

SUPPLEMENT  
ZUM  
**FÖLDTANI KÖZLÖNY**

---

LXXIII. Band

Oktober—Dezember

10—12. Heft

---

ABHANDLUNGEN.

MORPHOLOGISCHE STUDIEN IM TAL DER  
OBEREN-MAROS UND IM GYERGYÓER BECKEN  
IN TRANSYLVANIEN.

Von Béla Bulla.

I.

Nach den terrassenmorphologischen Forschungen, die im Sommer 1940 in den Nordostkarpaten und im Marmaroser Becken zur Durchführung gelangten, wurden im Verlaufe unserer Arbeiten, die sich mit der pliozänen und pleistozänen Entwicklungsgeschichte der Flusstäler im Karpaten-Becken befassten, im Jahre 1941 ähnliche Untersuchungen in Siebenbürgen vorgenommen. Ich habe im Auftrage der Ung. Geologischen Anstalt im oberen Talabschnitt der Maros bis nach Maroskövesd terrassenmorphologische und pleistozäne tektonische Forschungen durchgeführt. Meine Untersuchungen fügen sich organisch an jene Forschungsarbeiten an, die vor etwa einem Jahrzehnt begonnen wurden und die es sich zum Ziel setzten, die nahe geologische Vergangenheit des Karpaten-Beckens in jeder Hinsicht zu klären, also jene Ereignisse des Pleistozäns, die auf das heutige geographische Bild unserer Heimat von grossem Einfluss waren (in erster Linie handelt es sich hier um die Entwicklungsgeschichte unserer Flusstäler). Ich möchte schon an dieser Stelle darauf hinweisen, dass die Ergebnisse meiner Untersuchungen im Tal der Oberen-Maros die Ergebnisse, die man schon früher im Donautal und in den Tälern ihrer Nebenflüsse erhalten hat, in allem und jedem bestärken und ergänzen, usw. in bezug auf die Entwicklungsgeschichte der Täler, die Anzahl und das Alter der Terrassen.

Meine Aufgabe war eine doppelte. Ich musste einerseits die Anfänge der Entwicklung des heutigen Marostales feststellen und zeitlich festlegen,

sowie in Verbindung damit die spätere Entwicklungsgeschichte des erwähnten Talabschnittes skizzieren, andererseits musste in Verbindung mit der Entwicklungsgeschichte des Tales auch eine Antwort auf die Frage des Alters des Salamás—Dédaer „Durchbruchs“ der Maros gefunden werden.

Mein Arbeitsgebiet besteht morphologisch aus zwei Teilen. Sein südlicher Teil ist das Gyergyóer Becken, welches im Süden und Osten vom Quellgebiet der Maros bis Salamás von dem kristallinen Gürtel der Ostkarpaten, im Westen von der Hargita und den Görgényer Schneegebirgen umschlossen wird. Sein oberer Teil umschliesst das zwischen Salamás und Déda befindliche Durchbruchstal der Maros zwischen den Schneegebirgen von Görgény und Kelemen. Unterhalb von Déda konnte ich die Terrassen des Flusses bis Maroskövesd, also noch ein Stück im Siebenbürger Becken verfolgen.

Dieses Gebiet wurde morphologisch ausführlich vor mir noch von niemandem untersucht. Jedoch wurden von den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts an bis zum Jahre 1913 von den mit der Erforschung dieses Gebietes betrauten Aufnahme-Geologen auch einige morphologische Beobachtungen gemacht, die für mich von Wichtigkeit waren. Terrassenmorphologische Beobachtungen wurden jedoch ausser von Sawicki und Wachner (1, 11) von niemandem durchgeführt.

Die kleinen, geschlossenen Becken der Ostkarpaten, das Problem der Entstehung, Entwicklung, Entwässerung und Abzapfung des Gyergyóer, Alcsíker, Felcsíker, Háromszéker und Brassóer Beckens haben unsere Geologen schon seit den sechziger Jahren beschäftigt, jedoch sind die Theorien, die auf die Lösung des Problems zielten, bis zum heutigen Tage nur Arbeitshypothesen geblieben. Die Untersuchungen von Hauer, Stache, Herbich, Primics, Koch, Lóczy sen. und Pálffy stehen alle in engster Verbindung mit der Altersfrage der vulkanischen Tätigkeit der Hargita und der Görgényer Schneegebirge, sowie mit den jungtertiären tektonischen Problemen der Ostkarpaten. Über diese von unserem Standpunkt aus wichtigen Untersuchungen muss ich zwecks leichterem Übersichtlichkeit und Klärung der späteren Ausführungen an dieser Stelle kurz berichten.

In der ersten geologischen Beschreibung Siebenbürgens grösseren Stils, die bis zum heutigen Tage von Wert ist, haben Hauer und Stache zum ersten Mal jene Arbeits-Hypothese über die Entstehung der Becken von Gyergyó und Csík (2) aufgestellt, deren Wirkung in den geographischen Beschreibungen Siebenbürgens bis zum heutigen Tage nachgewiesen werden kann. Hauer und Stache heben hervor, dass die neogenen Ablagerungen in den Becken von Brassó und Háromszék an der heutigen Oberfläche zu finden sind, während dies in den Becken

von Gyergyó und Csík nicht der Fall ist. In den beiden letzteren Becken finden wir hingegen andere Ablagerungen. Die Verfasser schreiben: „Diese Ablagerungen wurden soviel sich aus den bisherigen Beobachtungen folgern lässt, sämtlich aus Süßwasserseen und zwar erst nach den Erhebungen der grossen Trachytmassen der Hargita abgesetzt, welche eben für die Becken der Gyergyó und der Csík den Damm im Westen bildeten, der den Ablauf der Gewässer nach dem siebenbürgischen Mittellande zu hinderte.“

Hauer und Stache setzen folglich zum ersten Mal auch einen tektonischen Unterschied zwischen dem Brassóer und Háromszéker, sowie dem Gyergyóer und Csíker Becken voraus. Von ihnen stammt also die Hypothese der vulkanischen Absperrung des Gyergyóer und Csíker Beckens, die sowohl von Primics, als auch von Lóczy sen. akzeptiert wurde. Sie setzen als erste auch das Vorhandensein von levantinischen, vom Ende des Tertiärs stammenden Seen in diesen Becken voraus. „Die breite und fruchtbare Alluvialebene der Gyergyó ist, ganz analog jener der Csík, offenbar der Grund eines ehemaligen Sees, und zwar eines Süßwassersees, da alle Spuren mariner Conchylien fehlen. Bei Remete fand Lill in einem Bimssteintuff Abdrücke von Sumpfpflanzen und Holz-Opale.“

Diese Verfasser erwähnen auch kurz die „diluvialen Schotterterrassen“ des Durchbruchs der Maros.

Wir finden in zwei Abhandlungen von Herbich Hinweise auf unser Arbeitsgebiet (3, 4). Der Verfasser hält das Gyergyóer Becken für ein breites, von alluvialen und diluvialen Ablagerungen ausgefülltes Talbecken, in welchem sich ehemals ein See befand.

Obwohl sich dieser Verfasser nicht mit Bestimmtheit äussert, hat es doch den Anschein, dass er bezüglich der Entstehung des Gyergyóer Beckens nicht ausschliesslich jene Absperrung voraussetzt, die infolge der Anhäufung vulkanischer Materialien zustande gekommen ist, sondern auch an tektonische Ursachen denkt. Er ist der Meinung, dass im Becken die von den Ostkarpaten kommenden Bekény-, sowie von der Hargita herabziehenden Borzont-Täler tektonischen Ursprungs sind. Er erwähnt ferner aus diesem Gebiet pleistozäne tektonische Bewegungen, allerdings nur kurz und ohne Beweise anzuführen.

Bezüglich der Terrassen der Maros finden wir ähnlich wie bei Stache und Hauer nur flüchtige Angaben; Daten über ihre Anzahl und Höhe fehlen. Er erwähnt auch nicht das Alter des Salamás—Dédaer Durchgangstales der Maros, doch gibt er über den Durchbruch selbst eine interessante Beschreibung. Seiner Meinung nach durchbricht die Maros das Hargita-Gebirge, also den vulkanischen Zug nicht, „sondern umschliesst es in einem ausgewaschenen Tal und zwar in jener Vertie-



fung, die an den Fuss des kreisförmigen Fancsal-Gebirges (im Süden) und an den Fuss des Kelemen-Gebirges (im Norden) grenzt. Jene Vertiefung ist von grossen Massen Trachyttuff und Geröll ausgefüllt, in die die Maros mit gewiss nicht geringer Kraftanstrengung ihr Bett gegraben hat.“ (3, p. 278.) Aus dieser Beschreibung geht deutlich hervor, dass die Maros nicht den vulkanischen Zug selbst durchbrochen hat, sondern dass die von Tuffen ausgefüllte, zwischen den Görgényer- und Kelemen-Schneegebirgen gelegene Vertiefung die Richtung des Flusslaufes bestimmte. In dieser von vulkanischen Tuffen und Konglomeraten ausgefüllten Vertiefung konnte — was ich gelegentlich meiner Terrassenforschungen ebenfalls festgestellt habe — wenigstens vom Beginn des oberen Pliozäns an, die Erosionstätigkeit der Maros mit der Anhäufung des lockeren vulkanischen Materials Schritt halten und ihr Tal frei von Absperrungen lassen, was durch die durchlaufenden pliozänen Flussterrassen bewiesen wird.

Primics (5) hält 1884 nach Stache und Hauer die Entstehung des Gyergyóer Beckens ebenfalls für die Folge vulkanischer Absperrung.

Koch äussert sich in seiner ausgezeichneten, auch genaue Literaturangaben enthaltenden Monographie sehr skeptisch über den von Hauer und Stache vorausgesetzten levantinischen Gyergyóer See (6). Über die am Rande des Gyergyóer Beckens und am südlichen Teil des Maros-Durchbruchs an der Oberfläche befindlichen Tuffe und Brekzien schreibt er: „Alle diese Schuttablagerungen können gemeinsam mit den sich einkeilenden Andesitlagern eine mächtige Dicke erreichen und sich auf den Abhängen bis zu einer Höhe von 1.500 m erheben. Von organischen Einschlüssen finden wir nirgends eine Spur, doch weist auch sonst nichts darauf hin, dass sich diese Massen im Wasser abgelagert hätten, da das schlammige Aussehen von vielen Tuffen auch von später dorthin gelangtem Wasser herrühren kann. Grösstenteils bieten sie das Bild von auf das Festland gefallenem Aschen-, Lapilli- und Bombenmassen.“ Allerdings erwähnt er, dass sich an der Ostseite der Hargita im Tuff Pflanzenüberreste befinden, die an die Phragmiten erinnern. Hier haben wir möglicherweise im Wasser abgelagerte Andesittuffe vor uns (6, p. 249). Im Levantikum entstandene Binnenseen setzt er entschieden nur in den Becken von Brassó und Háromszék voraus (6, p. 325).

Nach Lörenthey (7) nimmt er an, dass die letzten Ausbrüche im Hargitagebirge im unteren Levantikum erfolgt sind.

Lóczy sen. führt auf Grund der morphologischen Eigenschaften der auf den inneren Abhängen der Ostkarpaten verlaufenden Täler und auf Grund der Untersuchungen der mesozoischen und tertiären fluvia-

tilen Schotter, die sich im tertiären Hügellgebiet befinden, das sich an den westlichen Abhang des Hargita-Plateaus anschliesst, ähnlich wie Hauer und Stache die Entstehung des Gyergyóer Beckens auf vulkanische Absperrung zurück. Er schreibt: „Wir sehen in den Tälern der Olt und der Maros, dass die westlichen vom Hargita kommenden Nebenflüsse dieser Täler kurz und schmal sind und kaum in die Abhänge tiefer eingeschnitten, während die von Osten kommenden länger und breiter sind. Die Abhänge erheben sich steil aus ihren ebenen Talsohlen; wir haben hier alte, ausgefüllte Täler vor uns. Am westlichen Abhang der Hargita finden wir unter den Andesitschutten ein Konglomerat, das sehr häufig ältere mesozoische Kalkschotter enthält. Diese Schotter können nur von den Ostkarpaten hierher gelangt sein. In diesem Fall mussten sich die Täler der Ostkarpaten bis zu dem Siebenbürgischen Becken hin erstrecken und diese Täler wurden von den Eruptionsprodukten der Hargita abgeschlossen.“ (8).

Gemäss dieser Erklärung von Lóczy sen. sind also die Gyergyóer (und Csiker) Becken Teile des Siebenbürgischen Beckens, die durch die vulkanischen Massen der Hargita abgesperrt werden. Bei ihrer Entstehung haben tektonische Senkungen keine Rolle gespielt.

Pályi wollte sich mit dieser Erklärung nicht zufrieden geben. Seiner Ansicht nach schliesst die Anordnung der Becken von Gyergyó, Csik, Háromszék und Brassó aus, dass sie ausschliesslich die verbreiterten Täler der in ihnen verlaufenden Flüsse wären. Er führt die Entstehung dieser Becken auf das Entschiedenste auf tektonische Ursachen zurück. Es haben sich in ihnen Süswasserseen gebildet, die „nur nach dem erosiven Einschneiden der Täler der Flüsse Maros und Olt entwässert wurden; dies dürfte wahrscheinlich im Levantikum erfolgt sein.“ (8).

Im ungarischen geographischen Schrifttum finden wir beide Theorien vertreten, und zwar einerseits die Voraussetzung, dass das Gyergyóer Becken durch eine einfache vulkanische Absperrung entstanden ist, andererseits, dass es durch eine tektonische Senkung gebildet wurde. Doch wird auch jene Voraussetzung angeführt, dass das Gyergyóer Becken, ähnlich wie die Becken von Háromszék und Brassó, im Levantikum von einem Süswasser-Binnensee ausgefüllt wurde.

Bezüglich des Alters und der Morphologie des Flussabschnitts des Salamás—Dédaer Marosdurchbruchs wurden, abgesehen von den schon oben erwähnten flüchtigen Beschreibungen durch Hauer, Stache und Herlich, morphologische Beobachtungen nur von Sawicki (1) gebracht. Doch finden wir auch hier nur soviel, dass die 20—30 m hohe „Palotaer Terrasse“ des Durchbruchs ganz kurz erwähnt wird. Seiner Meinung nach ist diese die „Hauptterrasse“ der Maros, doch

bezeichnet er nicht einmal ihr Alter. Andere Terrassen dieses Abschnittes werden von ihm nicht erwähnt.

Nach Her bich, St a che, H a u e r und K o c h stellt S a w i c k i in grossen Zügen den Zeitpunkt des Durchbruchs in das Levantikum. So wird dieses Durchgangstal auch bis zum heutigen Tage im ungarischen geographischen Schrifttum erwähnt und höchstens fügt man als morphologisches Charakteristikum hinzu, dass der Durchbruch als ein terrassenloses Engtal mit Oberlaufcharakter zu betrachten wäre, obwohl X á n t u s nach S a w i c k i's Untersuchungen in der Umgebung von Remete und Salamás bereits das Vorhandensein von zwei pleistozänen Flussterrassen festgestellt und publiziert hatte (13).

Im Jahre 1927 erschien eine geographische Darstellung von H. W a c h n e r über das Komitat Csík (11). In dieser Arbeit glaubt W a c h n e r im Becken von Maroshévíz und in der Umgebung von Ratosnya und Palotailva die Terrassenangaben von S a w i c k i kontrollierend, die alten Talreste der Maros über dem Fluss in 150 m relativer Höhe erkennen zu können. Aus diesem Grunde sagte er, dass der Marosfluss die vulkanischen Auswurfsmassen mit rückschreitender Erosion durchschnitten und den levantinischen Binnensee des Gyergyóer Beckens abgezapft hat. Also im Gegensatz zu Her bich, der dem Talabschnitt zwischen Déda und Salamás eine interkolline Entwicklung zuschreiben wollte, fasst W a c h n e r diesen Talabschnitt, also das Durchbruchstal, als ein Regressionstal auf.

Der Grazer Forscher R. M a y e r bezieht sich in seiner, im Jahre 1936 erschienenen Arbeit „Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpaten“ (12), was die Entwicklungsgeschichte des Marostales betrifft, auf die Beobachtungen von S a w i c k i und W a c h n e r. Er selbst führte keine terrassenmorphologische Untersuchungen durch. Es ist aber sehr wichtig, was er über die Entstehung des Gyergyóer Beckens sagt. Nach ihm ist das Becken tektonischen Ursprunges. Die Einsenkung des Beckens fand erst nach den jungtertiären Anhäufungen der Lava- und Tuffmassen der Hargita statt. Ursprünglich hatte ein Binnensee das Becken ausgefüllt, wurde aber später von den levantinischen und pleistozänen Schuttkegeln zugeschüttet.

Dies ist alles, was wir über die Morphologie des oberen Maros-Tales, über seine Entwicklungsgeschichte und über die offengelassenen Fragen in bezug auf das Gyergyóer Becken und das Salamás-Dédaer Durchbruchstal wissen: Meinungsverschiedenheiten und hypothetische Erörterungen. Meine drei Wochen dauernden morphologischen Studien hatten es sich zum Ziel gesetzt, unsere Kenntnisse etwas zu erweitern und auf Grund von lokalen Beobachtungen der Wurzel dieses Problems näher zu kommen.



## II.

## Die Morphologie des Maros-Tales von der Quelle des Flusses bis Gyergyóremete.

### Das Gyergyóer Becken.

Herbich zählt die Quellenbäche der Maros bis in alle Einzelheiten auf. Von den sieben bis acht Quellen sind zwei von grösserer Bedeutung. Die eine bildet den am Fusse von Marosbükk entspringenden Meszes-Bach, die andere entspringt in der Nähe der Eisenbahnstation von Marosfő 866 m ü. d. M. Die Militärkarte bezeichnet die letztere als die Quelle der Maros. Die beiden Bäche vereinigen sich in der Nähe der Tinkák genannten Ansiedlung. Der hinter Marosfő, am Fusse von Marosbükk und einige hundert m vom Talkopf des Marosfőer Quellenbaches der Maros entspringende Bach gehört bereits zum Wassersystem der Olt. Alle drei Bäche haben ihre flachen und verhältnismässig breiten, kleinen Täler in jene aus kristallinem Gestein aufgebaute (hauptsächlich kristalliner Kalk), bisweilen mit pliozänem Schotter bedeckte Rumpffläche eingeschnitten, die zum kristallinen Zug der Ostkarpaten gehört, in SW-licher Richtung zum Hargita-Zug hinübergreift und im Süden das Gyergyóer Becken umgrenzt, indem sie es vom Felcsiker Becken trennt. Die Wasserscheide zwischen Maros und Olt liegt bei Marosfő in 891 m Höhe. Die Annahme, dass das Gyergyóer Becken in einer früheren Periode etwa nach Felcsik zu entwässert worden sei, hat sich als grundlos erwiesen, jedoch droht heute der Maros tatsächlich die Gefahr, dass der Sattel der Marosfőer Wasserscheide vom Marosfőer Quellenbach der Olt zwischen dem Marosbükk und Gérces Tető durchschnitten wird, wodurch die Maros enthaupetet würde.

In die eine gewellte Oberfläche aufweisende Rumpffläche hat die Maros ein verhältnismässig breites, flaches Tal eingeschnitten. Mithilfe der zahlreichen kleinen Nebentäler hat sie einen beinahe logenartigen Talkopf herausgearbeitet. Auf den Abhängen haben die aus dem Hargita kommenden Seitenbäche flache Schuttkegel ausgebreitet. Diese Schuttkegel drängten die Maros in einem Abschnitt (ganz bis zur Mündung des Melegfórrás-Baches, die sich unter Vasláb findet) bis zum Fusse des kristallinen Zuges zurück. Im breiten Schutthang hat der Fluss durch seitliche Erosion eine 50—100 m breite alluviale Talsohle ausgewaschen. Diese alluviale Talsohle, die stellenweise bei Überschwemmungen noch unter Wasser gerät, ist hier die einzige Terrasse des Flusses auf der kristallinen Peneplain, dort wo sich die Quellenbäche vereinigen und auch noch weiter unten im Gyergyóer Becken.

Die Maros gelangt in das eigentliche *Gyergyóer Becken* unterhalb von Vasláb, in der Nähe der Mündung des Melegforrás-Baches. Das etwa 30 km lange, 15 km breite, ungleichmässig ovale, geräumige Becken liegt von den grossen Becken der Ostkarpaten am höchsten. Seine Höhe beträgt im Maros-Tal unterhalb von Vasláb 768 m, bei



Abb. 1. Die terrassenmorphologische Karte des Maros-Tales, von der Quelle bis Gyergyóalfalu. Die östliche Hälfte des Beckens von Gyergyó. Aufgenommen von B. Bulla. (Zeichenerklärung s. Abb. 5.)

Csomafalva 746 m und unterhalb von Gyergyóremete 719 m ü. d. M. In der Nähe seiner Ränder erhebt es sich sogar bis zu 800 m und noch höher. In seinem Inneren befinden sich überall fluviatile und subaerische Ablagerungen an der Oberfläche. Die subaerischen Ablagerungen werden durch eiszeitlichen Lehm vertreten, der sich aus dem herabfallenden Staub gebildet hat. Sie lagern abwechselnd mit Überschwemmungsbildungen, Geröll und fluviatilem Schotter. Da keine Aufschlüsse vorhanden sind, können nur Tiefbohrungen über die Mächtigkeit der subaerischen und fluviatilen Ablagerungen Auskunft geben; das Gleiche ist bezüglich der Reihenfolge ihrer Lagerung der Fall. Nach einer An-



gabe von Xántus erreicht die Mächtigkeit der pleistozänen Beckenaufschüttung bei Gyergyószentmiklós 78 m (13).

Abgesehen von den alluvialen Überschwemmungsablagerungen der Maros sind die fluviatilen Ablagerungen ausgedehnte, flache Schuttkegel, die aber doch einen bedeutenden Abfall zeigen. Besonders gross sind die Schuttkegel der von den Ostkarpaten kommenden Bäche (Heveder-Bach, Sáros-Bach, Tekerő-Bach, Bekény). Der Schuttkegel des Bekény hat seine Spitze am oberen NO-lichen Ende von Gyergyószentmiklós (die ganze Stadt wurde auf diesem Schuttkegel erbaut) und endet unterhalb von Gyergyóalfalu. Sein Radius beträgt etwa 12—13 km, während seine Breite 5—6 km erreicht. Im Süden werden der Sáros-Bach und Tekerő-Bach noch teilweise von den aus diesem grossen Schuttkegel heraus-sickernden Wässern gespeist; im Norden verschmilzt der Kegel mit dem des Kürüc-Baches. Auf ihm beträgt der Fall des Bekény von der Spitze des Schuttkegels (839 m) bis zur Mündung des Baches (731 m) mehr als 100 m, also 9 m pro km.

Das Material der Schuttkegel ist kristalliner Schiefer-, Gneis-, Syenit- und Kalksteinschotter. Die Grösse des Schotters schwankt von ganz kleinen Formen bis zur Grösse von Tauben- und Hühnereiern, ferner bis zu Faust- und Kopfgrösse. Stellenweise sind sie grob, an anderen Stellen stärker abgerollt. In ihrem Material ist Maros-Schotter nicht zu finden.

Ob diese Schuttkegel und in erster Linie der des Bekény, Schuttmaterial von Flüssen sind, die vor der Anhäufung der vulkanischen Massen der Hargita von den Ostkarpaten in das Innere des siebenbürgischen Beckens verlaufen — wie dies Lóczy sen. voraussetzt — muss durch spätere Terrassenstudien in den Bachtälern des kristallinen Zuges der Ostkarpaten noch entschieden werden. Auf Grund zweier flüchtiger Exkursionen in diesem Gebiete scheint es mir, dass das Tal des Bekény oberhalb von Gyergyószentmiklós Terrassen besitzt. Wenn es gelänge, in diesem Tal Terrassen nachzuweisen, die älter sind als Pleistozän und Pliozän, wäre die Voraussetzung von Lóczy sen. berechtigt, jedoch nur für die Periode vor der Entstehung der Hargita. Hingegen würde im Flusstal das Vorhandensein von pliozänen und pleistozänen Flussterrassen, ergänzt durch meine Beobachtung, dass im Gyergyóer Becken weder die Maros, noch ihre Seitenbäche, mit Ausnahme einer einzigen, schwachen (alluvialen) Terrasse Nr. 1, Flussterrassen besitzen, sondern dass sich nur grosse Schuttkegel im östlichen und westlichen Teil des Beckens befinden, zweifellos auch morphologisch den Beweis dafür erbringen, dass das Gyergyóer Becken ein tektonisches Senkungsgebiet ist. Ferner wäre der Beweis für eine pliozäne Senkung und eine weitere Senkung im Pleistozän erbracht und

somit die Hypothese der einfachen vulkanischen Absperrung von H a u e r, S t a c h e, sowie L ó c z y s e n. widerlegt.

Die an den westlichen Abhängen des nördlichen Teiles der Hargita vom Mezöhas und vom Görgényer Schneegebirge zum Gyergyóer Becken fliessenden Bäche sind, wie dies bereits L ó c z y s e n. festgestellt hat, kürzer, als die Flüsse, die den östlichen Teil des Beckens auffüllen. Auch ihre Schuttkegel zeigen eine geringere Ausbreitung. Es ist der Maros nicht möglich, in der Mitte des Beckens auf seiner Achsenlinie zu fließen. Die Schuttkegel der östlichen Seite drücken den Fluss weit nach Westen zum vulkanischen Zug hin. Wir müssen den Grund für diese Erscheinung wahrscheinlich darin suchen, dass die Westseite des kristallinen Zuges der Ostkarpaten niederschlagsreicher ist, als die Ostabhänge des Görgényer Gebirges, ferner dass diese flachen Schuttkegel am östlichen Beckenrand ältere Bildungen sind, aber nicht in dem Umstand, dass die Tuffe der Hargita eine lockerere Struktur besitzen, wie dies von H e r b i c h vorausgesetzt wird. Das lockere, das Becken ausfüllende Schuttkegelmaterial zeigt ja gegenüber der seitlichen Erosion des Flusswassers einen viel geringeren Widerstand, als die schon harten pliozänen Tuffe.

Aus der Serie der Schuttkegel und Schuttabhänge, welche die westliche Hälfte des Beckens ausfüllen, erhebt sich der in bezug auf seine Grösse und Ausbreitung auffallende Kegel, der aus den Ablagerungen des Nagy Lók-, Nagy Somló-, sowie Nagy- und Kis-Borzont-Baches erwuchs. Er ist ungefähr halb so gross, wie der Schuttkegel des Bekény. Sein Material ist eiszeitlicher Lehm, Andesitschotter, Geröll und Überschwemmungsablagerung. Er zeigt eine einheitliche, ununterbrochene Entwicklung, ebenso wie der Schuttkegel des Bekény. Im Verlaufe seiner Entwicklung dürfte ihn nur am Ende des Pleistozäns, oder eher am Anfang des Holozäns eine kleinere tektonische Senkung getroffen haben. Der Schuttkegel ist nämlich zerbrochen. Von seinem oberen Teil wird der untere, bogenartige durch einen Niveauunterschied von 1—1.5 m getrennt. Der Rand seines oberen, höheren Teiles, der durch kleine, flache Täler gegliedert wird, ist der „Kis Józsi Hügel“ der Militärkarte im Massstab von 1:25.000, neben dem Nagy Borzont-Bach. Diese geringe Senkung des unteren Teiles, also die Senkung des Inneren des Gyergyóer Beckens, war ausreichend für den Umstand, dass sich in den oberen Teil des Schuttkegels die Bäche Nagy Somlyó, Nagy- und Kis-Borzont ein wenig eingeschnitten haben, was auch die kleinen, flachen Täler beweisen. Folglich besitzen hier im oberen Teile des Schuttkegels die Bäche *kleine Täler* mit einer 20—30 m breiten, alluvialen Talsohle.

Am stärksten dürfte die Senkung längs der Linie des Nagy Bor-

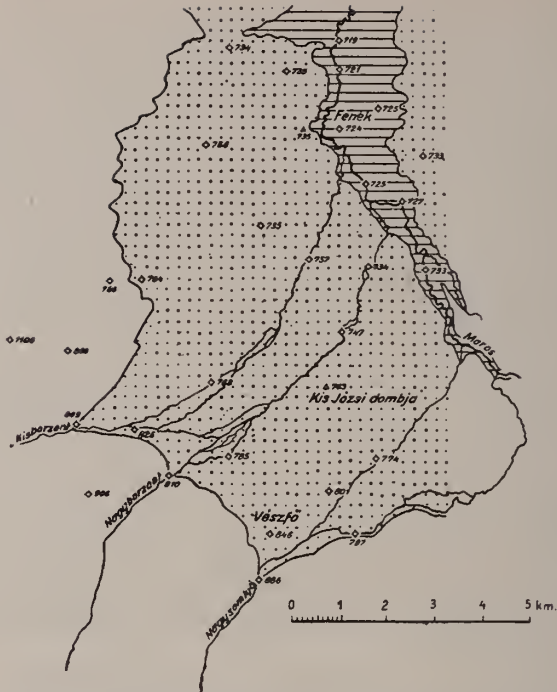


Abb. 2. Die westliche Hälfte des Beckens von Gyergyó. Aufgenommen von B. Bulla. (Zeichenerklärung s. Abb. 5.)

zont—Bekény-Baches gewesen sein, besonders im Bekény-Tal. Hier, unterhalb von Gyergyószentmiklós, wird die geringe, postpleistozäne Senkung sehr deutlich durch die verdoppelte alluviale Terrasse des Bekény nachgewiesen. Der Bach schnitt sich in seinen eigenen Schuttkegel in eine Tiefe von 1.5 m ein. Im Kegel arbeitete er ein Tal aus, dessen Sohle sich 0.4 m über dem Spiegel des Baches befindet. Der 1.5 m tiefe Einschnitt schliesst auf einer längeren Strecke das wärmezeitliche Schottermaterial des Schuttkegels auf. Dieser Schotter weist eine sehr schöne und typische sackartige Struktur auf, liefert also den Beweis für die letzte eiszeitliche polygonale Strukturbodenbildung. Die „Säcke“ sind 0.5—1 m hoch. Zwischen ihnen sind bräunliche, durch Solifluktion umgelagerte Glaziallehme gelagert. Der Bacheinschnitt, der die wärmezeitlichen Tundrenbildungen aufschliesst, liefert gleichzeitig den Beweis für das postpleistozäne Alter der Bewegungen.

Die Täler des Bekény und Nagy Borzont wurden bereits von Herbig als tektonische Linien bezeichnet. Dass die Verwerfungen auch noch heute „lebende“ Strukturlinien sind, wird durch die Mineralwässer bewiesen, die im Inneren des Gyergyóer Beckens längs der Verwerfungslinien bei Gyergyóalfalu, Csomafalva, Kilyénfalva und Gyergyótekerőpatak auftreten.



Zwischen den flachen Schuttkegeln der westlichen und östlichen Seite des Beckens schlängelt sich die sich nach Norden zu allmählich verbreiternde Maros mit einem typischen Mittellaufcharakter auf einer sumpfigen, wasserreichen, alluvialen Talebene. Diese alluviale Ebene ist die Flussterrasse Nr. 1. Aus ihr erheben sich mit einem 0.5—1 m hohen, sehr undeutlichen, leicht abfallenden Gehänge die oben beschriebenen Oberflächen der Schuttkegel. In dem Becken besitzt die Maros keine andere Terrasse. Die Mäander des Mittellaufcharakter aufweisenden Flusses sind so gleichmässig, dass sie als Schulbeispiele für Flussmäander gelten können (besonders unter Vasláb). Die Maros fliesst im Becken sehr langsam, besonders nach dem nördlichen Beckenausgang zu. Hier zeigt sie schön stellenweise einen Unterlaufcharakter und kann ihres Gerölles nicht Herr werden. Dieser Beckenteil zwischen Gyergyóremete und Gyergyóvárhegy senkt sich auch noch heute und wird allmählich zugeschüttet.

Der Morphologe kann in diesem Umstand wohl kaum etwas anderes, als die langsame Senkung des nördlichen Teiles des Gyergyóer Beckens, oder — was das gleiche bedeutet — die langsame Erhebung des vulkanischen Zuges und der Ostkarpaten erblicken.

Die Höhe der alluvialen Terrasse (Nr. 1) beträgt im Becken 0.4—1 m.

Schon *Herbich* erwähnt die „Trachytblöcke“, die am Rande des Gyergyóer Beckens verstreut liegen. — „Ob diese Blöcke infolge von vulkanischen Ausbrüchen, Gletscherrutschungen oder infolge von Wasserströmungen an die heutigen sekundären Stellen gelangt sind, müsste durch eingehende Forschungen untersucht werden“ (4. p. 229).

Diese Andesitblöcke und Gerölle haben auch *Koch* beschäftigt. Er hält ihre heutige Lage gemeinsam mit *Lórenthey* für das Ergebnis von „vulkanischem Schlammfliessen“ (6. p. 293).

Der Morphologe kann sich mit diesen Erklärungen, die nicht genauer begründet werden, nicht zufrieden geben. In der Hargita sind uns keine pleistozänen, eiszeitlichen Gletscher bekannt, auch konnten „Wasserströmungen“ solche Steinmassen nicht von der Stelle schaffen; weiter müssen wir auch das von *Koch* vorausgesetzte, — „vulkanische Schlammfliessen“ ablehnen. Auf Grund meiner periglazialen Studien, die ich in den inneren Gebirgstteilen des Karpaten-Beckens und in den Nordost-Karpaten durchgeführt habe, vermute ich, dass diese in einer sekundären Lage befindlichen Andesitblöcke unter der Frostwirkung des pleistozänen periglazialen Klimas entstanden sind. Abgesehen von den wirklichen vulkanischen Bomben, deren Auswurf ganz unsystematisch erfolgt ist, sind diese Blöcke an ihre heutige sekundäre Stelle infolge von Solifluktion geraten. Sowohl die schwach

abfallenden Tuffabhänge, als auch das Randgebiet des Beckens, das von Kies, Schotter und eiszeitlichem Lehm bedeckt war, waren ideale Flächen für die Bildung von eiszeitlichen Solifluktionserscheinungen auf den von impermeablen Materialien bedeckten, sich hoch über den Meeresspiegel erhebenden Beckenabhängen. Diese Solifluktion war imstande, die Andesitblöcke vom Orte ihrer Entstehung (der Geburtsstätte des periglazialen Blockmeers) sehr weit zu schleppen.

Wofür der Morphologe im Gyergyóer Becken keinerlei morphologische Beweise finden kann, ist der hypothetische Gyergyóer Süsswasser-Binnensee aus dem Levantikum. Wenn es sich hier um einen See gehandelt hätte, der im Becken grosse Ausmasse angenommen und lange Zeit bestanden hätte, müsste man die frühere Strandterrasse oder die Strandterrassen der Uferabrasion finden. Dies war jedoch trotz eingehender Untersuchung nicht möglich. Man kann an der Oberfläche nirgends Ablagerungen eines Binnensees finden, auch ist uns aus diesem Becken keine Seefauna bekannt. Die von Hauer und Stache erwähnten Remeteer Sumpfpflanzenabdrücke und Holzopale, sowie die von Koch erwähnten *Phragmites*-Überreste sind eben keine Beweise für das Vorhandensein eines grossen Süsswasser-Binnensees im Levantikum, sondern es handelt sich hier nur um Sumpfpflanzen, die auf dem wasserreichen, sumpfigen Alluvium der Maros, auf dem Grund des Beckens auch heute noch zu finden sind. Erlen- und Weidenwäldchen, Röhrichte, Binsen und Wassernüsse sind auch heute reichlich zu finden und waren offenbar auch am Ende des Pliozäns und im Pleistozän vorhanden. Hierdurch wird der Beweis für die bis zum heutigen Tage schwachen Abflussverhältnisse des Beckens und im Zusammenhang damit für das Vorhandensein der früheren kleineren oder grösseren Sümpfe und wasserreichen Oberflächen am Boden des Beckens geliefert, keineswegs aber für das Auftreten eines grossen, levantinischen Binnensees.

Solange bis der Boden des Beckens nicht von Tiefbohrungen aufgeschlossen wird, kann der Morphologe über diesen hypothetischen levantinischen See nichts anderes aussagen. Sein Vorhandensein muss im übrigen vom Morphologen auch deshalb bezweifelt werden, weil — wie wir später sehen werden — das Salamás—Dédaer Durchgangstal der Maros schon lange vor dem Ende des Pliozäns eingeschnitten war. Bekanntlich finden wir in diesem Abschnitt eine pliozäne Terrasse und im Schottermaterial dieser pliozänen Terrasse sind auch Schotter aus dem Quellengebiet der Maros vorhanden. Wenn nun dieser Fluss aus einem See entsprungen wäre, könnte dieser Umstand nur schwer zu erklären sein. Mit diesem Schiefer- und Syenitschotter wird aber nicht nur eine dauerhafte Existenz des Gyergyóer levantinischen Binnensees widerlegt, sondern auch die Erörterung von Wachner, nach welchem

der Talabschnitt des Marosflusses zwischen Déda und Salamás eine Regressionsentwicklung zeige.

Da keine Tiefbohrungen ausser der von Gyergyószentmiklós vorhanden sind, kann sich der Morphologe auch bezüglich der Entstehungsfrage des Beckens nur vorsichtig äussern, da die Mächtigkeit der pliozänen und pleistozänen Schichten, die das Becken ausfüllen, nicht bekannt ist. Jedoch scheint einerseits die Einheitlichkeit und Ungegliedertheit der das Becken bedeckenden, grossen Schuttkegel, andererseits das Fehlen der pleistozänen Terrassen, also das terrassenlose Tal des Beckens sicher den Beweis dafür zu liefern, dass das Gyergyóer Becken nicht infolge einer einfachen vulkanischen Absperrung entstanden ist, sondern, wie auch Mayer sehr richtig schreibt, dass *bei seiner Entstehung die pliozänen und pleistozänen Senkungen — gleichzeitig mit dem Vulkanismus des Hargita- und Görgényer-Gebirges — die Hauptrolle gespielt haben, ja dass diese Senkung gemäss meiner weiter oben beschriebenen Untersuchungen im Borzont- und Bekény-Tal vielleicht auch heute noch andauert.*

### III.

#### Der „Durchbruch“ der Maros. Die Terrassen des Abschnittes zwischen Gyergyóremete und Maroskövesd.

Nördlich des Weges, der von Gyergyószentmiklós nach Gyergyóalfalu führt, und nördlich des Schuttkegels des Bekény reihen sich an der östlichen Hälfte des Gyergyóer Beckens die flachen, ausgedehnten Schuttkegel aneinander: es sind dies die Schuttkegel des Nagypatak-, Nagyér-, Güdüc- und Ditró-Baches. Auf dem Schuttkegel des letzteren ist zum grössten Teil Ditró erbaut worden. Ausser dem Alluvium erscheinen die ersten Terrassen stark gestört mit Schuttkegeloberflächen nur unterhalb von Ditró. An der linken Seite, richtiger in der westlichen Hälfte des Beckens, finden wir schon etwas früher, oberhalb von Gyergyóremete, die ersten pleistozänen Terrassen. Diese sind weder morphologisch, noch in bezug auf ihre Struktur und Sedimentation wirkliche, typische Flussterrassen, sondern Übergangsbildungen, die aus dem Material der Schuttkegel und dem Geröll der Maros aufgebaut sind und sich an die Schuttkegel anschliessen, die über den Tuffabhängen des Görgényer Schneegebirges lagern. Wir haben hier eine Art von Übergangsform zwischen Flussterrassen und Schuttkegeln vor uns (in Terrassen übergehende Schuttkegel). Eben diese Übergangsformen liefern deutliche Beweise für unsere Voraussetzung, dass das Gyergyóer Becken ein pliozänes



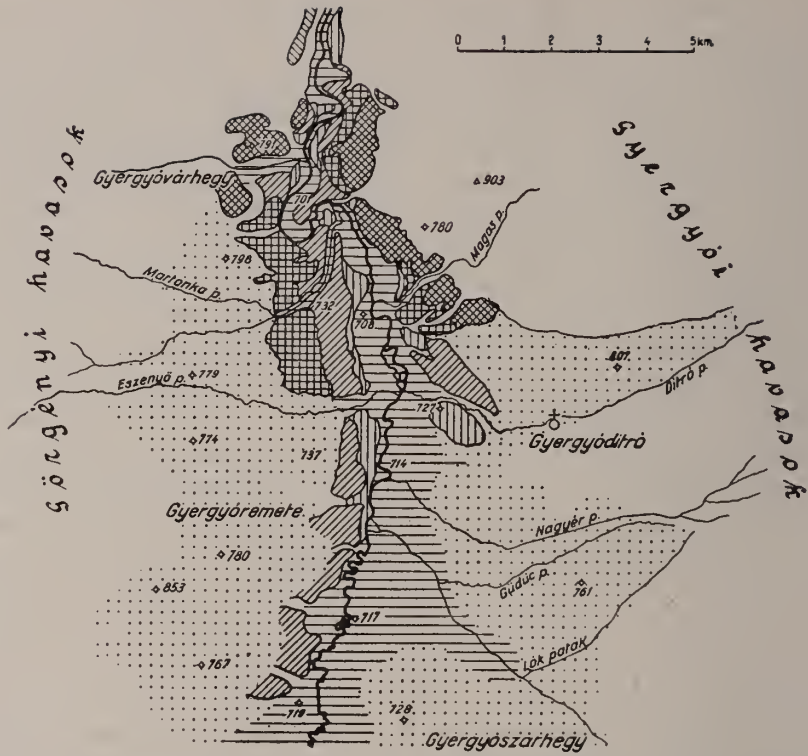


Abb. 3. Die Terrassen des Maros-Tales von Gyergyószárhegy bis Gyergyóvárhegy. Aufgenommen von B. Bulla. (Zeichenerklärung s. Abb. 5.)

und pleistozänes Senkungsgebiet ist. In diesem Becken war im Verlauf des Pleistozäns eine Beckenausfüllung, also Akkumulation, die in einer normalen stratigraphischen Reihenfolge stattfand, typisch. Diese Ausfüllung wurde nach dem Ausgang des Beckens zu allmählich von der Erosion abgelöst. Zuerst erscheinen die Übergangsformen und dann die typischen Terrassen. Die Linie, die zwischen Gyergyóremete und Gyergyóditró gezogen werden kann, ist folglich die morphologische und strukturelle Grenzlinie des Gyergyóer Beckens. Südlich von dieser Linie ist die Akkumulation, nördlich hingegen die Erosion (Terrassenbildung) typisch.

Die Terrasse Nr. I, oder alluviale Terrasse verbreitert sich allmählich nach Gyergyóalfalu. Unterhalb von Remete ist sie schon eine mehr als 3 km breite, sumpfige Ebene. Nach dem Ausgang des Beckens zu wird sie wieder allmählich schmaler, 1—1.5 km. Ihre Höhe beträgt über dem Fluss 0.4—1.5 m und weist infolge von kleinen, postpleistozänen Bewegungen (die im Inneren des Beckens die Schuttkegel zer-

brochen haben) eine Verdoppelung auf. Eine solche Verdoppelung der alluvialen Terrasse kann man auch an anderen Stellen des Tales der Oberen-Maros beobachten, so im Becken von Maroshéviz und auch vor Cobor.

Unterhalb von Remete schlängelt sich der Fluss in seinem, starke Windungen aufweisenden Bett in dem Überschwemmungsgebiet; stellenweise zeigt er jedoch einen Unterlaufcharakter. Sein Geröll besteht aus Sand, Schlamm und feinkörnigem Schotter; das breite Überschwemmungsgebiet wird ebenfalls von diesem feineren Geröll bedeckt. In der Nähe der Oberfläche wird jedoch dieses feine Geröll von gröberem Schotter abgelöst; daraus kann man den Schluss ziehen, dass der Fluss hier in der Remete—Ditróer Bucht ungeheuer viel Schuttmaterial angehäuft hat, als er zeitweise im Verlauf des Pleistozäns, während der Eiszeiten vor dem Salamás—Dédaer Engtal einen starken Unterlaufcharakter aufwies.

Unterhalb der Mündung des Ditró-Baches verschmälert sich die Terasse Nr. I auf 300—500 m, so dass sie oberhalb von Gyergyóvárhegy, wo sie der pleistozänen Terrassenhalbinsel des Várhegy (Terasse Nr. III) ausweicht, nur noch eine Breite von 200—250 m aufweist.

Von Várhegy an besitzt heute die Maros schon grösstenteils einen Oberlaufcharakter. Ihr Tal ist bis Maroshéviz eng (stellenweise nur 200 m breit) und ihre alluviale Terrasse schmal, doch folgt sie dem Fluss in einem ununterbrochenen Streifen.

Oberhalb von Moglanaşti verbreitert sich die Terasse aufs neue. Hier gelangt die Maros in das erste kleine Becken ihres Salamás—Dédaer Durchbruches, und zwar in das Becken von Maroshéviz. Dieses Becken ist, ähnlich wie die kleinen, ovalen Becken von Ratosnya, Palota und Nyágra, wahrscheinlich ebenso wie die letzteren, ein Senkungsgebiet aus dem Ende des Pliozäns. Etwas anderes kann man nicht annehmen, da die ursprünglich horizontal gelagerten pliozänen Tuffe und Konglomerate herausgehoben wurden und stellenweise nach Nordosten fallen; man kann jedoch in diesen Becken eine ununterbrochene und nicht mehr gestörte Serie von pleistozänen Terrassen feststellen. Bei ihrer Ausbildung spielte jedoch die talverbreiternde altholozäne Seitenerosion der Maros (Mittellaufcharakter) eine grosse Rolle.

Ein Teil von Maroshéviz wurde auf der Terasse Nr. I erbaut, auf welcher sich auch die Eisenbahnstation von Maroshéviz befindet. Ihre Höhe über der Maros beträgt hier 1 m. Unterhalb von Maroshéviz verschmälert sie sich wieder sehr stark in dem engen Tal. Auf dieser Terasse verläuft auf der rechten Flussseite die Landstrasse und auf der linken stellenweise die Bahnlinie. Göde und Gödemesterháza befinden sich ebenfalls grösstenteils auf dieser Terasse.





In dem sehr schmalen Göde—Nyágraer Abschnitt der Talenge zeigt die Maros einen starken Oberlautscharakter. Ihr Tal vertieft sich energisch, so dass in dem engen Tal die Terrasse Nr. I kaum Platz hat. Sie zeigt sich wieder nur in den Becken von Nyágra und Palota in Form einer 1—2 km langen, 200—300 m breiten Terrassenfläche. Im Palotaer Becken wird die Terrassenfläche vom Holzlager Bangra eingenommen.

Zwischen dem Palotaer und Ratosnyaer Becken fließt die Maros in einem sehr engen V-förmigen Tal mit starkem Oberlautscharakter. Terrassen finden wir nur stellenweise. Alluviale Terrassen werden hier nur von 150—200 m langen, 10—30 m breiten Terrassenüberresten vertreten. Im Ratosnyaer Becken finden wir diese holozäne Terrasse wieder stark ausgebildet, auf der auch Ratosnya erbaut wurde und auf der sich auch die Ratosnyaer Eisenbahnstation befindet.

Von Ratosnya bis Déda ist die Terrasse ein schmaler, zusammenhängender Streifen. Unterhalb der Dédaer Eisenbahnstation verbreitert sie sich und folgt bis nach Maroskövesd in Form eines etwa 1 km breiten Terrassenfeldes der Maros, die hier schon in das Siebenbürgische Becken fließt, ein viel schwächeres Gefälle zeigt und starken Unter-



Abb. 5. Die Terrassen des Maros-Tales von der Einmündung des Szalárd-Baches bis Marosoroszfalu. Aufgenommen von B. Bulla.

1 = Alluviale Terrasse Nr. I (rezent, holozän) und Überschwemmungsgebiet; 2 = Postglaziale Terrasse Nr. II vom Ende des Pleistozäns; 3 = Terrasse Nr. III, im Riss-Würm-Interglazial herausgemeißelt; 4 = Ältere, pleistozäne Terrasse Nr. IV; 5 = Ältestpleistozäne Terrasse Nr. V; 6 = Levantinische Terrasse Nr. VI, aus dem Ende des Pliozäns; 7 = Schuttkegel, sowie das aufgeschüttete Niveau des Gyergyóer Beckens.

laufscharakter aufweist. Ein grosser Teil der Orte Déda und Füleháza liegt auf dieser Terrasse.

Die Terrasse Nr. II (jungpleistozän) spielt im morphologischen Bild des Tales der Oberen-Maros, besonders von Maroshévíz an abwärts, nur eine sehr bescheidene Rolle.

Ihr erstes Auftreten wird durch Schuttkegel angezeigt, die sich im Gyergyóer Becken in der Remete—Ditróer Bucht befinden. Ein solcher Schuttkegel, der zum Niveau der Terrasse Nr. II gehört, befindet sich am linken Ufer der Maros oberhalb von Gyergyóremete. In seinem Material befindet sich kein Maros-Schotter. Der Schuttkegel wurde von jenem Bach gebildet, der vom Tuffabhang der Görgényer Schneegebirge zur Maros fliesst. An der Oberfläche dieses Abhangs, auf welcher sich Andesitblöcke und Geröll befinden und die durch Solifluktion gestört wurde, finden wir bis nach Gyergyóvárhegy Schuttkegel, die einander folgen und durch schmale Bachtäler gegliedert werden. Auf ihren höheren Teilen ist es eben infolge der Wirkung der eiszeitlichen Solifluktion, die das Gehängematerial umschichtete und formenausgleichend wirkte, sehr schwer, eine zeitliche und morphologische Gliederung der Schuttkegel vorzunehmen. Sie sind wahrscheinlich seit dem oberen Pliozän, also seit der Ausbildung des Marostales, ständig in Bildung begriffen. Ihr niedrigerer, unterer Teil hat sich auf die Terrassen der Maros gelagert und ihr Schotter- und Kiesmaterial mit dem Geröll der Maros vermischt. Es ist daher sehr schwer, da Aufschlüsse fehlen, die tatsächliche Höhe der Marosterrassen festzustellen.

Eine solche, von einem Schuttkegel bedeckte Übergangsform zwischen Schuttkegel und Terrasse ist jene Bildung, die als Gyergyóremeteer Terrasse bezeichnet wird und die sich auf einem der Maros-Terrasse Nr. II entsprechenden Niveau befindet. Eigentlich ist dies der Schuttkegel des Nagyér-Baches, doch finden wir in seinem Material auch den jungpleistozänen Schotter der Maros. Die eigentliche Terrasse befindet sich 10 m hoch über der Maros. Ihr Aufschluss ist sehr interessant und liefert überraschende Resultate bezüglich der Zeit der letzten Ausbrüche der Hargitavulkane und der Görgényer Schneegebirge (Mezőhavas, Fancsaltető). Ihr Grund besteht aus Andesittuff, der infolge des Einschnitts der Maros in einer Tiefe von 7 m aufgeschlossen wurde. Auf dem Tuff lagert eine 3 m mächtige Decke von jungpleistozänem Andesit- und Quarzschotter, gemischt mit Lapilli. Der Andesitschotter ist das Material des Schuttkegels des Baches, der Quarzschotter das der Marosterrasse. Auf diese 3 m starke Schotter- und Lapilli-Schicht lagert in einer Mächtigkeit von 0.8—1 m anstehender, also nicht von dem Fluss durchwaschener Andesittuff. Darüber folgt 0.5 m Schotter

(Schuttkegelmaterial) und zu oberst lagert eine 0.5 m dicke, rezente Bodenzone.

Im Aufschluss sind beide Andesittuffschichten pleistozänen Alters, und zwar stammt die untere, die durch den Einschnitt der Maros in einer Tiefe von 7 m aufgeschlossen wird, aus der Riss-Würm Interglazialzeit; sie ist also älter, als die Aufschotterung der jungpleistozänen Terrasse (diese ist würmeiszeitlich). Die Schotter- und Lapillischicht, sowie die darüber befindliche, 1 m starke, obere Tuffschicht ist gleichaltrig mit der Aufschotterung der Terrasse; ja der Tuff ist sogar um eine Phase jünger, stammt also aus der letzten Eiszeit, und zwar aus dem Würm III. Da der Tuff sich in einer primären („in situ“) Lagerung befindet, liefert der Terrassenaufschluss von Remete zweifellos den Beweis, dass *die vulkanische Tätigkeit des Görgényer Schneegebirges und der Hargita am Ende des Pliozäns nicht aufhörte* — wie man das früher angenommen hat, — *sondern dass die Ausbrüche mit nachlassender Intensität bis zum Ende des Peistozäns andauerten*. Dies wird ausserdem durch den gut erhaltenen und offenbar aus einer jüngeren Periode stammenden, ganz juvenile Formen zeigenden Kraterkegel von Mezóhavas und Fancsaltető bewiesen.

Den nun folgenden Teil der Terrasse Nr. II finden wir am linken Ufer nördlich von Remete, in der Nähe der Mündung des Eszenyő-Baches. Die etwa 1 km lange, sich 10—13 m über der Maros erhebende, also durch Schuttkegelmaterial stark erhobene Terrasse wird durch den Bach durchschnitten. In ihrem nördlichen Teil befindet sich gegenüber der unterhalb von Ditró gelegenen Eisenbahnbrücke ein schwacher Aufschluss. Hier lagert auf dem Tuff in einer Stärke von 6—8 m der von der Maros stark abgerollte faust- und kopfgrosse Andesit- und kristalline Schieferschotter. Auf dem Schotter liegt aus herabfallendem Staub gebildeter, etwa 3 m starker, aus der letzten Eiszeit stammender Lehm. Die eigentliche Terrasse liegt also 8—10 m über der Maros.

In stark zerstörter und niedrigerer Form (4—6 m hoch über der Maros) finden wir noch die jungpleistozäne Terrasse am linken Ufer, am Fusse des Martonka-Tető und oberhalb von Várhegy in der Nähe der Eisenbahnbrücke. Schliesslich wird dieses Niveau noch durch den Schuttkegel des durch Gyergyóvárhegy fliessenden Baches vertreten, auf dem ein Teil des Dorfes liegt.

In der Remete—Ditróer Buchtung liegt am rechten Ufer der Maros der erste Teil der Terrasse Nr. II unterhalb von Ditró, in der Nähe der Mündung des Ditró-Baches. Diese ist ebenfalls keine typische Terrasse, sondern der Schotter des Schuttkegels des Ditró-Baches mischt sich hier mit dem der Maros. Ihre Höhe über der Maros beträgt 6—7 m.



Ein wirklicher, schöner, typischer, jungpleistozäner Terrassenabschnitt ist jener Teil, der sich am rechten Ufer in der Nähe des Fehér-Baches aus dem Alluvium der Maros mit einem frischen, unversehrten Abhang erhebt. Die Höhe beträgt 8—10 m über der Maros. Die etwa 300 m lange und 200 m breite Terrasse ist so unversehrt, wie wenn sie aus ihrer Umgebung herausgehobelt worden wäre. Kleine Teile von ihr setzen sich auch unter der Mündung des Fehér-Baches fort.

Zwischen Gyergyóvárhegy und Maroshévíz ist die Terrasse Nr. II am linken Ufer schwächer ausgebildet als am rechten. Dort, wo die Maros bei Ditróhódos den Füllzug der Ostkarpaten durchschnitten hat, ist in der Nähe der Eisenbahnbrücke in Form einer niedriger gewordenen Terrassenhalbinsel ein kleiner Teil der jungpleistozänen Terrasse zu finden. In einer umso schöneren Ausbildung kann man sie von der Eisenbahnstation von Galócás an bis nach Maroshévíz beobachten. Es ist eine mehr als 2 km lange, 200—300 m breite, schöne Terrassenfläche. Ihre Höhe über der Maros beträgt 10—11 m. Hier ist die Terrasse eine Felsenterrasse. Der Fluss hat sie aus der Gehängefläche jenes Tuff- und Konglomeratkomplexes herausgeschnitten, in welchen die Maros vom oberen Pliozän an ihr Salamás—Dédaer Durchgangstal eingetieft hat.

Weiter unten finden wir in den Buchtungen der Terrassen Nr. III und IV, die bogenförmig angeordnet sind, noch zwei Teilabschnitte der jungpleistozänen Terrasse. Der grössere, untere Teil wurde von einem altholozänen Mäander (Altwasser) der Maros in zwei Teile geteilt. Infolge der im Alt-Holozän erfolgten Erweiterung des Tales wurde auch die Terrassenoberfläche bedeutend erniedrigt. Ihre Höhe über der Maros beträgt nur 4—6 m. Es ist aber auch möglich, dass wir es mit einer Terrassenverdoppelung, also mit zwei jungpleistozänen Terrassen zu tun haben.

Am rechten Ufer zwischen Gyergyóvárhegy und Maroshévíz wird das Marostal durch eine fast ununterbrochene Serie der Teile der Terrasse Nr. II charakterisiert. Gleich unterhalb von Gyergyóvárhegy finden wir einen etwa 1 km langen und 500 m breiten, schön ausgebildeten Teil neben der Flusswindung. Auf diesen Teil folgt der Salamás, mehr als 3 km lange, aber schmale, durch Bachtäler gegliederte, 8 m hohe Streifen und schliesslich oberhalb von Galócás, in der Nähe der Mündung des Csiska- (Giseului) Baches, eine schöne Terrassenfläche. Der Schuttkegel des Baches lagert auf ihr und erhebt sie über den Flusspiegel zu einer Höhe von 14 m.

Von dort an ist sie bis nach Moglanești ein ganz schmaler Streifen. Hier verbreitert sie sich und kann ohne Unterbrechung über 3 km bis

Maroshévíz verfolgt werden. Ihre Höhe beträgt 10 m über der Maros und auf ihr befindet sich ein bedeutender Teil der Orte Moglanesti und Maroshévíz. Bei Maroshévíz schneidet sie das Maroshévizer Tal in zwei Teile. Sie erhebt sich mit einem scharfen Rand und einem steilen Abhang aus dem Alluvium des Flusses. Ihr Material ist der faustgrosse, eiergrosse und kopfgrosse Schotter der Maros, gemischt mit Andesituff. Das Vorhandensein des Tuffs beweist hier das Gleiche wie der Terrassenauflschluss von Remete, nämlich, dass *die vulkanische Tätigkeit der Görgényer Schneegebirge noch zur Zeit der Aufschotterung der Terrasse, also in der letzten Eiszeit Tuffe produzierte.*

Die Vorkommen der Terrasse Nr. II sind unterhalb von Maroshévíz im engen Flusstal ganz bis nach Maroskövesd völlig bedeutungslos. Von der Terrasse sind nur einige zerfranzte und abgetragene, niedrige Teile vorhanden. In diesem engen Talabschnitt ist diese jüngste pleistozäne Schotterterrasse beinahe völlig der altholozänen Talverbreitungstätigkeit und der rezenten Vertiefungsarbeit der Maros zum Opfer gefallen. Der erste Teil ihrer zerrissenen Stücke befindet sich am linken Ufer, in der Nähe von Vugány, am Fusse jenes Bergspornes, auf dessen Abhang die Maros ihre altpleistozänen und oberpliozänen Terrassen ausgebildet hat. Der Terrassenteil ist 300 m lang und 10—40 m breit. Seine Höhe über dem Fluss beträgt 8 m. Ihm gegenüber finden wir unterhalb der Häuserreihe von Csobotány, die auf der Terrasse Nr. III erbaut wurde, einen schmalen Streifen der Terrasse Nr. II, deren Höhe ebenfalls 8 m beträgt.

Von Vugány bis zum oberen Eingang des kleinen Beckens von Nyágra können wir am linken Ufer nur zwei abgetragene jungpleistozäne Terrassenteile beobachten. Der eine befindet sich gegenüber Sing, der andere unmittelbar neben dem Beckeneingang. Ihre Höhe beträgt 5—6 m über dem Fluss.

Zwischen dem Nyágraer Becken und Ratosnya ist der Durchbruch der Maros ein richtiges Engtal. Es besitzt kaum irgendwelche Terrassen. Stellenweise ist das Tal kaum breiter als 50 m. Platz für die Landstrasse und auch die Eisenbahn musste aus dem Felsen herausgesprengt werden. In diesem Abschnitt finden wir am linken Ufer nirgends eine Spur der jungpleistozänen Terrasse. Nur unterhalb von Ratosnya sind in dem sich schon verbreiternden Tal Spuren der Terrasse Nr. II zu finden. In Wirklichkeit ist dies auch nicht die Terrasse der Maros, sondern die des Jód-Baches, die durch den Schuttkegel des Baches erhoben wurde. Daher beträgt ihre Höhe über dem Maroshorizont 9—10 m.

Am linken Ufer befindet sich der letzte Teil der Terrasse Nr. II im Tal der Oberen-Maros unterhalb von Déda. Hier gelangt die Maros in das Siebenbürgische Becken und hat hier nach ihrem Austritt aus dem

Engtal in die weichen, sanft geneigten, aber von eiszeitlicher Solifluktion und rezenten Rutschungen gestörten Tonschichten des Beckens ein breites Terrassental erodiert. Heute zeigt der Fluss hier einen starken Unterlaufcharakter nicht nur deshalb, weil der ein starkes Gefälle aufweisende Durchbruchsabschnitt hier aufhört, sondern auch deshalb, weil der vulkanische Zug, also der Durchbruchsabschnitt selbst, in welchem der Fluss auch heute einen Oberlaufcharakter besitzt, sich allmählich wieder erhebt. Seine Terrassen werden sozusagen in dem sich ständig auffüllenden Material des breiten Überschwemmungsgebietes ertränkt. Die Terrasse Nr. II erhebt sich insgesamt 4 m hoch über den Fluss. Sie setzt sich nach SW nach Oroszfalu zu fort.

Am rechten Ufer, unterhalb von Maroshévíz, bewahrt der Schuttkegel des Kelemen-Baches im Niveau der Terrasse Nr. II die Spuren der neupleistozänen Terrasse in einer Höhe von 6—8 m über der Maros. Dann folgt der unterhalb von Csobotány gelegene, schon beschriebene Streifen und schliesslich kann man auch beim unteren Ausgang des Palotaer Beckens den 9 m hohen, 200 m langen, schmalen Streifen der Terrasse finden.

Zwischen dem Palotaer und Ratosnyaer Becken fehlt sie am rechten Ufer vollständig; zwischen Ratosnya und Déda ist es mir nur gelungen, zwei Teile festzustellen. Der eine Teil befindet sich vor dem unteren Ausgang des Ratosnyaer Beckens, der andere westlich davon, in einer Entfernung von etwa 3 km. Hier wird die Terrasse von 8 m mächtigem Schotter aufgebaut. Auf dem Schotter lagert eine 1 m mächtige, rötlichbraune eiszeitliche Lehmdecke.

Die Terrasse Nr. III (mittelpleistozäne Terrasse) — ihre Aufschotterung erfolgte wahrscheinlich in der Riss-Eiszeit — ist die am schönsten ausgebildete Terrasse der Oberen-Maros, die diesem Tal einen besonderen Charakter gibt. In der nördlichen Bucht des Gyergyóer Beckens wird diese Terrasse anfangs durch Schuttkegeloberflächen und Übergangsformen zwischen Flussterrassen und Schuttkegeln vertreten. Die Schotterhorizonte oberhalb der Maros sind 18—27 m hoch. Ihr Material besteht aus einer Mischung von Schuttkegel- und Marosshotter; letzterer befindet sich unten. Der obere Teil der Horizonte wird schon völlig vom Schuttkegelmaterial bedeckt. Ihre Oberfläche wird häufig durch braungelben Glaziallehm erhoben.

Diese Niveaus ziehen hinter Gyergyóremete lang nach Norden hin und setzen sich bei Gyergyóvárhegy schon in die typische Terrasse Nr. III fort. Ihr Aufbau wird auf dem Eszenyő-Hügel unterhalb von Remete durch den Aufschluss eines Trockentales deutlich gezeigt. An den Abhang des 25 m hohen Niveaus lehnt sich die Terrasse Nr. II an. Der Schotter der Terrasse Nr. III lagert in einer Stärke von 2.5 m auf



dem Andesittuff, wodurch angezeigt wird, dass diese Terrasse bereits hier, aber auch im Tale der Oberen-Maros durchgehend *eine Felsenterrasse ist*. Sie wurde aus jenen Andesittuffen und Konglomeraten herausgehobelt, die gemäss der im Vorhergehenden beschriebenen Schilderungen von *Herbich* und *Koch* die zwischen den Schneegebirgen von *Görgény* und *Kelemenhasas* befindliche, interkolline Vertiefung mit mächtigen Schichten ausgefüllt haben. Fossilien sind hier zwar nicht zum Vorschein gekommen, doch nehmen die Forscher an, dass diese Schichten, die vulkanischen Ursprungs sind, in das Pliozän gehören.

Dieser Tuff und dieses Konglomerat sind auf dem *Eszenyő-Hügel* in einer Tiefe von etwa 3 m aufgeschlossen. Der darüber lagernde Schotter ist teilweise *Maros-Schotter*, teilweise Schuttkegelmaterial. Über dem Schotter lagert in einer ungefähr 3 m dicken Schicht verwitterter Andesitschotter, mit Tuffen und Lapilli vermischt. Der Tuff und die Lapilli sind mit dem Tuff, der früher aus dem Aufschluss der Terrasse Nr. II bei *Remete* beschrieben wurde, äquivalent, sie liefern also gleichfalls den Beweis für eine jungpleistozäne vulkanische Tätigkeit. Über dem Tuff lagert in einer Stärke von 3 m eiszeitlicher Lehm.

Eine Übergangsform — ähnlich wie am linken Ufer — ist auch die Oberfläche des *Ditróer Hügels*. Seine Höhe beträgt 22 m über dem *Maros*spiegel. Dies ist der Schuttkegel des *Fehér-* und *Ditró-Baches*, der von der *Maros* unterwaschen wurde. Ausserdem kann man am rechten Ufer bis *Gyergyóvárhegy* kein Terrassenvorkommen Nr. III beobachten.

Oberhalb von *Várhegy* finden wir am rechten und auch am linken Ufer längs der grossen Krümmung der *Maros* zwei schöne Teile der Terrasse Nr. III. Ihre Höhe über der *Maros* beträgt 22—25 m. Die Terrasse wird am linken Ufer durch den *Martonka-Bach* in zwei Teile geteilt, am rechten ist sie eine lange Terrassenhalbinsel, die sich am Abhang des Tuffhügels von *Ditróhodos* fortsetzt. Ihr gegenüber finden wir die Terrasse in *Gyergyóvárhegy* gleichfalls in einer schönen Ausbildung. Zum Teil wurde das Dorf auf ihr erbaut. Diese Teile sind schon typische *Marosterrassen*. Wir finden in ihnen schon kaum Schuttkegelmaterial. Sie sind aus dem Andesit-, kristallinen Schiefer-, Kalk- und *Syenit-Schotter* der *Maros* aufgebaut.

Unterhalb von *Gyergyóvárhegy* finden wir die Terrasse Nr. III am rechten und linken Ufer gleichmässig auf dem von der *Maros* durchbrochenen *Fillitzug* in zwei Streifen. Man kann sie aber auch bei *Ditróhodos* beobachten; ferner setzt sie sich unter *Salamás* fort, doch zeigt sie hier eine schwache Ausbildung. Ihre Höhe über der *Maros* beträgt 26 m.

Weiter oben wird sie durch den Schuttkegel des *Csiska-Baches*

am rechten Ufer um 34 m erhöht. Einen Aufschluss besitzt sie nicht. Eine umso schönere Ausbildung kann am rechten Ufer bei Maroshévíz beobachtet werden. Am rechten Ufer des Hévizzer Tales ist sie ein etwa 1.5 km langes und 250 m breites Terrassenfeld. Sie wird durch den auf dem Tuff lagernden Schotter der Maros aufgebaut. Ihre Höhe beträgt 25 m über der Maros (gemessen neben der griechisch-katholischen Kirche).

Am linken Ufer zwischen Várhegy und Galócás wird diese Terrasse nur durch das über dem Eisenbahntunnel gelegene Niveau vertreten. Die Höhe des zum Mäander des Flusses allmählich abfallenden Terrassenornes beträgt 26 m über dem Fluss. Die gleiche Terrassenhöhe finden wir auch hinter der Eisenbahnstation von Galócás, sowie gegenüber Moglanești.

Den nun folgenden Abschnitt finden wir wieder in Form einer treppenförmig herauspringenden und allmählich abfallenden Terrassenhalbinsel im Becken von Maroshévíz. Ihre Länge beträgt 500 m, ihre Breite 300 m, ihre Höhe nur 20 m über dem Fluss, da die Maros im Becken heute einen Unterlaufcharakter besitzt und ihre Talsohle ausschottert. Ein Aufschluss der Terrasse ist nicht vorhanden.

Ebenso hoch ist auch jene schotterfreie Felsenterrasse, über welcher sich das Heilbad von Maroshévíz befindet. Auf diesem Niveau bildet sich jetzt der Kalktuff von Maroshévíz. Der Bach springt mit einem kleinen Wasserfall über den Rand der Terrasse, der vom Kalktuff dicht bedeckt wird. Die Maros fließt am Fuss der Tuffwand, die durch blumenkohlartige Kalktuff-Bildungen gesprenkelt ist. Die Höhe der Wand beträgt 20 m. Sie gehört offenbar in den Horizont der Terrasse Nr. III, nur wurde ihr Schotter von den Bächen abgetragen und weiterschleppt.

Unterhalb von Maroshévíz beginnt das Engtal der Maros. In der Nähe des unteren Beckenausganges finden wir sowohl auf der rechten, als auch auf der linken Seite die Terrasse Nr. III. Am rechten Ufer ist sie ein langer, schmaler, 20 m hoher Streifen, der sich nur in der Nähe der Mündung des Kelemen-Baches verbreitert und durch das Schuttkegelmaterial des Baches um 24 m erhöht wird. Am linken Ufer setzt sie sich in Form einer langen und breiten Oberfläche hinter der Eisenbahnstation von Maroshévíz fort und verschmälert sich dann allmählich zum Ausgang des Beckens hin. Ihre Höhe beträgt 23 m über dem Fluss. Ihr Grund besteht aus Andesittuffen. Auf dem Andesittuff lagert eine 4 m starke Decke von Flussschotter.

Von der Mündung des Margineș-Baches bis zur Eisenbahnstation von Gödemesterháza zeigt sie am linken Ufer eine sehr schöne Ausbildung. Ihr Rand ist scharf und deutlich ausgeprägt. Ihre sich nach in-

nen zu langsam erhebende Oberfläche wird von kleinen Seitentälern durchfurcht. Über ihr finden wir altpleistozäne und pliozäne Terrassen. Ihre Länge beträgt mehr als 4 km, ihre Breite 100—300 m, ihre Höhe 19—22 m. Sie ist in ihrer ganzen Ausdehnung eine Felsenterrasse, doch besitzt sie keinen guten Aufschluss.

Ihr gegenüber finden wir am rechten Ufer die Häuser von Csobotány an der Oberfläche der Terrasse Nr. III. Diese von Seitentälern durchfurchte Oberfläche ist 2 km lang und 50—100 m breit. Ihre Höhe beträgt 22 m über der Maros.

Diese Terrasse können wir auch hinter der Eisenbahnstation von Gödemesterháza beobachten. Auf dem rechten Ufer wird die Oberfläche dieser Terrasse auch durch jene Felsenspitze bewahrt, auf der sich die Erinnerungstafel der Jahrtausendfeier befindet.

In dem Abschnitt, der sich zwischen Gödemesterháza und der Eisenbahnstation von Bánffyháza befindet, folgt in dem engen, wildromantisch-schönen Tal dem linken Flussufer die Terrasse Nr. III in Form einer verstümmelten Felsenterrasse. Sie wurde durch die Erosion des Flusses stark angegriffen und zerstört. Nur der Stamm der Felsenterrasse ist übrig geblieben, meistens ohne Schotter. An vielen Stellen wurden die Spuren der Terrasse nur durch erodierte Hohlformen bewahrt, wodurch die Stärke und das Mass der Tiefenerosion der Maros bewiesen ist.

Diese Terrasse blieb unterhalb von Gödemesterháza am rechten Ufer etwas besser erhalten. Auf der Terrasse befindet sich die Siedlung Zebak. Wir haben hier einen langen, schmalen, 20—21 m hohen Streifen vor uns. Sein Grund besteht aus harten, zementierten Tuffen und Konglomeraten, auf welchen in einer Stärke von 1 m Flusschotter und 3 m mächtiger eiszeitlicher Lehm lagern.

Der NO-liche Teil des kleinen, aber gleichmässig ovalen Nyágraer Beckens wird völlig von der Terrasse Nr. III ausgefüllt. Dies ist ein deutlich entwickeltes, scharfkantiges, 1 km langes und 500 m breites Terrassenfeld. Seine Höhe über der Maros beträgt 21 m. Von dort bis zum Palotaer Becken wird die Terrasse Nr. III wieder nur durch schotterfreie oder nur wenig mit Schotter bestreute, stark abgetragene Erosionsoberflächen angedeutet. Die schönste Terrasse des ganzen Salamá—Dédaer Durchbruchs können wir dann im nördlichen Teil des Palotaer Beckens beobachten. Diese schöne Terrasse wurde schon von Sawicki in seiner bereits erwähnten Arbeit beschrieben; auch finden wir hier eine Abbildung von ihr. Das Dorf wurde auf der Terrasse erbaut. Sie erhebt sich aus dem ziemlich breiten Alluvium der Maros durch einen 21 m hohen, steilen, unterwaschenen Tuffabhang. Auf dem Tuff lagert in einer Dicke von etwa 2—3 m feinkörniger Quarzschotter



und ei-, bis faustgrosser Schiefer- und Andesitschotter, gemischt mit glazialem Lehm. Die Länge der Terrasse beträgt etwa 3 km, ihre Breite 100—500 m. Ihr gegenüber ist im südlichen Teil des Beckens der aus dem Abhang des Tuffplateaus herausgemeisselte, schmale, 21 m hohe, erodierte Abhang ebenfalls der Überrest der Terrasse Nr. III.

Im Becken von Ratosnya besitzt die Maros keine Reste der Terrasse Nr. III. Wir finden diese Terrasse nur hinter der Eisenbahnstation unterhalb des Beckenausganges, neben der Mündung des Jód-Baches, 20 m oberhalb des Flusses in zwei kleinen Abschnitten, ferner weiter westlich am rechten Ufer, auf dem unterwaschenen Abhang des Luncile Cuesdenilor und in dessen Fortsetzung oberhalb des Höhenpunktes 492 in Form eines schmalen, schotterigen Streifens. Am rechten Ufer können wir sie östlich der Mündung des Borzia-Baches beobachten. Alle diese Terrassenteile besitzen eine Höhe von 18—20 m über der Maros.

Von Déda an haben nach dem Verlassen der Talenge die eiszeitliche Fliesserde und die rezenten Rutschungen des mediterranen Salztones sehr viel Terrassenmaterial umgelagert, ferner die Ausbildung der Terrassen gestört und die doch ausgebildeten Terrassen stark zertrümmert. Besonders das linke Ufer zeigt starke Rutschungen. Dennoch erscheint die Terrasse Nr. III oberhalb von Füleháza in einer ziemlich gut erhaltenen Ausbildung am Fusse des abgerutschten Abhangs. Ihre Höhe über der Maros beträgt 24 m; ein Aufschluss ist nicht vorhanden, aber der Maros-Schotter ist an der Terrassenoberfläche zu finden. Sie setzt sich in Form eines breiten Streifens nach SW und zwar nach Oroszfalu fort.

Am rechten Ufer weisen unterhalb von Déda zwei kleine, durch Rutschungen zerstörte Terrassenteile auf das letzte Vorkommen der Terrasse Nr. III in meinem Arbeitsgebiet hin.

Die Terrasse Nr. IV (altpleistozän) muss sich gegenüber der Terrasse Nr. III bei der Ausbildung des morphologischen Bildes des Maros-Tales mit einer bescheideneren Rolle begnügen.

Zwischen Gyergyóditró, Gyergyóremete und Gyergyóvárhegy finden wir in der nördlichen Bucht des Gyergyóer Beckens am linken und rechten Ufer gleicherweise nur eine Serie von Schuttkegeln, die zum Horizont der Terrasse Nr. IV gehören. Ihre Höhe über der Maros beträgt 35—40—45 m. Die Terrasse Nr. IV tritt in Form einer Felsterrasse, aber schotterfrei, neben der Eisenbahnbrücke von Várhegy, auf dem Fillitzug, etwa 50 m über der Maros auf.

Bei Salamás ist sie schon eine schöne Terrassenfläche, die durch die Täler der Seitenbäche zerstückelt wird. Ein Aufschluss ist nicht vorhanden, doch befindet sich der Andesit- und Quarzschotter der

Maros überall an der Oberfläche. Ihre Höhe über der Maros beträgt 48 m.

Von Salamás bis Maroshévíz können wir am rechten Ufer kein einziges ausgesprochenes Vorkommen eines Terrassenteils Nr. IV beobachten. Nur bei Maroshévíz finden wir diese altpleistozäne Terrasse wieder in einer schönen Ausbildung, ähnlich wie bei Salamás. Der etwa 500 m lange, 200 m breite, sich nach seinem Rand zu sanft erhebende Terrassenteil erhebt sich aus der Fläche der Terrasse Nr. III. Ihre Höhe beträgt 48—52 m. Ihre Oberfläche wird von einem Gemisch, bestehend aus stark abgerolltem, faustgrossen Marosshotter und durch Fliesserden umgelagerten, roten, eiszeitlichen Ton bedeckt. Aus diesem Grunde und auch infolge des Fehlens eines Aufschlusses lässt sich die Mächtigkeit der Schotterschicht nicht bestimmen.

Das linke Ufer zwischen Galócás und Maroshévíz begleitet die altpleistozäne Terrasse, indem sie sich sanft über die Terrasse Nr. III erhebt, in Form einer leicht abfallenden Oberfläche, stellenweise besonders typisch ausgebildet; ferner finden wir sie in den Winkeln der Biegungen der Maros. Ihre Höhe über der Maros beträgt 38—45 m. Ihre Oberfläche ist sanft gewellt und ihre Formen sind viel reifer und älter, als bei der Terrasse Nr. III.

Zwischen Maroshévíz und Bánffyháza erinnern am rechten Ufer unterhalb von Maroshévíz, auf den Abhängen von Coasta Vălcelci in einer Höhe von 50 m Erosionsspuren und gänzlich zertrümmerte Felsenterrassenteile an die Terrasse Nr. IV. Am linken Ufer können wir ebenfalls hinter der Eisenbahnstation von Maroshévíz schotterfreie, erodierte Horizonte in einer ähnlichen (50 m) Höhe beobachten.

Die altpleistozäne Terrasse erscheint in einer umso schöneren typischen Terrassenform am linken Ufer, oberhalb von Vugány und oberhalb der Terrassenfläche von Podereiul Poderenilor. Bei Vugány finden wir sämtliche Marosterrassen in einer regelmässigen, aufeinanderfolgenden Serie. Hier ist die Terrasse Nr. IV ein 100—200 m breiter Streifen mit wellenartiger Oberfläche. Es ist eine Felsenterrasse, ihre Oberfläche wird von Marosshotter bedeckt. Ein Aufschluss ist nicht vorhanden. Ihre Höhe beträgt oberhalb von Vugány 48—53 m, neben der Eisenbahnstation von Gödemesterháza 45 m über der Maros.

Am rechten Ufer, gegenüber von Vugány finden wir die Spuren der Terrasse Nr. IV auf der schotterfreien, 38—46 m hohen Oberfläche der abgetragenen Felsenterrassen, usw. in einer Länge von 1.5 km, in zwei Teilen.

Zwischen Gödemesterháza und Bánffyháza liefern die Überreste von ebenfalls stark abgetragenen, etwa 45 m hohen schotterfreien Fel-

senterrassen den Beweis für die einmalige Ausdehnung des altpleistozänen Talbodens.

Ferner finden wir die Spuren der altpleistozänen Terrasse auch im Nyágraer und Palotaer Becken, über der schön ausgebildeten Fläche der Terrasse Nr. III, in einer Höhe von 30 m, also rund 50 m oberhalb der Maros, ja Spuren dieser Terrasse sind auch im südlichen Teil des Palotaer Beckens hinter der Eisenbahnstation vorhanden.

Zwischen Palotailva und Ratosnya, neben Andrenyásza gehört sowohl am rechten, als auch am linken Ufer je ein 45—55 m hoher, ziemlich abgetragener, aber schotteriger Oberflächenteil zur altpleistozänen Terrasse.

Im Gegensatz zum Palotaer und Nyágraer Becken ist die Hauptterrasse des Ratosnyaer Beckens die Terrasse Nr. IV. Sie ist eine sehr schön und typisch ausgebildete, mehr als 1 km lange und 500 m breite Fläche. Auf der Militärkarte ist ihr Name Poderile Rastosnii. Ihr Grund besteht aus zementierten vulkanischen Andesittuffen und Konglomeraten, auf welchen die 5—8 m mächtige Schotterschicht der Maros lagert, die in ihrem oberen Teil bereits mit dem Material des Schuttkegels des Ratosnya-Baches vermischt wird. Daher beträgt ihre Höhe über der Maros 55 m. Ihre Fortsetzung ist am linken Ufer der „Lünca Bánffy“ Terrassenteil.

Im Abschnitt zwischen Ratosnya und Maroskövesd zeigt die Terrasse Nr. IV eine sehr schöne Ausbildung. Anfangs (bei Gatonya) ist sie nur ein 500—700 m langer, schmaler, sich 53 m über der Maros erhebender Streifen, doch lagert auch schon hier eine etwa 10 m dicke Schicht von Marossschotter auf dem zementierten Tuff und am linken Ufer, gegenüber von Gatonya, neben Borzia (Lünca Borzia) finden wir genau die gleichen Lager. Dann verbreitert sie sich am rechten Ufer oberhalb der Eisenbahnstation von Déda ganz bedeutend und wird schliesslich zu einer breiten, zusammenhängenden Fläche, die weit nach dem Inneren des Siebenbürgischen Beckens verläuft. In der Umgebung der Bisztra-Bachmündung wird sie noch durch Rutschungen stark gestört. Auch der Schuttkegel der Bisztra wirkt störend, daher ist ihre Höhe hier unbestimmt. Sie beträgt etwa 35—43 m, ihre Ausbildung gegen Déda zu wird jedoch nicht mehr gestört. Ihre Breite erreicht auch die Ausdehnung von 1.5 km. Ihre Oberfläche ist ein weites, wellig gefurchtes Plateau, erhebt sich sanft vom Fluss aus und wird von grossen Schuttkegeln bedeckt. Auf den Abhängen der Seitentäler, die ihre Oberfläche durchfurchen und unter dem Terrassenschotter den salzhaltigen mediterranen Ton aufschliessen, finden wir auf den Tongehängen sehr viele, kleinere und grössere rezente Rutschungen. Der kleinkörnige Quarz- und gröbere, stark verwitterte Andesit-



schotter der Maros befindet sich überall an der Oberfläche. Die Dicke der Terrassenschotter muss sehr bedeutend sein, zumindest 10 m, jedoch kann man dies nicht genau feststellen, da die Abhänge der aus dem Salzton herausgemeisselten, grossartigen Terrasse der Wirkung der eiszeitlichen Solifluktion und der zerstörenden, Gesteinsmassen transportierenden Wirkung der Rutschungen ausgesetzt waren und auch noch heute ausgesetzt sind. Die Abhänge der Terrasse werden vom abgetragenen Schotter sehr dicht bedeckt.

\* \* \*

Die ältesten Terrassen des Salamás—Dédaer Durchbruchs der Maros stammen aus dem Pliozän. Sie sind, wie dies allgemein in den Flusstälern des Karpatenbeckens der Fall ist, im letzten Drittel des Pliozäns entstanden. Es bereitet ziemlich grosse Schwierigkeiten, im Tal der Oberen-Maros die verschiedenartigen, pliozänen Terrassenhorizonte voneinander zu trennen, ihre Lage genau zu bestimmen und sie zu kartieren.

Der Fluss hat sein Engtal in eine dicke Tuff- und Konglomeratschicht eingetieft. Die Anhäufung von vulkanischen Tuffen und Bomben erfolgte vom Beginn der vulkanischen Tätigkeit an bis zum Ende des Pleistozäns. Scheinbar war die vulkanische Tätigkeit des Pleistozäns sowohl in bezug auf ihre räumliche und zeitliche Ausdehnung, als auch in bezug auf die Menge des produzierten Materials weniger bedeutend, als die des Tertiärs. Die Tuffoberfläche, in die sich die Maros zwischen den Schneegebirgen von Görgény und Kelemen eingeschnitten hat, war im grossen und ganzen schon im letzten Drittel des Pliozäns fertig. Ob das Marostal im Pannonicum an seiner heutigen Stelle schon offen und ausgebildet war, und welche morphologischen Verhältnisse die Oberfläche an der Stelle des heutigen Gyergyóer Beckens aufweisen könnte, ist für den Morphologen schwer zu entscheiden. Soviel ist sicher, dass der Einschnitt der Maros in ihrem Tal etwa in einer Mächtigkeit von 150 m die vulkanischen Tuff- und Konglomeratschichten aufschliesst (es ist sehr wahrscheinlich, dass von W a c h n e r diese Konglomeratschichten in 150 m relativer Höhe über dem Flusspiegel als Reste eines alten Maros-Talbodens betrachtet wurden); in den Aufschlüssen zeigen die vulkanischen Konglomerate stellenweise einen starken Flussgeröll-Charakter; es hat sogar den Anschein, als ob die Schotter des Konglomerats gerade fluviatilen Ursprungs wären. Dieser Umstand war wahrscheinlich der Beweggrund dafür, dass W a c h n e r den Talabschnitt als ein Regressionstal aufgefasst hat. Dass jedoch die Maros am Ende des Pliozäns schon gleichzeitig mit der Tuff- und Bombenstreuung eine Erosionstätigkeit entwickelt, also ein Erosionstal

ausgebildet hat, so dass die Anhäufung des lockeren vulkanischen Materials das Gyergyóer Becken nicht absperren und abflusslos machen konnte, kann mit unbedingter Sicherheit festgestellt werden.

Eine Schwierigkeit bedeutet auch das Fehlen der zeitbestimmenden Fossilien.

Es hat den Anschein, als ob der Fluss in die sich langsam erhöhende Tuff- und Konglomeratoberfläche des Pliozäns zwei pliozäne Terrassen eingeschnitten hätte. Die genaue Bestimmung des Horizontes der beiden Terrassen (Terrasse Nr. V und Nr. VI) wird auch dadurch erschwert, dass das Gebiet am Ende des Pliozäns tektonischen Bewegungen ausgesetzt war. Diese tektonischen Bewegungen des Pliozäns, die die Tuffoberfläche zerstückelten und einzelne Schollen heraus hoben, werden durch die gestörte Lagerung der Tuffschichten in den einzelnen Abschnitten des Engtales (in erster Linie in den kleinen Becken von Maroshévíz, Göde, Nyágra, Palota und Ratosnya) deutlich bewiesen. Die ursprünglich horizontal gelagerten Tuffschichten fallen gegen NO. Ein Beweis für die tektonischen Bewegungen vom Ende des Pliozäns an ist auch die Salamáser Basalteruption, die die Andesituffe durchquert und sich gangartig angeordnet hat. Dass die Bewegungen am Ende des Pliozäns, höchstens im Altpleistozän erfolgt sind, wird durch den Umstand zweifellos bewiesen, dass das Niveau der altpleistozänen und mittelpleistozänen Terrassen sich ungestört entwickeln konnte. Beide Terrassen folgen regelmässig dem Gefälle des Tales.

Die Bestimmung der pliozänen Terrassen stösst auch insofern auf Schwierigkeiten, als diese Terrassen die ältesten im Flusstal sind; es sind sehr stark zerstörte und abgetragene Niveaus. Wir haben hier nur unbedeutende Überreste des einstigen breiten, pliozänen Talbodens vor uns. Ihr häufig verwitterter Schotter ist von dem Andesitgerölle der pliozänen Konglomerate kaum zu unterscheiden. In diesen Fällen dient der spärliche Quarz- und kristalline Schieferschotter der Terrasse zur Orientierung. Die letzteren liefern zweifellos den Beweis dafür, dass wir in der fraglichen Oberfläche eine Flussterrasse vor uns haben. Im übrigen weisen diese pliozänen Terrassen, abgesehen von wenigen Ausnahmen, nur wenig Schotter auf; oft verrät nur die äussere Erscheinung den erosiven Ursprung der Felsoberfläche.

Die Terrasse Nr. V (jüngstpliozän, eventuell ältestpleistozän) beginnt ebenfalls mit Schuttkegeln in der nördlichen Bucht des Gyergyóer Beckens. Die sich 60—70 m über der Maros erhebenden Schuttkegel finden wir nacheinander in einer langen Reihe angeordnet auf der linken und rechten Seite des Tales. Bei Gyergyóvárhegy schliessen sich, als ihre unmittelbare Fortsetzung, Tuffoberflächen in einer Höhe von etwa 65—70 m über dem Fluss an sie an. Diese Tuffoberflächen sind

schotterfrei. Auf ihnen liegt zum Teil verwittertes Andesitgeröll und Konglomerat und zum Teil auch das Schuttmaterial der Abhänge, sowie eiszeitlicher Lehm.

Unterhalb von Salamás, zwischen Galócás und Maroshévíz finden wir am linken Ufer über den Terrassen Nr. III und IV in einem langen, breiten Zug die Terrasse Nr. V. An vielen Stellen wird sie auch von Schotter bedeckt, doch besitzt sie keinen Aufschluss. Ihre Höhe über der Maros beträgt 70—80 m.

Am rechten Ufer finden wir bei Maroshévíz ebenfalls über der Oberfläche der Terrassen Nr. III und IV die Terrasse Nr. V in einem ziemlich gut erhaltenen Zustand. Ihre Höhe über dem Fluss beträgt 75 m. Es ist ein breites, welliges Plateau, das sich ganz bis zur Mündung des Kelemen-Baches zieht. Sein Quarz- und Andesitschotter ist auf der Oberfläche überall zu finden. Der Schotter ist feinkörniger, als derjenige der Terrasse Nr. IV, die sich unter der Terrasse Nr. V befindet. Ein Aufschluss ist nicht vorhanden. Ihr Abhang ist verschwommen ausgebildet und weist Solifluktionserscheinungen auf. Sowohl auf dem Abhang selbst, als auch an seinem Fuss können wir eine dicke Schicht des rötlichbraunen, eiszeitlichen Lehms beobachten.

Zwischen Maroshévíz und Ratosnya weisen die an beiden Ufern des Flusses im engen Tal befindlichen, 70—80 m hohen, schotterfreien, stark abgetragenen Felsoberflächen die Spuren des Talbodens auf, der sich am Ende des Pliozäns, oder am Anfang des Pleistozäns im Niveau der Terrasse Nr. V entwickelte. Die phantastischen, aus Tuffen gebildeten Felstürme und steingötzenartigen Gebilde der Talenge sind aller Wahrscheinlichkeit nach Erosionsformen, die sich im Niveau der Terrasse Nr. V entwickelt haben.

Die Terrasse Nr. V finden wir in einer viel unversehrteren Ausbildung im Ratosnyaer Becken in einer Höhe von 25—30 m über der schönen Terrassenoberfläche Nr. IV, in Form eines 1 km langen, 100—150 m breiten, schotterigen, sanft abfallenden, unaufgeschlossenen Abhanges. Ferner können wir sie östlich von Gatonya am rechten Ufer über den Terrassen Nr. III und IV in Form einer 1 km langen, von Seitentälern gegliederten, waldigen Treppe beobachten. Ihre Höhe über der Maros beträgt 75 m. Ihr gegenüber sind die drei am linken Ufer befindlichen Bergsporne, die in einer ähnlichen Höhe liegen, ebenfalls die Überreste der Terrasse Nr. V.

Die Terrasse Nr. VI, die eine ältere Terrasse vom Ende des Pliozäns ist, ist wahrscheinlich die älteste Terrasse des Marosflusses. Dieser Horizont ist im Tal eine Erosionsoberfläche von etwa 95—110 m Höhe auf der pliozänen Tuff- und Konglomeratoberfläche. In dieser Höhe befindliche Niveaus kann man, stellenweise nur spärlich von



Schotter bedeckt, an zahlreichen Orten zwischen Gyergyóremete und Maroshévíz beobachten, doch kann sich der Morphologe kaum auf Tatsachen stützen, die eine sichere Trennung zwischen den ursprünglichen pliozänen Tuffhorizonten und dem Horizont der Terrasse Nr. VI ermöglichen würden.

Zum Niveau der Terrasse Nr. VI gehören aber ganz entschieden die von spärlichem Schotter bedeckten vier Bergvorsprünge, die sich bei Vugány am linken Ufer über den Treppen der Terrassen Nr. III und IV spornartig aufbauen. Ihre Oberflächen und Formen lassen zweifellos auf ihren erosiven Ursprung schliessen. Es sind Felsenterrassen. Die grösste ist etwa 250 m lang und ebenso breit. Ihre Höhe über der Maros beträgt 104 m. Ihnen gegenüber blieb am rechten Ufer auch ein Teil der Terrasse Nr. VI in Form einer 300 m langen und 100 m breiten, erodierten Felsenoberfläche erhalten.

Von hier an fehlt diese Terrasse, abgesehen von einigen unklaren, nur unbedeutenden Teilen im Abschnitt zwischen Maroshévíz und Ratosnya, beinahe vollständig. Nur oberhalb von Gatonya finden wir über der Terrassenoberfläche Nr. V bei Podereiul Galbei die kleineren Überreste der älteren Terrasse vom Ende des Pliozäns 100 m hoch über der Maros. Schliesslich erscheint sie aber in einer umso schöneren und deutlicheren Ausbildung am rechten Ufer oberhalb Déda, über der breiten, schon früher geschilderten Oberfläche der Terrasse Nr. IV. Die 300—500 m breite Terrasse, die aus dem miozänen Salztön herausgeschnitten und zu einem Hügelgebiet mit Tälern und Rutschungen gegliedert wurde, setzt sich nach dem Innern des Siebenbürgischen Beckens noch weit fort. Ein Aufschluss ist nicht vorhanden. An ihrer Oberfläche befindet sich sehr viel Schotter, auf dem rotbrauner, durch Solifluktion gestörter Lehm aus der letzten Eiszeitperiode in grosser Mächtigkeit lagert. Sie erhebt sich über der Terrasse Nr. IV um 50—60 m, ihre Höhe beträgt über der Maros 100—110 m.

\* \* \*

Wenn wir die Ergebnisse unserer morphologischen Untersuchungen zusammenfassen, sehen wir, dass das obere Tal der Maros, das von der Quelle des Flusses bis nach Maroskövesd, also bis zum Rande des Siebenbürgischen Beckens reicht, aus zwei morphologisch verschiedenen Gebieten besteht, uzw. aus dem terrassenfreien Gyergyóer Becken und aus dem Engtal von Salamás—Déda, das Terrassen aufweist. Das Gyergyóer Becken ist ein pliozän-pleistozänes Senkungsgebiet, dessen Ausfüllung vom Beginn des Pliozäns bis zum heutigen Tage andauert. Der Morphologe kann in dem Becken auch noch holozäne tektonische Bewegungen nachweisen. Das Vorhandensein des vorausgesetzten Gyer-

gyóer levantinischen Sees wird durch die morphologischen Untersuchungen nicht nachgewiesen.

Die Entwicklung des Salamás—Dédaer Durchgangstales begann im letzten Drittel des Pliozäns. Seitdem wurden durch die Maros mit dazwischenliegenden Ruhepausen 6 Terrassen in dem engen Tal ausgebildet. Deshalb ist dieser Talabschnitt *kein terrassenloses Engtal und kein eigentliches Durchbruchstal, sondern er ist in einer wahrscheinlich interkollinen Vertiefung ausgebildetes Erosionstal mit fluviatilen Terrassen*. Durch die Terrassenaufschlüsse wird bewiesen, dass die vulkanische Tätigkeit in den Görgényer Schneegebirgen und in der Hargita bis zum Ende des Pleistozäns aktiv war.

Bedeutendere pleistozäne tektonische Bewegungen haben das Gebiet mit Ausnahme der jüngstpliozän—ältestpleistozänen Zerstückelung der pliozänen Tuffhorizonte (Kleinbeckenbildung) und der vorausgesetzten weiteren pleistozänen Senkung des Gyergyóer Beckens nicht gestört, da die Terrassenhorizonte des Durchgangstales keinerlei Störung aufweisen; jede Terrasse ist durchlaufend und ununterbrochen. Tektonische Bewegungen kann man wieder nur am Ende des Pleistozäns und im Alt-holozän nachweisen.

Die Anzahl der Terrassen stimmt mit derjenigen der Donau, Theiss und ihrer Nebenflüsse überein. Aus den Terrassenaufschlüssen sind zwar zeitbestimmende Fossilien unbekannt, doch besteht infolge des Umstands, dass die Anzahl der Maros-Terrassen und ihre Höhe mit der anderer innerkarpatischer Flüsse — in erster Reihe mit denen der Donau, die die hydrographische Leitachse des Karpatenbeckens bildet — übereinstimmen, und dass die Terrassen der Oberen-Maros mit der Anzahl und den Höhenverhältnissen der Terrassen der Unteren-Maros nach Angaben von P á v a i V a j n a (9) und S a w i c k i (1) übereinstimmen, kein Zweifel, dass die Terrassen der Oberen-Maros aus folgenden Perioden stammen: die 0.4—2.5 m hohe Terrasse Nr. I aus dem Holozän, die 6—10 m hohe Terrasse Nr. II aus dem Jungpleistozän, die 18—25 m hohe Terrasse Nr. III aus dem mittleren Pleistozän, die 40—45 m hohe Terrasse Nr. IV aus dem Altpleistozän, die 65—80 m hohe Terrasse Nr. V eventuell noch ältestpleistozän, oder gemeinsam mit der 90—110 m hohen Terrasse Nr. VI aus dem Ende des Pliozäns. Die erstaunliche Übereinstimmung dieser Terrassen mit den Terrassen anderer Flüsse des Karpatenbeckens (10) scheint für meine schon seit langem betonte Auffassung den Beweis zu liefern, dass wir die Bildung unserer Fluss-terrassen in erster Reihe auf eiszeitliche und zwischeneiszeitliche klimatische Wirkungen zurückführen müssen.

## Schrifttum.

1. Sawicki, Ludomir: Morfológiai kérdések Erdélyben. Morphologische Fragen in Siebenbürgen. Földrajzi közlemények. 1910.
2. Hauer und Stache: Geologie von Siebenbürgen. Wien 1863.
3. Herbich, Ferenc: Északkeleti Erdély földtani viszonyai. Földtani Intézet Évkönyve. I. k. 1871.  
(Die geologischen Verhältnisse im nordöstlichen Siebenbürgen. Jahrbuch der k. ung. geologischen Anstalt. Band I. 1871.)
4. Herbich, Ferenc: A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. Földtani Intézet Évkönyve. V. k. 1872.  
(Die geologische und paläontologische Beschreibung des Széklerlandes. Jahrbuch der k. ung. geologischen Anstalt. Band V. 1872.)
5. Primics, György: A Keleti Kárpátok geológiai viszonyai. M. Tud. Akad. Ért. XIV. k. 1884.  
(Die geologischen Verhältnisse der Ostkarpaten. Bericht der Ung. Akad. der Wissenschaften. Band XIV. 1884.)
6. Koch, Antal: Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. M. kir. Földtani Intézet Évkönyve 1892—94. és 1900.  
(Die tertiären Bildungen des Siebenbürgener Beckens. Jahrbuch der Ung. Geologischen Anstalt 1892—94 und 1900.)
7. Lőrenthey, Imre: Újabb adatok a székelyföldi szénképződmény földtani viszonyaihoz. Értesítő. Kolozsvár 1895.  
(Neuere Beiträge bezüglich der geologischen Verhältnisse der Kohlenbildungen im Széklerland.)
8. Pálffy, Móric: Borszékfűrdő és Gyergyóbélbor geológiai és hidrológiai viszonyai. Földtani közlöny 1905.  
(Die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszékfűrdő und Gyergyóbélbor. Földtani közlöny 1905.)
9. Pávai Vajna, Ferenc: A Marosvölgy kialakulásáról. Földtani közlöny 44. k. 1914.  
(Über die Entwicklung des Marostales.)
10. Bulla, Béla: A Magyar medence pliocén és pleisztocén folyami terraszai. Földrajzi Közlemények. 1941. 4. füzet.  
(Die pliozänen und pleistozänen Flussterrassen des Ungarischen Beckens. Internat. Ausgabe der Ungarischen Geogr. Gesellschaft. Bpest. 1942.)
11. H. Wachner: Județ Ciuc samt Toplița und der Mureșenge. Lucrările Institutului de Geografie al Universității din Cluj. Tom. III. 1926—27.
12. R. Mayer: Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpaten. Annuarul Inst. Geol. al României. Tom. XVII. 1932 (1936).
13. Xántus, János: Jelentés a Gyergyói havasok márványelőfordulásairól. M. Földtani Int. Évi Jel. 1913.  
(Bericht über die Marmorvorkommnisse in den Gyergyóer Schneebergen.)