigt, griff in trichterförmigen Buchten (Gyergyó, Csik) und kleinen Becken (Háromszék. Burzenland) ins Hinterland, das ostkarpatische Grenzgebirge, ein. Noch heute sehen wir diesen ausgereiften Gebirgsrand vor uns, noch heute können wir die Reste alter Wasserscheiden, die westwärts zogen, feststellen und finden in den Betten der alten konsequenten Entwässerung selbst jenseits der heutigen Hargitta die Schotter aus kristallinen Gesteinen und Kalk, die diese Flüsse nach dem Westen schleppten [1].

Da begann sich am Rande der Küstenebene gegen das jungtertiäre Meer der Boden zu heben: die in das Meer getragenen Schotter werden gröber. Es ist das erste Anzeichen der Bodenunruhe, die bald zur Öffnung gewaltiger Spaltsysteme führt, an denen nun in gewissen Abständen große Massen von Magmen und noch größere Massen von vulkanischen Trümmern aus der Tiefe heraufbefördert und zu einer imposanten Reihe von Vulkankegeln aufgeschüttet wurden. Dabei begann die Aufschüttung des Büdös, wie es scheint, früher als die des eigentlichen Hargittagebirges. Die Aufschüttung des vulkanischen Gebirges, die relativ rasch erfolgte, mußte von den weitestgehenden Folgen für die Morphologie und Hydrographie der Landschaft begleitet sein. Teile der früheren Küstenebene wurden nun von dem zentralen Becken abgeschnitten und so interkolline Becken durch Stau erzeugt. In diesen Becken setzte eine intensive Zuschüttung ein, sei es nun in sublakustren, sei es in subaerilen Formen. Das hydrographische, konsequente Flussnetz wurde mit einem Schlage zerstört. Die konsequenten Flußadern (Nagyág, kl. und gr. Kokel, vielleicht auch die Maros und Aluta) verloren ihren Oberlauf, der nun östlich des Hargittagebirges aufgestaut wurde. So entstanden hier wahrscheinlich Seen, von denen schwache Spuren im Gyergyóer und Kronstädter Becken bis zu 720 m zu finden sind; wir finden diese Strandformen jedoch nicht höher, da sonst die Wässer der Stauseen sich ihren Abfluß durch die Bodza nach Rumänien und nicht durch die Alt ins Fogarascher Becken gefunden hätten. Im Gyergyóer Becken reichen

[1]) Die von Radvanyi diskutierte Frage, was vor der Hargitta an ihrer Stelle war, ob Meer oder Land, läßt sich also dahin beantworten, daß hier jedenfalls eine Küstenlandschaft vorlag (kein hohes Land und keine ozeanische Tiefe), an der Akkumulationsvorgänge und epeirogenetische Bewegungen bedeutsame Verlegungen der Küstenlinie hervorrufen konnten.

sie nicht über 850 m. da sonst dessen Wässer gegen Süden in die Csik und nicht nach Nordwesten abgeflossen wären.

Endlich fanden diese gestauten Seen ihren Abfluß: und zwar an der niedrigsten Stelle der Umrahmung, wobei die natürlichen, zwischen den Vulkankegeln durchgehenden Tiefenfurchen benützt wurden. So bahnte sich die Maros ihren Weg wahrscheinlich in einer Höhe von zirka 800 m zwischen Kaliman und Fancsal nach Westen, die Alt in etwa derselben Höhe zwischen Piliske und Büdös nach Süden. Die übrigen Tiefenfurchen die von der Gyergyó, resp. Csik durch die Hargitta durchführen, liegen alle höher. Waren die Durchbrüche einmal angelegt, so trat rasch Tiefenerosion ein, es entstanden die jugendlichen Schluchten, die heute die Maros- und Altdurchbrüche landschaftlich so anziehend machen. Die Alt mußte überdies die alten sekundären, wasserscheidenden Rücken bei Csik Rákos und Csik Zsögöd durchbrechen und so die 3 Csiker Teilbecken zu einer hydrographischen Einheit zusammenschweißen. Die Tieferlegung ging ruckweise von statten (was mit der Entwicklung des siebenbürgischen Beckens zusammenhing), wovon die durch die Durchbrüche durchgehenden (diluvialen) Terrassen zeugen.

Die Entstehung der Durchbrüche hatte weiter zur Folge, daß die Stauseen abflossen und nun die Becken der subaerilen Zuschüttung (Schwemm- und Schuttkegelbildung) preisgegeben wurden. Die rasch tiefer gelegte Erosionsbasis verursachte eine kräftige Zertalung des Vulkangebirges, die zentrifugale Entwässerung grub sich in tiefen Schluchten ein, die Vulkanmäntel wurden zerstört, die Kratere durch Barrancos aufgeschlitzt.

Diese ganze Entwicklung haben wir zeitlich in die geologische Spanne Zeit einzuräumen, die der Aufschüttung der Hargitta nachfolgte und der Ausbildung der diluvialen Terrassen voranging, also ins Postpontikum bis Prädiluvium. Im Diluvium war das Antlitz selbst dieses morphologisch jüngsten Teiles Siebenbürgens in seinen Grundzügen dem heutigen ähnlich.

Im obigen habe ich versucht, den ungeheuer mannigfaltigen Formenschatz Siebenbürgens, seine Gebirgs- und Beckenlandschaften, seine kontinentalen Einebnungs- und Verjüngungslandschaften, seine Küsten- und Terrassenlandschaften, seine vulkanischen, glazialen und Karstlandschaften, nicht nur in den wesentlichsten Zügen morphologisch zu beschreiben, sondern auch morphogenetisch zu erklären.

Morphologische Gliederung Siebenbürgens.

L. Sawicki

L. Sawicki.

Rekonstruktion

der unzerschnittenen, akkumulativen Oberfläche

des

Hargittagebirges.

Maßstab 1 : 5,250.000.

L. Sawicki.

Ich habe mich bemüht, einerseits den beiden Hauptaufgaben moderner Geographie, zu beschreiben und zu erklären, in gleicher Weise nachzukommen, anderseits immer die Tatsachen von der Interpretation klar zu trennen. Ich bin mir aller Schwächen des bald mehr, bald weniger hypothetischen Bildes wohl bewußt, glaube aber doch in der Erkenntnis eines hochinteressanten und von Morphologen noch sehr wenig bearbeiteten Teiles der Karpaten einen wesentlichen Schritt vorwärts gekommen zu sein und jetzt wenigstens den Rahmen und die Problemstellung für die weitere Detailforschung und Detailarbeit geboten zu haben.

Erläuterungen zu den Tafeln.

Tafel VII. Die wichtigsten morphologischen Landschaften Siebenbürgens, gegliedert auf physiognomisch-entwicklungsgeschichtlicher Grundlage.

Tafel VIII. Rekonstruktion der dislozierten, ausgereiften Oberfläche des Pojana Ruszka-Massivs, die heute in fortschreitender Zerstörung begriffen ist. Auf Grund von Begehung in der Natur und der Spezialkarte 1 : 75000 wurde festgestellt, welche Teile der heutigen Oberfläche des Gebirges als der älteren Entwicklungsreihe angehörig anzusehen sind; diese Flächen wurden punktiert, überdies die in diese Oberfläche fallenden Cöten der Spezialkarte mit einem Kreuzchen versehen. Hierauf erfolgte unter Ausschaltung der jüngeren Erosionserscheinungen die Rekonstruktion des Isohypsenverlaufes der alten Oberfläche.

Tafel IX. Rekonstruktion der ursprünglichen Akkumulationsoberfläche der Hargitta. Verfahren wie in Tafel VIII; Grundlage ist auch hier die Spezialkarte 1 : 75000; die Originalrekonstruktion wurde unter Weglassung der Bezeichnung der noch erhaltenen urspünglichen Oberflächen siebenfach verkleinert.

Tafel X. Abb. 1. Der untere Marosdurchbruch. Blick von den Nordhängen des Tales gegenüber Maria Radna talaufwärts. An den Rändern rechts und links die pontische Oberfläche mit dem pontischen Marostalboden, auf dem sich links die Ruine Sólymos befindet; in dasselbe eingeschnitten zwei jüngere Talsysteme: ein reiferes höheres und ein jugendliches tieferes, getrennt durch auffallende Gehängeknicke an beiden Talflanken.

Abb. 2. Das Marostal bei Zám, gesehen von der 400 m-Terrasse (Magura 412 m). Im harten Gestein (Diorit) nimmt das Tal jugendliche, steilufrige Formen an, Gehänge (zahlreiche Knicke bemerkbar) waldbedeckt, relative Siedlungsleere, Maroslauf ziemlich geradlinig, nur der Schuttkegel der Mislocini- Täler drängt den Fluß lokal ab. Im Hintergrunde sieht man die geradlinige „Skyline“ der Rumpffläche des Pojana Ruszka-Massives, in halber Höhe die ebenfalls geradlinige Akkumulationsoberfläche der pontischen Strandbildungen.

Abb. 3. Das Marostal bei Tataresd, gesehen vom Kapellenberge bei Bursuk. Im weichem Gesteine (Pontikum) Talweitung (von Maros Illye), relativer Siedlungsreichtum, die Maros bildet Mäander. Im Hintergrunde, wie bei Abb. 2., aber etwas näher, die Rumpfläche des Pojana Ruszka-Massivs und die Strandlinie des pontischen Meeres (bei Dobra).

Abb. 4. Die Klippen von Preszaka, die Rumpffläche des siebenbürgischen Erzgebirges überragend. Herauspräparierter Jurakalk (mit scharfen Formen) schwimmt auf der Kreideunterlage (weiche Formen).

Abb. 5. Die zertalte, von der Vulkanlandschaft überragte Rumpffläche des siebenbürgischen Erzgebirges. Im Vordergrunde die ausreifenden Verjüngungsformen des Erzgebirges (Aranyostal bei Offenbanya), dahinter die eingeebnete kretazische Rumpffläche (1000 m), überragt vom Vulkangebirge Offenbanyas (Poenita, 1437 m), das der Rumpffläche aufgesetzt erscheint.

Abb. 6. Die Rumpffläche des Gyaluer Massives und dessen Verjüngung. Die wiesenbedeckten Hochflächen, die in ein Niveau fallen, sind Reststücke der Rumpffläche (die Rücken des Muntele mare, des Dobrin); die Täler sind schmale, waldbedeckte, steilhangige Schluchten (Jaratal).

Abb. 7. Gipfelregion der Gyaluer Rumpffläche. Die Cucurbeta (1769 m) und Biharspitze (1849 m), gesehen von Ost. Die Südabdachung des asymmetrischen Gipfels gehört mit ihren sanften Formen der Rumpffläche an, die Nordhänge sind glazial unterschnitten.

Abb. 8. Das Bihar-Kar. Scharfer Kontrast der der tertiären Rumpffläche angehörigen greisenhaften Formen des kulminierenden Rückens (1849 m) und der anormalen, übersteilen, in seine Nordflanke (V. Ceni) eingefressenen glazialen Formen (Karwand mit Felsbildungen, Trogtal mit Wannenboden).

Abb. 9. Das Hügelland des zentralen Beckens. Umgebung des deutschen Kolonistendorfes Baasen (Straßendorf). Sanft zerschnittenes Hügelland (Taltiefe 100 m), Verflachen der Rücken konform dem Schichtstreichen, Rutschungserscheinungen des von mediterranem Tegel unterlagerten sarmatischen Sandes; an der Schichtgrenze entspringen die Salzquellen des Ortes; Heidelandschaft auf dem Sandboden.

Tafel XI. Abb. 10. Die Kuestalandschaft der Kalotaszeg. Regelmäßiges, sanftes Fallen der ebenflächigen Rücken (Cetati, Csula), konform dem Schichtfallen, Entwicklung von breitbödigen subsequenten Talformen (Bökeny p., Kalota p.) senkrecht darauf, Abtrennung einzelner asymmetrischer Tafelberge (Cetati 806 m) durch die Talbildung.

Abb. 11. Asymmetrie der Kuesta-Rücken. Die Rückenfläche (südlich Bocs, Kalotaszeg) im Mittelgrund, fällt konform der herauspräparierten Kalkschichte sanft gegen Norden, kehrt ihren Steilabfall gegen Süden, wo die Schichtköpfe ausstreichen. Die Kalkbank überlagert konkordant weichere eozäne Sandstein- und Schieferschichten, daher Rutschungserscheinungen und Gekrieche. Im Hintergrunde die vulkanischen Höhen der Vlegyasza Golumbat (1128 m) und Chicera (1197 m).

Abb. 12. Das subsequente, reife Almastal unterhalb Nagy Almas. Talasymmetrie, sanftes Gehänge im Schichtfallen, steiles an den Schichtköpfen, das Tal verläuft parallel dem Schichtstreichen.

1

2

3

4

5

6

7

8

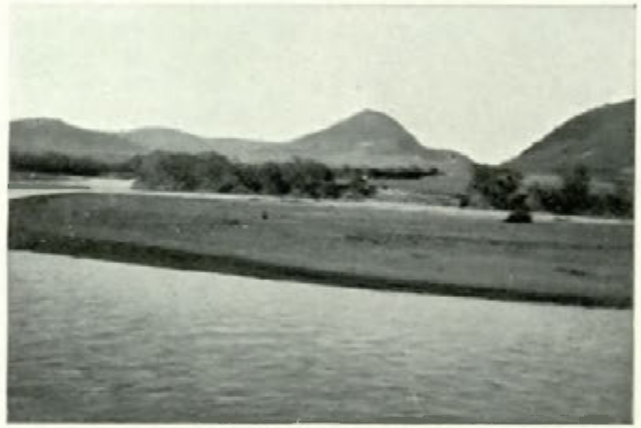
9

L. Sawicki.

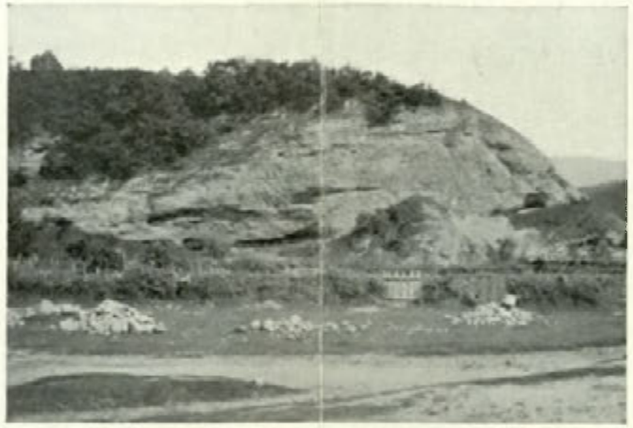
10

11

12



13



14

15

16

17

18

L. Sawicki.

19

20

21

22

L. Sawicki.

Abb. 13. Das epigenetische Durchbruchstal des Cibin unterhalb Nagy Talmacs; in der Mitte des Bildes der Wartberg (569 m), der mit der von ihm abgeschnittenen Batetura (591 m, rechts) den großen miozänen Schuttkegel (Abb. 14) bildet. Im Vordergrund der Altfluß unterhalb der Cibinmündung.

Abb. 14. Der jungtertiäre Schuttkegel von Nagy Talmacs; regelmäßig nordwärtsfallende, wohlgeschichtete fluviatile Konglomerate der Batetura; rechts der Eingang in den Cibindurchbruch (Abb. 13).

Abb. 15. Der Eintritt des Altflusses in den Rotenturmpaß Südgrenze des Hermannstadt - Fogarascher Beckens, Steilhänge des südlichen Randbruches dieses Beckens, im Hintergrunde die Fogarascher Alpen mit hohen Alt-Talböden.

Abb. 16. Das kleine Kokeltal mit dem Mezöhavas. Das reife, dem zentralen Becken noch angehörende kleine Kokeltal, von den Talhängen bei Mákfalva gesehen, im Hintergrunde der mächtige, aber ganz flache Kegel des Mezöhavas mit der Kulmination (1777 m).

Abb. 17. Blick vom südlichen Kraterrand des Mezöhavas in die bewaldete, verjüngte und zertalte Caldera des einstigen Kraters, und in das Barranco - Tal des Valea Seculni. Im Hintergrund der flache Vulkankegel des Fancsal.

Abb. 18. Oltarkö (1356 m) südlich der Madarasi Hargitta (1801 m); Verwitterung und Kanzelbildung der Hargittalaven.

Tafel XII. Abb. 19. Verjüngungsformen des Erzgebirges. a) das Aranyostal im harten Kalk, sehr jugendliche Formen, unausgeglichenes Gefälle (bei Lunca, die Wände des M. Bedeleului).

Abb. 20. Verjüngungsformen des Erzgebirges. b) das Aranyostal im Urgebirge, etwas ausgeglichene Formen und Gefälle (bei Okolisu mare).

Abb. 21. Gipfelbildung im Torda-Zalatnaer Kalkzug. Überschiebung des kompakten, verkarsteten Jurakalkes (Malm) mit seiner ruhigen Oberfläche auf die gefältelte, weiche, unruhige und herauspräparierte Kreide; der Szekelykö bei Toroczkó von Süd.

Abb. 22. Die Durchbruchstäler des Torda-Zalatnaer Zuges; das konsequente, im Durchbruch schluchtartig eingeengte, teilweise verkarstete Tal des Tordabaches, am oberen Eingang in den Durchbruch; prächtige, von Karren bedeckte, von Höhlen durchsetzte Jurakalkwände.

Inhalt.

BULLETIN INTERNATIONAL
DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE CRACOVI
CLASSE DES SCIENCES MATHÉMATIQUES ET NATURELLES.
SÉRIE *A*: SCIENCES MATHÉMATIQUES.

DERNIERS MÉMOIRES PARUS.

(Les titres des Mémoires sont donnés en abrégé).

L. **Lichtenstein.** Untersuchungen über Randwertaufgaben . . . . Avril 1911
L. **Marchlewski, J. Robel.** On phylloporphyrine . . . . . Avril 1911
L. **Birkenmajer.** Flores Almagesti G. Bianchini's . . . . . Avril 1911
M. **Limanowski.** Le grand pli couché des Montagnes Rouges . . Avril 1911
A. **Rosenblatt.** Abwickelbare algebraische Flächen . . . . . Avril 1911
C. **Zakrzewski.** Optische Eigenschaften der Metalle. II. . . . . Mai 1911
K. **Adwentowski, E. Drozdowski.** Siliciummethan bei niedr. Temp. Mai 1911
L. **Leyko, L. Marchlewski.** On haemopyrroline . . . . . Mai 1911
W. **Sierpiński.** Théorème sur les fonctions semi-continues . . . Mai 1911
L. **Kranze.** Jodderivate einiger Alkaloide . . . . . Juin 1911
J. **Buraczewski, L. Krauze, A. Krzemecki.** Über Diastase . . Juin 1911
J. **Puzyna.** Systeme von Kurven . . . . . Juin 1911
Z. **Klemensiewicz.** Bildung positiver Ionen . . . . . Juin 1911
J. **Buraczewski, L. Krauze.** Oxyprotsulfonsäure . . . . . Juin 1911
M. **Smoluchowski.** Wärmeleitung in verdünnten Gasen . . . . Juin 1911
S. **Mysłakowski.** Le P. Val. Magni et la découverte du vide . . Juill. 1911
M. **Struszyński, W. Świętosławski.** Darstellung d. Diazoniumsalze Juill. 1911
J. **Buraczewski, Z. Zbijewski.** Rote Körper des Brucins . . . Juill. 1911
A. **Krzemecki.** Jod- und Br-Einwirkung auf Proteinkörper . . . Juill. 1911
H. **Merczyng.** Brechung elektrischer Strahlen in flüss. Luft . . . Oct. 1911
M. **Smoluchowski.** Theorie der Opaleszenz im krit. Zustande . . Oct. 1911
M. P. **Rudzki.** Elastische Welle in anisotropen Medien . . . . Oct. 1911
C. **Kraft.** Eine Identität in d. vierdimensionalen Vektoranalysis . Oct. 1911
T. **Kuczyński.** Analyse hochprozentiger Wolframlegierungen . . . Oct. 1911
C. **Zakrzewski.** Das Halbschatteninterferometer . . . . . Oct. 1911
M. **Smoluchowski,** Conductibilité calorifique des corps pulvérisés . Oct. 1911
W. **Jakób, St. Połłoczko.** Analyse des Thorianits . . . . . Oct. 1911
C. **Kraft.** Differentialausdrücke von Raum-Zeit-Vektoren . . . . Nov. 1911
W. **Sierpiński.** Sur un système d'équations fonctionnelles . . . . Dec. 1911
M. **Kernbaum.** Sur la décomposition de l'eau par les rayons solaires Dec. 1911
J. **Browiński, St. Dąbrowski.** Dosage d'amidogènes . . . . . Déc. 1911
C. **Kraft.** Integraldarstellung der elektromagnetischen Vektoren . . Déc. 1911
K. **Olszewski.** Verflüssigung des Wasserstoffes . . . . . Janv. 1912
C. A. **Jacobson, L. Marchlewski.** Duality of chlorophyll . . . Janv. 1912
L. **Marchlewski, J. Robel.** β-Phylloporphyrin . . . . . Janv. 1912
M. P. **Rudzki.** Onde élastique superficielle . . . . . Janv. 1912
Z. **Thullie.** Effets galvano- et thermomagnétiques . . . . . Janv. 1912

Avis.

Les livraisons du «Bulletin International» se vendent séparément. — Adresser les demandes à la Librairie «Spółka Wydawnicza Polska», Rynek Gł., Cracovie (Autriche).