

MÁRTON PÉCSI

**DIE TEKTONISCHE BEDEUTUNG VON TERRASSENDEFORMATIONEN**

Márton Pécsi: Tectonic Significance of River Terrace Deformations. *Geogr. Čas.*, 37, 1985, 2—3; 3 figs., 4 tabs., 6 refs.

In the light of the results of geomorphological investigations of the Danube terraces the author has concluded that height differences of the terraces were caused by young crustal movements. In the Pleistocene the mountain range rose by 200—250 m compared with the present curve of the Danube. On the other hand the central part of the Little Plain subsided by about 200 m. The Quaternary subsidence in the middle Danube—Tisza region reached 150—200 m and in the southern part it amounted to 250—450 m. The comparison of Danube terraces with fluvial deposits allows to estimate the trend, range and time of tectonic movements. Fig. 1., Tabs. 2—4).

Die Erkundung tektonischer Bruchlinien und die Bestimmung der Intensität, der Häufigkeit und der mutmasslichen Dauer der Dislokationen berührt die Kompetenz vieler Zweige der Geowissenschaften. Mit immer mehr und immer zuverlässigeren Methoden lassen sich Bruchlinien lokalisieren. Dies ist bei der Standortwahl bzw. bei der baugrundegeologischen Vorplanung technischer Grossanlagen mitunter von unentbehrlicher Notwendigkeit.

Besonders schwer lassen sich rezente Bruchlinien dort lokalisieren, wo junges, lockeres Deckgebirge die Oberfläche bildet. Kennzeichnend für Ungarn ist die sog. neotektonische Struktur innerhalb der Alpen-Karpaten-Zone. Die junge Beckenstruktur ist im letzten Abschnitt ihrer Entstehungsgeschichte wieder stärker in Bewegung geraten. Die dabei neu entstandenen Bruchlinien aber liegen unter klastischen Sedimenten, die den überwiegenden Teil des Landes bedecken, verborgen. Um die Lage dieser Bruchlinien den technischen Anforderungen entsprechend zu bestimmen, können die Analyse der Relief-textur und der Genese der Oberflächenformen sowie die Interpretation des Fluss- bzw. Talnetzes erste Anhaltspunkte liefern. In unserer Studie befassen wir uns mit der Deformierung von Flussterrassen aufgrund tektonischer Brüche und mit dem Ausmass der Deformierung.

Bei der terrassenmorphologischen Methode werden die Bruchlinien bzw. das Ausmass der jungen tektonischen Bewegungen durch Untersuchungen und Messungen im Gelände bestimmt. Diese Arbeitsmethode basiert — vereinfacht be-

<sup>1</sup> Prof. Dr. M. Pécsi, Hungarian Academy of Sciences, Geographical Research Institute, Pf. 64, H-1388, Budapest, Hungary.

trachtet — auf der Regel, dass die Flüsse ihr Bett bzw. ihre Auesohlen im Niveau der Gefällskurven ausbilden. Das Gefälle der Schwemmsedimente bildet bei den größeren Flüssen eine sehr stark, bis unter 1 ‰ hinab sich verflachende asymptotische Kurve. (D. h. auf einen Kilometer Flußlänge beträgt das Gefälle weniger als 1 m). Lediglich bei kleinen Flüssen bzw. in Gebirgs- (Schwellen)-Durchbrüchen und in den Oberläufen erreicht das Längsprofil über 10 ‰ Gefälle. Im allgemeinen kann man folgendes annehmen: Schneidet ein Fluß irgendwo und irgendwann in seine alte Aue ein und macht sie somit zur Niederterrasse, so folgt die Oberfläche der neu entstandenen Terrasse dem Flußgefälle im wesentlichen auf ihrer ganzen Länge. Im Bereich alter Massive und kontinentaler Tafelländer verlaufen auch die älteren Flußterrassen weitgehend parallel zum heutigen Flußgefälle. Demgegenüber weichen bei Flüssen, die verschiedene tektonische Strukturen durchqueren, die Terrassenniveaus deutlich vom Flußgefälle ab und tragen die Spuren von Deformationen.

#### DIE LAGE DER DONAUTERRASSEN

E. Szádeczky-Kardoss (1938) hatte zuerst erkannt, daß die Donauterrassen zur Kleinen Ungarischen Tiefebene hin nach und nach niedriger werden, bis sie schließlich im Beckenbereich in den normal geschichteten Sedimentkomplex übergehen.

Während unserer jahrzehntelangen Untersuchungen im Donautal gewannen wir die Erfahrung, daß die relative Höhe der Donauterrassen nicht nur am Rande des Mittelgebirges, beim Übergang in die Tiefländer, sondern auch innerhalb des Mittelgebirges schwankt. Bedeutende Unterschiede in der Höhenlage der älteren Terrassen wurden während der Untersuchung von Aufschlüssen in den Schotterterrassen (M. Pécsi 1959) mit den tektonischen Bruchlinien unmittelbar in Verbindung gebracht.

Anhand dieser Erkenntnis konnte man durch die Lage der Donauterrassen auf lokale tektonische Bewegungen auch in anderen Talabschnitten, z. B. an mehreren Stellen im Mittelgebirgsbereich des Donautales, Schlüsse ziehen. In Abb. 1 und Tab. 1 haben wir die Lage der gleichaltrigen Terrassen auf dem ungarischen Abschnitt des Donautales, bezogen auf die derzeitige Gefällskurve, veranschaulicht und zusammengefaßt.

Als Ergebnis der geomorphologischen Untersuchungen haben wir im ungarischen Donautal drei Abschnitte unterschiedlichen terrassenmorphologischen Typs voneinander unterschieden (M. Pécsi 1959, 1971):

1. Im Mittelgebirgsbereich hat das Donautal 7 Terrassen. Innerhalb dieses Talabschnittes können entsprechend dem geologischen Bau zwei Talstrecken von unterschiedlichem terrassenmorphologischem Typ voneinander unterschieden werden: der Talabschnitt beim Gerecsebergland und die Talenge bei Vise-grad (Abb. 1).

2. In den beiden Tiefländern (im Innern der Kleinen und der Großen Ungarischen Tiefebene) kamen nur Auen, daneben Schwemmkegel ohne Terrassen, evtl. 1–2 niedrige Schwemmkegelterrassen, zur Ausbildung.

3. Im Übergangsbereich zwischen den Mittelgebirgen und den Tiefländern sind dagegen während des Pleistozäns 3–5 Schwemmkegelterrassen entstanden. Die Akkumulation bzw. Entstehungsdauer all dieser Terrassen fällt wohl mit der Entstehungsperiode der 7 Terrassen im Mittelgebirgsbereich zusammen.

Abb. 1.

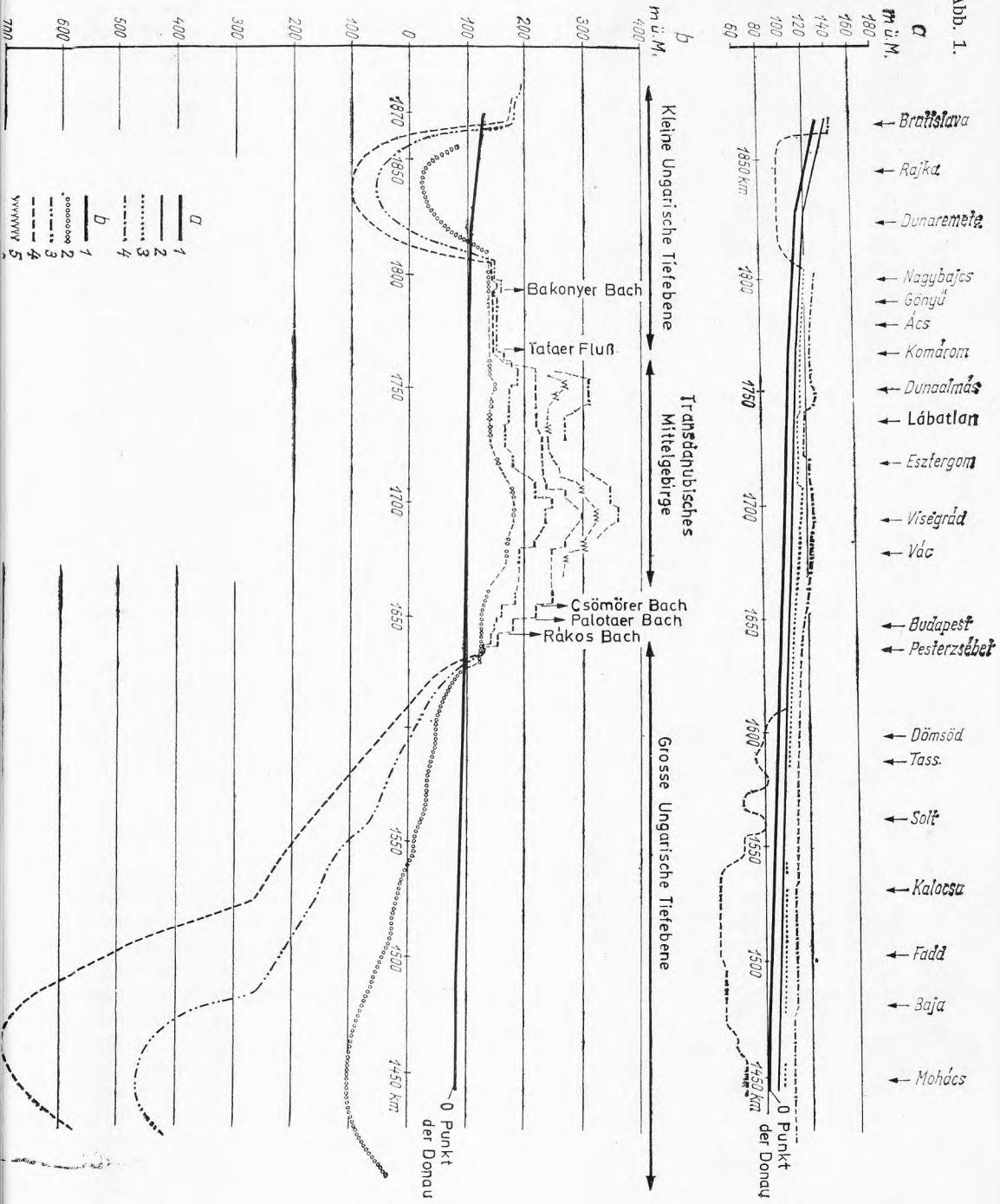


Abb. 1. Die Höhenlage der Donauterrassen in Ungarn. (Von M. Pécsi (1971).

*a* = Die niedrigeren Terrassen. 1 = Kurve des O-Pegels der Donau; 2 = Terrasse I bzw. höherer Horizont des Überschwemmungsgebietes; 3 = Terrasse IIa aus dem Ende des Jungpleistozäns; 4 = Terrasse IIb aus dem Anfang des Jungpleistozäns; *b* = Die höheren Terrassen. 1 = Kurve des O-Pegels der Donau; 2 = Terrasse III aus dem jüngeren Mittelpleistozän; 3 = Terrasse IV aus dem Anfang des Mittelpleistozäns; 4 = Terrasse V aus dem Altpleistozän; 5 = Terrasse VI aus dem unteren Altpleistozän; 6 = Terrasse VII von der Grenze des Plio-Pleistozäns.

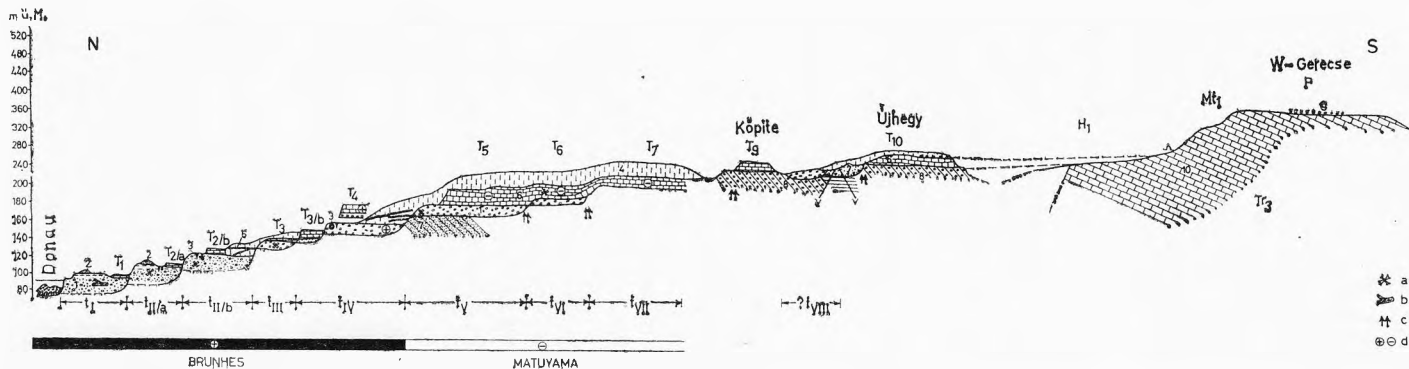


Abb. 2. Geomorphologische Niveaus im westlichen Gerecsebergland. Schnitt zwischen Almásneszmély und Dunaszentmiklós (M. Pécsi — Gy. Scheuer — F. Schweitzer — M. A. Pevzner).

1 = fluviatiler Terrassenkies und — Sand; chronologische Gliederung der Terrassen  $t_1$  —  $t_{VIII}$  s. Tab. 2—4. Der mit  $t_{VIII}$  bezeichnete Terrassenkies lagert mit einer Erosionsdiskordanz auf dem oberpannonischen Deltakies; bei seiner Ablagerung wurden die obersten pannonischen Sande und Kieselsande zerstört. 2 = Treibsand; 3 = Überreste pleistozäner Kryoturbandation; 4 = Löß, Hanglöß; 5 = fossile Böden im Löß; 6 — Travertin-Niveaus:  $T_1$ — $T_{10}$  Travertine verschiedenen Alters; chronologische Gliederung s. Tab. 2—4; 7 = oberpannonischer Sand mit Kieseln, führt in seinem unteren Teil Travertingeröll; 7a = oberpannonischer Sand mit Kreuzschichtungen, (Bérbaltavarian?); 8 = oberpannonischer Ton; 9 = terrestrischer Kies (Miozän?); 10 = Obertriaskalk;  $H_1$  = Rest eines oberpliozänen Pediments, an dessen Rand die zweite oberpannonische Abrasionsflucht beibehalten wurde;  $Mt_1$  = oberpannonische Abrasionsflucht; prätertiäre bis frühtertiäre Einebnungsfläche mit miozänen, terrestrischen Kiesresten (?); a = Fundort von Wirbeltierfossilien; b = Reste verkohlter Bäume; c = Spuren von Thermal-Quellschlünden im Travertin bzw. Kiesel; d = paläomagnetische Polarität.

Aus den detaillierten Analysen ging außerdem hervor, daß auf dem ungarischen Abschnitt der Donau nicht einmal die Sedimente im „Aueniveau“ gleiches Alter haben. In den ausgedehnten und im Aueniveau gelegenen Schwemmkegeln der Ebenen finden wir die Schotter des Holozäns und des Oberen Pleistozäns (Würm) mitunter nebeneinander auf den gleichen geomorphologischen Niveaus. Demgegenüber bilden in den Talabschnitten der Bergländer altholozäne Donausedimente eine niedrige, aber hochwasserfreie Terrasse.

In der Regel verlaufen in den Talabschnitten der Bergländer die unteren hochwasserfreien Terrassen (erste hochwasserfreie Terrasse = Nr. IIa; zweite hochwasserfreie Terrasse = Nr. IIb) zusammenhängend und sind nahezu gleich alt. Die höher liegenden Terrassen, je nach ihrer Höhe über der Aue mit Nr. III, IV, V, VI oder VII bezeichnet, können nur in Talabschnitten gleichen strukturellen Typs als (relativ) gleichaltrig bzw. isogenetisch betrachtet werden (M. Pécsi 1959, 1964). Unter Berücksichtigung desssen können wir bei der chronologischen Interpretation der Donauterrassen im Ungarischen Mittelgebirge auf einzelne Querprofile im siebenterrassigen Talabschnitt (im Gerecsebergland) Bezug nehmen (Abb. 2). (Zum Vergleich haben wir natürlich die biostratigraphischen und absoluten chronologischen Daten, die aus Terrassenuntersuchungen im gesamten Mittelgebirgsbereich vorliegen, mitverwertet).

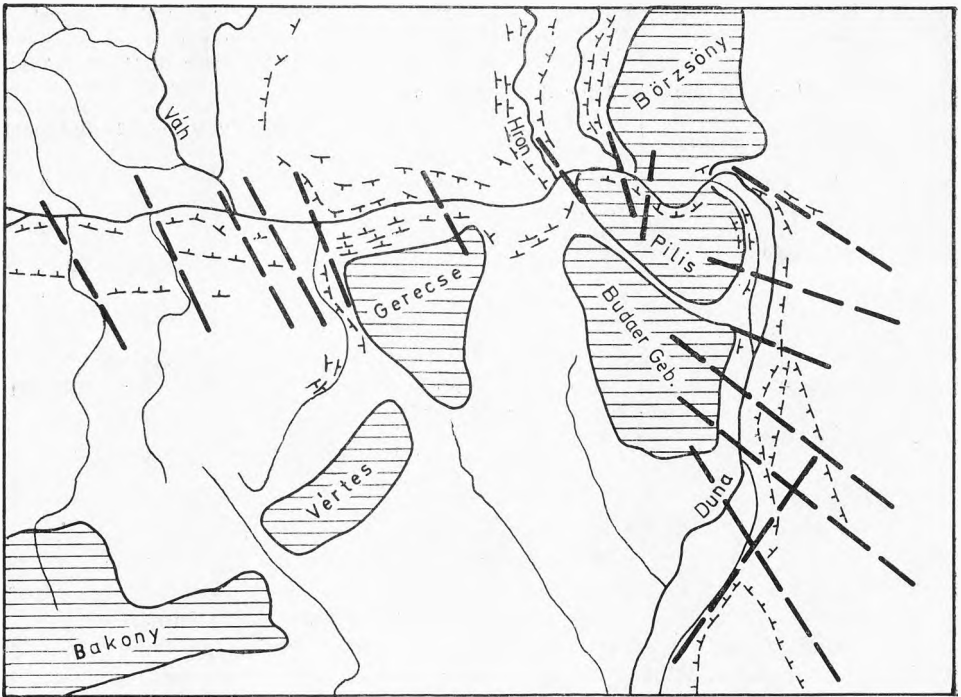
#### FOLGERUNGEN AUS DER LAGE DER DONAUTERRASSEN

Die Höhenunterschiede zwischen genetisch identischen Donauterrassen sind im Quartär zustande gekommen. Die Annahme, daß die Niveauunterschiede durch Schollenbewegungen, Bruchlinien entlang entstanden sind, läßt sich durch zahlreiche Fakten belegen. Im Pleistozän wurde das Mittelgebirge im Vergleich zum heutigen Donauniveau um etwa 200—250 m angehoben, die Kleine Ungarische Tiefebene hingegen sank um rund 200 m. Im mittleren Teil des Donau-Theiß-Zwischenlandes (Große Ungarische Tiefebene) beträgt die quartäre Senkung 150—200 m, und in dessen Südtel erreicht sie bereits 250—450 m. Durch die Parallelisierung des Flußschotters lassen sich Richtung, Ausmaß und Zeit der tektonischen Bewegungen im Donautal näherungsweise bestimmen (Abb. 1).

Der Verlauf der Brüche, die zu den örtlichen Terrassendeformationen beitragen, läßt sich — von einigen Stellen abgesehen — nur annähernd feststellen. Längs der Brüche haben sich nämlich meistens kleinere Erosionstäler gebildet. Die genauen Bruchlinien sind im Gelände erosiv überformt bzw. akkumulativ überdeckt. In Abb. 3 haben wir die deutlichsten Bruchlinien bzw. Bruchstaffeln dargestellt, die nach der Entstehung der Donauterrassen wesentlich zu deren Deformation beigetragen haben.

Die *Senkungsgeschwindigkeit* des Pannonischen Beckens bzw. dessen verschiedener Teilbecken *unterlag im Quartär räumlichen und zeitlichen Unterschieden*. Dies ist u. a. darans zu erkennen, daß die Flußtäler im Beckenbereich kein völlig gleichaltriges System von Schwemmkegelterrassen haben. In den Terrassensystemen von Flüssen ein und desselben Beckens gibt es nicht nur lokale, sondern auch gewisse regionale Unterschiede und Abweichungen.

In früheren Zeiten der Terrassenforschung bemerkte und beachtete man diese kleinen Unterschiede nicht. Man nahm an, das Terrassensystem der Donau und ihrer Nebenflüsse (Anzahl der Terrassen und Höhe der Terrassen-



---T--- 1      ——— 2

Abb. 3. Mutmaßlicher Verlauf der das Donautal kreuzenden, bedeutsameren tektonischen Brüche aufgrund der Analyse von Terrassendeformationen.  
1 — Terrasse von verschiedenem Alter, 2 — Bruchlinien.

niveaus) sei im wesentlichen überall gleich. Aufgrund dieser Annahme ließe sich das Zustandekommen regionaler Terrassensysteme mit Terrassen von streckenweise gleichbleibender Höhe und Zahl nur durch regionale Klimateinflüsse deuten.

Meiner Ansicht nach (die ich auch mit anderen teile) läßt sich die Bildung regionaler Terrassensysteme auch unter Voraussetzung einer dem dynamischen Gleichgewicht folgenden Senkung der Erosionsbasis, also als tektonische Bewegung deuten. Diese Voraussetzung hat jedoch nur mehr theoretische Bedeutung, da neuere Forschungen in den Terrassensystemen längs der Flüsse, die dem Pannonischen Becken entgegenfließen, mehr oder weniger große Veränderungen erkennen ließen.

Unseren Erfahrungen nach läßt sich allerdings als Folge irgendeiner Senkungsphase eines Beckens nicht immer eine bestimmte Terrassenbildung wahrnehmen. Dementsprechend hat die (längerwährende) Hebung eines Gebirges nicht immer eine bestimmte Terrassenbildung zur Folge. Im letzteren Fall können sich während der Hebung auch mehrere Terrassen bilden. Wenn nämlich das Flußbett in einem generell sich hebenden Gebirge während der Hebung oder im Anschluß daran über längere Zeit hinweg im Gleichgewicht bleibt,

Tab. 1. Höhenlage der Terrassenniveaus der Donau zwischen Győr und Budapest

Nummer der Terrasse	Alter der Terrasse	Höhe der Terrasse in M über dem O Pegel der Donau			
		Győr	Neszmély	Visegrád	Budapest
Niedere Aue I/a	Holozäne	3	3	—	3
Höhere Aue I/b	z. T. Altholozäne	5	5—6	6	6
Terrasse N° II/a	Jungwürm	10	10	14	10
Terrasse N° II/b	Altwürm und Leitzinterglaz.	20	25	26	20
Terrasse N° III.	Riss Glazial	30	47	80	30
Terrasse N° IV.	Mindel Glazial		78	140	53
Terrasse N° V.	Günz, Günz-Mindel		120	200	
Terrasse N° VI.	Unteres Altpleisto- zäne (Donau Glazial)	45	170	230	120—50
Terrasse N° VII.	Grenze der Plio-Pleistozäne		210	275	

kann sich sukzessive ein Terrassental bilden. All dies kann jedoch nur für kürzere Flüsse oder Talabschnitte gelten, dagegen trifft dies für polygenetische (mehrere Teilbecken durchquerende) Wasserläufe nur selten zu.

Im Bereich zwischen Alpen und Karpaten finden wir neben dem allgemein verbreiteten Faltenbau oft lokale, heterogen sich bewegende, tektonische Einheiten. Infolgedessen und als Ergebnis von Klimaveränderungen finden wir im Bereich sich hebender Gebirgsschollen üblicherweise Flußtäler mit mehr Terrassen, als dies z. B. im Vorland der Gebirge der Fall ist. Anders ausgedrückt, können sich, während am Beckenrand *eine* Schwemmkegelterrasse entsteht, im Innern des Gebirges gleich *mehrere* Terrassen bilden.

ANGABEN ZUR ENTSTEHUNGSZEIT QUARTÄRER TEKTONISCHER BRÜCHE IN DEN TERRASSEN DES UNGARISCHEN MITTELGEBIRGSABSCHNITTES DES DONAUTALES

Aus der terrassenmorphologischen Situation der Donauterrassen (Abb. 1, Tab. 1), in Kenntnis des Zeitraumes der Terrassenbildung bzw. mit Hilfe stratigraphischer Angaben (M. Pécsi 1959; M. Kretzoi — M. Pécsi 1979, Tab. 2—4) liess sich in mehreren Fällen der zeitliche Verlauf der jungen Krustenbewegungen, ihre wichtigsten Phasen und der Ort der Bruchlinien feststellen bzw. annehmen (Abb. 3).

1. *Postglazial-rezente Bewegungsphase* (Zeitspanne der letzten 11 000 Jahre)

Wo das Donautal nicht von hochwasserfreien Terrassen begleitet wird, dort dauern die Senkungen bis in die Gegenwart hinein an. Dies trifft für die Kleine Ungarische Tiefebene zwischen dem Parndorfer Plateau und Győr (Raab) zu; links der Donau reicht dieser Senkungsbereich bis nach Komárom (Komorn). Das gleiche gilt für kleinere, terrassenlose Becken wie das Becken von Drog und das von Szob sowie für den gesamten Bereich südlich von Budapest bis zur Landesgrenze hin. Eine dieser jungen Senkungen ist die Senkung zwischen

Tabelle 2.

Korrelatiostabelle der litho- und biostratigraphischen  
Geschichte des Jungpleistozäns im Karpatenbecken /M. Pécsi/

Geologie	Chronologie	Palaoböden (Pécsi: 1965)	Paläontologisch- Archäologische Phase Kretzoi, M. Vértes, L. 1965	Paläolithische Kulturen	Geomorphologische Flächen	
	0 9500 Jahre	<b>Steppenböden – Alluvialböden</b> <b>Braune Waldböden</b>  Humoser Löss von Tápósúly <small>14C Alter 19 800 Jahre</small> Humoser Löss von Dunaújváros <small>14C Alter 20 520 Jahre</small>	Neolithicum Mezolithicum	Gravettien           AURIGNACIEN           MOUSTÉRIEN	Aueflächen N° I/a, I/b Travertin N° 2/a	
	16 800 Jahre 20 000 Jahre		Steppenboden <small>14C Alter 27 800 Jahre</small> Waldsteppenboden <small>14C Alter 32 500 Jahre</small>  Semipedolit Steppenboden Waldsteppenboden		Akra-Ságvár-Phase <small>14C Alter 17 050 Jahre</small>  Pilisszántó-Phase  Namenlose-Phase  Istállóskő-Phase <small>14C Alter 30 900 Jahre</small>  Tokod-Phase Arktische Fauna	Terrasse N° II/a
	27 000 Jahre 32 000 Jahre	Semipedolit Steppenboden Waldsteppenboden			unbekannt  Szeleta Phase <small>14C Alter 41 700 Jahre</small>	
	Cca 40 000 Jahre		Semipedolit Tschernosern		Tata-Phase <small>TH/U Alter 70 000 Jahre</small>  Subalyuk-Phase kalte Faune	Travertin N° 2/b
	Cca 120 000 Jahre	Waldsteppenboden (Para)-Braunerde	Varbó-Phase  Süttő-Phase		Terrasse N° II/b	

Soroksár und Ócsa. Nachdem sich darin bereits ein Donauarm ausgebildet hatte, nahm infolge einer weiteren Senkung der Donauarm von Soroksár seine heutige Richtung an. Verwerfungen des Erdbebens um Dunaharaszti im Jahre 1956 ließen die Richtung der Brüche erkennen. Auch die Senkung von Kalocsa wurde im Postglazial weiter vertieft. In diese Periode datiert die Schollenbewegung längs des Mohács-Terrassensaumes, am Hochufer zwischen Kecel und Baja und die Senkung zwischen Mohács und Apatin. Auf der Mohács-Insel z. B. kam es zur Akkumulation einer Holozänserie von über 20 m Mächtigkeit.

## 2. Bewegungsphase während der letzten Vereisung (ca. 100 000 bis 11 000 Jahre vor heute)

Im letzten Drittel dieses Zeitabschnittes hat die Donau die Terrasse IIa geschaffen. Im Mittelgebirgsbereich reicht diese Terrasse bereits merklich über ihre durchschnittliche Höhenlage hinaus (Abb. 1). Das streckenweise Vorkommen oder Fehlen dieser Terrasse läßt kleinere Hebungen und Senkungen vermuten. Die Mitte des gleichen Zeitabschnittes ist durch Hebung in den Ge-



Tabelle 3. Korrelationsstabelle der nichtmarinen Bio- und Lithostratigraphie im Karpatenbecken von M. Kretzoi - M. Pécsi

K-M M1	Z Magnetostat.	Stratoloxone Stufen, Unterstufen Zonen, Phasen	Klima- gesch. (Alpen) Terrassozon	Sedimentation		Becken- komplex	Geomorphologi- sche Flächen	Typische Vorkommen
				Vorgebirge, Flachland Terra- Löss Expolite	Terra- Löss Expolite			
0,6-		Peribaltium Urech- lum Oden- burgum Needium	M-R Intergl.	Löss Expolite Retilene Erdlen	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
0,4-		Jungbiharium (cf. Mosbachium)	M <sub>2</sub> Stad. M <sub>1-2</sub> Intergl.	Retilene Erdlen	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
0,2-		Uppony Phase Veteszölös Phase	M <sub>2</sub> Stad. M <sub>1-2</sub> Intergl.	Retilene Erdlen	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
0,08-		Tarkó Phase Templomhegy Phase	M <sub>1</sub> Stad. M <sub>2</sub> Stad.	Retilene Erdlen	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
0,1-		Altbiharium (cf. Cromerium)	G-M Interglazial (Interglazial 1)	Löss, Tal- gelber Lehm Kretzoi- Lehm	Rosafar- biger Schlamm und Sand	Jászladány Gied	Talpediment von Nagyarnas	Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
1,2-		Nagyarnashegy Phase	Stad.	Retilene Erdlen	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
1,4-		Montepégla Phase	Stad.	Retilene Erdlen	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
1,6-		Bettfa Phase	Stad.	Retilene Erdlen	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
1,8-		Mészkinégy Phase	G <sub>2</sub> Stad.	Fahgelber Lehm	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
2,0-		Kislángium	G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
2,2-		Mezőföld Phase	G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
2,4-		Beremendium	G <sub>1</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
2,6-		Cserhegyium	G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
2,8-		Wézeium	G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
3,0-			G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
3,2-			G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
3,4-			G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
3,6-			G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
3,8-			G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda
4,0-			G <sub>1-2</sub> Interst.	Tetraole Terra- Löss Expolite	Altflüsse von Paks Terra- Löss Expolite	Tisza komplex		Terra- Löss Expolite Vahsegy von Euda

Tabelle 4. Korrelation der terrestrischen, biostratigraphischen und geomorphologischen Geschichte des Pliozäns und Quartärs im Karpatenbecken (Zusammengestellt von M. Kretzoi — M. Pécsi 1980)

M.J.	Stratotaxone		Sedimentation			Tektonik	Geomorphologische Flächen	Typische Vorkommen
	Stufen	Unterstufen, Zonen	Travertine	Terrassen	Becken-sediment			
	Peribaltium	Ulrichium Odenburgium Uppony Herasszias Tard Alibitarium (incl. Ermenium)	Travertin N°4 Travertin N°5a	Terrasse N°IV				
1	Biharium	Templom-hegy Nagyhercegi-hegy Mosterdalis Betha	Travertin N°5	Terrasse N°Va		Bakonisch (2-300m Höhe)		
2	Villányium	Kislángium Beremendium	Travertin N°6 Travertin N°7	Terrasse N°V Terrasse N°VI		Villányisch		
3	Csarnótanum	Cserhegyium	Travertin N°8	Terrasse N°VII		Basaltuff ? ?Neurumänisch	Pedimentfläche N° 2a	Basaltuff, Magyargencs
4		Wézeium		Terrasse N°VIII				
5	Ruscium		Travertin N°9	Alte Schotterdecke		?Rumänisch	Pedimentfläche N° 1	Kandikó, Silberberg (Ezüst-Schotter-hegy)
6		Estramontium						
7		Bérbaltavarium	Travertin N°10a	Beginn des Fluss-Systemes		Rhodanisch	Beginn der Hauptpedimentation	T.N°10a. Gerecsé, Magyarabánya, Köhegy, Várpalota Basalt N°3 Pula, Gerecsé
8	Baltavarium	Hatvanium Sümegium	Travertin N°10	Abrasionsterrasse N°1		Basalt N°3		T.N°10, Várpalota, Nagyvá- zsony, Széchenyi-hegy, Gerecsé, Új-hegy (320);
9				Abrasionsterrasse N°2a				
10		Csákvarium	Travertin N°11	Abrasionsterrasse N°2 Deltaschotter		Basalt N°1 Attisch II		At.N°2a. Gerecsé: Margit-hegy, Vértés, Haraszt-hegy, K Bakony, Várpalota T.N°11 Szabadság-hegy (499-472); D Bakony, Kaposcs At.N°2. Bakony: Bakonyvána, Vértés, Murva-domb; Gerecsé: Dunaszentmik-lós (Deltaschotter)
11		Rhenohassium						
12	Eppelsheimium							
13		Bodvaium Monacium		Abrasionsterrasse N°3		Altpannonische Mergelgruppe Glass- und Schweigsand Basisschotter-Gruppe		At.N°3. Budai-h. Diós-Sós-kút, Balatonfelvidéki Balatonfured

T-Terrasse  
At-Abrasionsterrasse  
M.J.=Millionen Jahre

birgsbereichen und durch ruckweise Senkungen in den Becken der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Raaber Becken, Dorofer Becken) und in den kleineren Teilbecken der Großen Ungarischen Tiefebene gekennzeichnet. In dieser Periode begannen das Becken von Kalocsa und andere Teilbecken längs der Donau zu sinken. In den Gebirgsbereichen verweisen Verwerfungen in den Terrassen IIb auf kleine Dislokationen. Durch die Senkung des Teilbeckens

von Kalocsa wird noch während der letzten Eiszeit der heutige Verlauf der Donau festgelegt. Die Senkungsgeschwindigkeit des südostwärts gerichteten Troges zwischen Dunaharaszti und Kecskemét verlangsamt sich und hat keinen Einfluß mehr auf den Verlauf der Donau. Erst in der Gegenwart erwacht diese Bruchlinie zu neuer Aktivität. Deren Folgen lassen sich bis in unsere Tage hinein wahrnehmen, man denke nur an das stärkere Erdbeben von Kecskemét im Jahre 1923.

### 3. *Bewegungsphase während des letzten Interglazials* (ca. 125 000 bis 1 000 000 Jahre vor heute)

Diese Bewegungen waren relativ kräftig, doch sind damals nur kleinere Becken gesunken. Als solche wären im Südteil der Pester Ebene die Senkungen zwischen dem Gyáler Bach und dem alten Donauarm bei Dunaharaszti, die Senkung von Kalocsa und das kleine Becken zwischen Lábatlan und Esztergom zu nennen. In den Gebirgsbereichen sind kleinere Verwerfungen von verschiedener Länge entstanden, die in der Enge von Visegrád größere Bedeutung erlangen. Diese Phase tektonischer Bewegungen hat zu Deformationen in der Donauterrasse III geführt. Damals ist auch die Bruchstafel am Rand des Gerecseberglandes am Unterlauf des Tataer Baches (Kühtreiberbach) wieder in Bewegung geraten. Thermale Karstquellen ließen mächtige Travertine entstehen. Die Senkung fand im Raaber Becken, wo an den Brüchen längs der Raab, ebenfalls Schollenbewegungen stattfanden, ihre Fortsetzung (Abb. 3).

### 4. *Bewegungsphase während der vorletzten Eiszeit* (ca. 200 000 bis 125 000 Jahre vor heute)

Terrassenmorphologische Angaben haben nur verstreut Kenntnisse über Ausmaß und Lokalitäten dieser Tektonik geliefert. Daher scheint diese Bewegungsphase nur geringere Bedeutung zu haben als die vorangegangene Phase; sie scheint lediglich die Fortsetzung letzterer zu sein. In dieser Periode hat eine weitere Senkung des Raaber Beckengebietes stattgefunden. Zwischen Esztergom (Gran) und Tokod bzw. Obid (ČSSR) haben sich Adventivsekunden gebildet. Im Mittelgebirgsbereich, vor allem in der Enge von Visegrád, ist eine Hebung zu verzeichnen. Die Senkungen von Dunaharaszti und Kecskemét bzw. im Zentrum der Großen Ungarischen Tiefebene haben dagegen an Tiefe zugenommen. Infolgedessen hat die Donau südlich Budapest noch einen südostwärts gerichteten Schwemmkegel geschaffen.

### 5.—6. *Doppelte Bewegungsphase im Mittleren Pleistopän* (ca. 500 000 bis 200 000 Jahre vor heute)

Die beiden einander folgenden Bewegungsphasen lassen sich zeitlich schwer auseinanderhalten. Terrassenmorphologische Kriterien weisen jedoch auf ihren doppelten Charakter hin. Die Tatsache, daß das Material der Terrasse Nr. IV weit größeres Geröll als alle anderen Donauterrassen enthält, deutet auf eine sehr starke Hebung der Gebirgsumrahmung hin. Diese Terrassenbildung sehen wir in Verbindung mit der Mindeleiszeit.

Am Ende der Mindeleiszeit fand nämlich eine neue, weitaus stärkere Bewe-

gungsphase als die vorangegangenen statt. Diese Bewegungsphase setzte sich **im** Mindel-Riss-Interglazial fort. Infolgedessen sind der Kernbereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene sowie das Wieselburger und das Raaber Becken derart stark gesunken, daß die ältere Geländeoberfläche der Donauschwemmkegel in der Kleinen Ungarischen Tiefebene (zwischen Győr/Raab und Dunaalmás) ein entgegengesetztes Gefälle bekam. In der Kleinen Ungarischen Tiefebene hat die Donau nämlich bis zum Mindel-Riss-Interglazial einen Schwemmkegel geschaffen, der mächtiger war als ihr heutiger. Dieser Schwemmkegel reichte vom Parndorfer Plateau bis zum Gerecsebergland. Aus den terrassenmorphologischen Angaben läßt sich entnehmen, daß dieser ältere Schwemmkegel im Kernbereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene vom Mindel-Riss-Interglazial an absank. Die Senkung hielt nicht nur im Riss und im Würm, sondern bis in unsere Tage hinein an. Hinweise hierfür geben die bedeutsameren Erdbeben von Komárom (Komorn) und im Mórer Graben.

Im Bereich des Ungarischen Mittelgebirges wurde der Donaulauf von einer starken Hebung erfaßt. Ältere Terrassen wurden dabei zerschnitten. Zum Beispiel hierfür gereichen die Terrassenniveaus Nr. IV und V am Donauabschnitt um Pest mit ihren charakteristischen Brüchen (Abb. 3.). Der zeitliche Verlauf der Bewegung läßt sich hier sehr gut feststellen, da auf der Oberfläche der Terrasse III keine bedeutsamere Dislokation mehr wahrnehmbar ist. Die Bewegungsphase am Ende der Mindelzeit, hauptsächlich jedoch zur Zeit des Mindel-Riss-Interglazials, war einer der bedeutendsten Bewegungsabläufe des Pleistozäns, der obendrein gut untersucht werden konnte. Diese Bewegungen führten zur Bildung zweier Travertinformationen. Die folgenden Bewegungen hatten weitaus geringere Intensität und territoriale Verbreitung.

#### 7. Bewegungsphase im unteren Bereich des Mittelpleistozäns (ca. 1 100 000 bis 800 000 Jahre vor heute)

Neuerdings vermuten einige Autoren in dieser Zeit das Günz-Mindel-Interglazial. Die Hebung des Visegráder Talbereiches war damals sehr bedeutsam.

Südlich Budapest ist die Schwemmkegelterrasse Nr. V einem südostwärts ausgerichteten Bruch entlang abgesackt. Dies war die Folge starker Senkungen des Teilbeckens von Kecskemét im Kernbereich der Großen Ungarischen Tiefebene. Im Gebiet der Pester Ebene unterlag die altpleistozäne Schwemmkegelfläche Nr. V zunehmender Zerschneidung. Diese Bewegungen haben vom Beginn der zweiten Hälfte des Interglazials an wiederum eine starke Thermotätigkeit ausgelöst. Als deren Ergebnis lagerte sich die Travertinformation T<sub>5</sub> auf der unterpleistozänen Terrasse (Nr. V) des Gerecse- und des Budaer Berglandes ab. Durch paläomagnetische Untersuchungen wurde das Alter dieses Travertins auf über 700.000 Jahre bestimmt (M. Kretzoi — M. Pécsi 1982).

#### 8. Bewegungsphasen vom Ende des Pliozäns bis zum Unteren Pleistozän (ca. 2,4—1,6 Mio. Jahre vor heute)

Die einzelnen Bewegungsphasen lassen sich terrassenmorphologisch schwer auseinanderhalten. In dieser Periode haben sich wohl die Donauterrassen Nr. V und VI und deren Travertindecken gebildet (M. Kretzoi — M. Pécsi 1982; M. Pécsi — Gy. Scheuer — F. Schweitzer 1984).

Im nördlichen Bereich der Pester Ebene, in der Gegend von Mogyoród und

Kistárca, hat sich ein doppeltes, sich nach Süden hin vereinender, mächtiger Schwemmkegel gebildet. Zur Senkung bei Kecskemét hin nahm dieser an Mächtigkeit zu. Gleichzeitig sind am Nordrand des Gerecseberglandes und in der Enge von Visegrád zwei Terrassenniveaus entstanden. Im nördlichen Vorfeld des Gerecse wechselte die Tendenz der allgemeinen Gebirgshebung mit zeitweiligen Senkungen. In der Enge von Visegrád — mit Ausnahme des Beckens von Szob — erfolgte die Hebung schubweise, aber kontinuierlich. Der größte Teil der Kleinen Ungerischen Tiefebene ist während der Entstehung der Terrassen V—VI kaum gesunken, dagegen fanden in der Senkung des Donau-Theiß-Zwischenlandes (Graben von Kecskemét und Dunaharaszti) und im Kernbereich der Großen Ungarischen Tiefebene starke Bewegungen statt.

#### 9. Bewegungsphase am Ende des Pliozäns (letzte 3—2,4 Mio. Jahre)

Zu Beginn dieser Periode war der Höhenunterschied zwischen Kleiner Ungarischer Tiefebene zum einen und dem Nordrand der Großen Ungarischen Tiefebene zum anderen wesentlich geringer als heute.

Wir können annehmen, daß der Donaulauf am Ende dieser Periode kaum von der heutigen Gefällskurve abwich. Die Donau hatte in der Kleinen Ungarischen Tiefebene zunächst sandig-kiesige Flußdeltas gebildet, die zum Rand des Transdanubischen Mittelgebirges hin sukzessive von Schwemmkegeln überdeckt wurden; flußaufwärts gestaltete der Strom sein erosiv und tektonisch präformiertes (z. B. Szober Becken) Tal um die Visegráder Enge weiter aus. Wo die Donau bereits in den Randbereich der Großen Ungarischen Tiefebene ausgetreten war, hat sie in der Gegend des heutigen Budapest abermals ein sandigkiesiges Delta geschaffen, welches durch schrittweise einsetzende Schwemmkegelbildung anschließend zerstört bzw. lokal und partiell überdeckt wurde.

Durch Krustenbewegungen, die vermutlich in dieser Zeit stattfanden, sind der Zentralbereich der Großen Ungarischen Tiefebene und der Graben von Kecskemét gesunken. Gleichzeitig hat auch im Mittelgebirgsbereich zunächst relative Senkung stattgefunden, die später jedoch durch langsame Hebung abgelöst wurde. Hiermit ist gegen Ende dieser Epoche die Mittelgebirgsterrasse VII entstanden; im Visegráder Gebirge vermuten wir sogar eine Terrasse VIII. Am Nordrand des Gerecse und in der Gegend von Budapest fand zu Beginn und am Ende dieser Bewegungsphase eine starke Thermentätigkeit mit Travertinbildung statt (Niveaus T<sub>7</sub> und T<sub>8</sub>, Tab. 3—4).

Wie in Abb. 1 dargestellt und wie die vorangestellten Ausführungen vermuten lassen, mag zwischen den wahrscheinlich ältesten Donausedimenten und den ältesten Terrassen im Gebirgsbereich eine Höhenverschiebung um 600—700 m stattgefunden haben. Diese tektonische Bewegung ist in einem Zeitraum von etwa drei Millionen Jahren erfolgt. Die Krustenbewegung verlief nicht gleichmäßig — anhand terrassenmorphologischer Analysen läßt sie sich mindestens in 9 größere Phasen untergliedern.

#### LITERATUR

1. KRETZOI, M., PÉCSI, M. 1979: Pliocene and Pleistocene development and geomorphology of the Pannonian Basin. Acta Geologica, 22, 1—4, pp. 3—33. Studies on Loess.

INQUA Loess. Comm. Conference 1979 — IGCP Programme Magnetostratigraphy. P. 128. — 2. KRETZOI, M., PÉCSI, M. 1982: Pliocene and Quaternary Chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. Quaternary Studies in Hungary, pp. 11—42. INQUA Hungarian National Committee. — 3. PÉCSI, M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. Bp. Akad. K. 345 p. [Földrajzi Monográfiák, 3]. — 4. PÉCSI, M. 1971: The development of the Hungarian section of the Danube Valley. Geoforum., 6, pp. 21—32. — 5. PÉCSI, M. 1977: Geomorphological map of the Carpathian and Balkan regions (1:1 000 000) + Part of the 1:1 000 000 scale geomorphological map of the Carpathian region. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. Krakow, 11, pp. 3—31. — 6. PÉCSI, M., SCHEUER, Gy., SCHWEITZER, F. 1984: Plio-Pleistocene tectonic movements and the travertine horizons in the Hungarian Mountains. Studia Geomorphologica, Carpatho-Balcanica, Krakow, pp. 19—27.

Márton Pécsi

### TEKTONICKÝ VÝZNAM DEFORMÁCIÍ RIEČNYCH TERÁS

Výskumy počas viacerých desaťročí v údolí Dunaja ukázali, že relatívna výška dunajských terás kolíše nielen na okraji pohorí, v prechodnej oblasti k nížinám, ale aj v oblasti pohoria. Pri skúmaní odkryvov v štrkových terasách v okolí Budapešti sa ukázalo, že významné rozdiely vo výške starších terás súvisia s tektonickými zlomovými líniami.

Výškové rozdiely izogenetických dunajských terás vznikli v kvartéri. Môžeme predpokladať, že výškové rozdiely zapríčinili mladé vertikálne pohyby zemskej kôry pozdĺž zlomových línií. Dokazujú to mnohé údaje. V pleistocéne stúplo pohorie o 200—250 m v porovnaní s dnešnou spádovou krivkou Dunaja. Ústredná časť Malej uhorskej nížiny naproti tomu poklesla asi o 200 m. Kvartérny pokles v strednej časti územia medzi Dunajom a Tisou je 150—200 m a v južnej časti tohto územia až 250—450 m.

Porovnaním dunajských terás s (dnešnými) riečnymi sedimentmi možno skoro presne odhadnúť smer, rozsah a dobu tektonických pohybov (obr. 1, tab. 2—4).

Priebeh zlomov, ktoré spôsobujú lokálne deformácie terás, možno s výnimkou niektorých miest len približne určiť, pretože sa pozdĺž zlomov väčšinou vytvorili menšie erózne údolia. Presná zlomová línia je väčšinou pôsobením erózie pretvorená alebo prekrytá. Obrázok 3 ukazuje najzreteľnejšie zlomové línie, prípadne sériu zlomov, ktoré neskôr zapríčinili značnú deformáciu dunajských terás.

Obr. 1. Výšková poloha dunajských terás v Maďarsku [M. Pécsi 1971].

*a* — nižšie terasy. 1 — krivka nultého bodu Dunaja, 2 — terasa I, t. j. vyšší horizont inundačného územia, 3 — terasa IIa z konca mladšieho pleistocénu, 4 — terasa IIb zo začiatku mladšieho pleistocénu, *b* — vyššie terasy. 1 — krivka nultého bodu Dunaja, 2 — terasa III z mladšieho stredného pleistocénu, 3 — terasa IV zo začiatku stredného pleistocénu, 4 — terasa V zo starého pleistocénu, 5 — terasa VI zo spodného starého pleistocénu, 6 — terasa VII, hranice plio-pleistocénu.

Obr. 2. Geomorfologické rovne v západnej Gerecse-vrchovine. Rez medzi Almásneszmély a Dunaszentmiklós [M. Pécsi, Gy. Scheuer, F. Schweitzer, M. A. Pevzner].

1 — štrk a piesok riečnych terás, chronologické členenie terás  $t_I$  —  $t_{VIII}$  [tab. 2—4]. Štrk terasy hypoteticky označenej  $t_{VIII}$ , uložený v eróznej diskordancii na štrku vrchnopanonskej delty. Pri jeho ukladaní boli zničené piesky a štrkopiesky najvrchnejšieho panónu, 2 — viate piesky, 3 — zvyšky pleistocénnej kryotur-

bácie, 4 — spráše, svahové spráše, 5 — fosílné pôdy v spráši, 6 — travertínové rovne,  $T_1$ — $T_{10}$  travertíny rôzneho veku, chronologické členenie (tab. 2—4), 7 — vrchnopanónsky piesok so štrkami, v spodnej časti s travertínovými blokmi, 7a — krížom zvrstvený vrchnopanónsky piesok (Bérbaltavár?), 8 — vrchnopanónsky íl, 9 — terestrický štrk (miocén?), 10 — vrchnotriasový vápenec,  $H_1$  — zvyšok vrchnopleistocénneho pedimentu, na okraji ktorého je zachovaná druhá vrchnopanónska abrázna plošina,  $Mt_1$  — vrchnopanónska abrázna terasa; predterciárny až paleogénny zarovnaný povrch so zvyškami miocénneho terestrického štrku (?), a — nálezisko s fosíliami obratlovcov, b — zvyšky zuholnatých stromov, c — stopy termálnych prameňov v travertíne alebo štrku, d — paleomagnetická polarita.

Obr. 3. Pravdepodobný priebeh, údolie Dunaja krížiacich významnejších tektonických zlomov na základe analýzy deformácií terás.

1 — terasy rôzneho veku, 2 — zlomové línie.

Tab. 1. Výšky terasových úrovní na maďarskom úseku údolia Dunaja medzi Gyórom a Budapešťou.

Tab. 2. Korelačná tabuľka litostratigrafickej a biostratigrafickej histórie mladšieho pleistocénu v Karpatskej kotline (M. Pécsi).

Tab. 3. Korelačná tabuľka vnútrozemskej biostratigrafie a litostratigrafie v Karpatskej kotline (M. Kretzoi, M. Pécsi).

Tab. 4. Korelácia terestrickej, biostratigrafickej a geomorfologickej histórie pleistocénu a kvartéru v Karpatskej kotline (M. Kretzoi, M. Pécsi 1980).

Маргон Печи

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ РЕЧНЫХ ТЕРРАС

Исследования, производимые в течение нескольких десятилетий показали, что относительная высота дунайских террас колеблется не только по окраинам гор, в переходной области к равнинам, но также в горных областях. В результате изучения обнажений галечных террас в окрестностях Будапешта оказалось, что заметные расхождения в высотах более древних террас связаны с тектоническими линиями разлома.

Расхождения в высотах изогенетических дунайских террас возникли в четвертичное время. Можно предполагать, что эти расхождения были вызваны в результате молодых вертикальных движений земной коры вдоль линий разлома. Об этом свидетельствуют многие данные. В плейстоцене горы приподнялись на 200—250 м по сравнению с современной кривой уклона Дуная. Напротив этого, центральная часть Малой Средне-Дунайской низменности опустилась примерно на 200 м. Опускание центральной части территории, расположенной между Дунаем и Тисой, происшедшее в четвертичное время, составляет 150—200 м и в южной части этой территории оно составляет 250—450 м.

Путем сравнения дунайских террас с (современными) речными отложениями можно почти точно определить направление, размеры и время тектонических движений (рис. 1, табл. 2—4).

Локализацию разломов, вызывающих местные деформации террас, за исключением некоторых участков можно определить лишь приблизительно, поскольку вдоль разломов образовались преимущественно небольшие эрозионные долины. Точная линия разлома вследствие воздействия эрозии преимущественно видоизменена или перекрыта. На рис. 3 показаны наиболее отчетливые линии разлома или же серии разломов, вызвавшие впоследствии значительные деформации дунайских террас.

Рис. 1. Высотное положение дунайских террас в Венгрии (М. Печи 1971).

*a* — низкорасположенные террасы: 1 — кривая нулевой точки Дуная, 2 — терраса I, т. е. более высокий горизонт затопляемой территории, 3 — терраса IIa с конца более позднего плейстоцена, 4 — терраса IIb с начала более позднего плейстоцена; *b* — вышерасположенные террасы: 1 — кривая нулевой точки Дуная, 2 — терраса III с более позднего среднего плейстоцена, 3 — терраса IV с начала среднего плейстоцена, 4 — терраса V с раннего плейстоцена, 5 — терраса VI с нижнего раннего плейстоцена, 6 — терраса VII, рубеж плио-плейстоцена.

Рис. 2. Геоморфологические выравненные поверхности в западном холмогорье Гереч. Разрез между Алмашнесмель и Дунасентмиклошом (М. Печи — Д. Шойер — Ф. Швейцер — М. А. Певзнер).

1 — гравий и песок речных террас; хронологическое подразделение террас  $t_I$  —  $t_{VIII}$  (см. табл. 2—4). Гравий террасы гипотетически обозначенной  $t_{VIII}$ , отложенный в эрозионном несогласном залегании на гравии верхнепаннонской дельты; при его отложении были уничтожены пески и галечные пески наиболее молодого паннона, 2 — переважаемые пески, 3 — остатки плейстоценовой криотурбации, 4 — лесс, лесс склонов, 5 — погребенные почвы в лессе, 6 — травертиновые выравненные поверхности;  $T_1$  —  $T_{10}$  травертины разного возраста; хронологическое подразделение см. табл. 2—4, 7 — верхнепаннонский песок с галькой, в нижней части с травертиновыми блоками, 7a — крестообразно наслоенный верхнепаннонский песок (Бербальтавар?), 8 — верхнепаннонский ил, 9 — напочвенный гравий (миоцен?), 10 — верхнетриасовый известняк;  $H_1$  — остаток верхнеплейстоценового педимента, на окраине которого сохранилась вторая верхнепаннонская абразионная плоскость,  $Mt_1$  — верхнепаннонская абразионная терраса; дочетичная и даже палеогеновая поверхность выравнивания с остатками миоценового напочвенного гравия (?); *a* — местонахождение окаменелых позвоночных, *b* — остатки обугленных деревьев, *c* — следы термальных источников в травертине или в гальке, *d* — палеомагнетическая полярность.

Рис. 3. Вероятное пролегание долины Дуная перекрещивающих более значительных тектонических разломов, выявленных в результате анализа деформаций террас.

1 — террасы разного возраста, 2 — линии разлома.

Табл. 1. Высоты террасных поверхностей венгерского участка долины Дуная.

Табл. 2. Корреляционная таблица лито- и биостратиграфической истории позднего плейстоцена в Карпатской котловине (М. Печи).

Табл. 3. Корреляционная таблица континентальной био- и литостратиграфии в Карпатской котловине (М. Крецой — М. Печи).

Табл. 4. Корреляция континентальной, биостратиграфической и геоморфологической истории плейстоцена и четвертичных отложений в Карпатской котловине (М. Крецой — М. Печи 1980).

Перевод: Л. Правдова