

## MODELL EINER ABWECHSELND VON ABTRAGUNG UND AKKUMULATION GEPRÄGTEN ENTWICKLUNG GEOMORPHOLOGISCHER FLÄCHEN

Marton PÉCSI, Budapest\*

mit 3 Abb. im Text

### INHALT

1.	Einleitung .....	20
2.	Darstellung einiger Forschungsergebnisse am Beispiel des Transdanubischen Mittelgebirges .....	22
3.	Abtragungsflächen und die Chronologie ihrer Entstehung.....	26
4.	Zusammenfassung .....	29
5.	Summary .....	29
6.	Literaturverzeichnis .....	30

### 1. Einleitung

In diesem Jahrhundert wurden einige, bereits als klassisch zu bezeichnende, didaktische Erklärungen zur Interpretation der Bildung von Abtragungsflächen ausgearbeitet (DAVIS 1922, PENCK 1924, KING 1949, 1962, BÜDEL 1957 und seine Schüler, darunter BULLA 1958, BREMER 1986).

1. Die *Peneplain* (Fastebene) ist nach der Interpretation von DAVIS das Resultat normaler (fluvialer) Erosion.

\* Em.Univ.-Prof. Dr. Marton Pécsi, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, H-1388 Budapest, P.O. Box 64

2. Der *Primärrumpf* nach W. PENCK ist eine etwa auf Meeresniveau gelegene Flachform (Ebene). Seine *Piedmonttreppe* basiert auf fluvialer Erosion und Hangrückverlegung bei stetiger tektonischer Hebung.
3. Nach dem *Pediplanationsmodell* von KING erfolgt der Einebnungsprozeß bei langsamer aber stetiger Hebung unter tropisch-semiariden Bedingungen (mechanische Verwitterung überwiegt gegenüber der chemischen) durch Hangrückverlegung.
4. Nach BÜDELS Theorie der *Doppelten Einebnungsfläche* bilden sich unter tropischem Klima ebene Flächen durch intensive Tiefenverwitterung und dazu zeitlich verschobenen, flächenhaften Abtrag.

Jedes dieser vier oben angeführten morphogenetischen Modelle hat seine Anhänger, aber auch Kritiker. Ein gemeinsames Merkmal der verschiedenen Modelle ist, daß die Abtragungsflächen aus einer über einen langen geologischen Zeitraum hinweg erfolgenden, langsamen, kontinuierlichen oder periodischen Hebung bzw. aus stabilen Morphostrukturen resultieren.

Jedes Entwicklungsstadium (Zyklus) der sich hebenden Oberfläche manifestiert sich mit der Zeit im Relief, so daß mittels geeigneter Methoden das Entstehungsalter der Abtragungsflächen bestimmt werden kann. Dennoch, die Tatsache, daß die höchstgelegene Fläche die älteste und die unterhalb dieser entstandenen Flächen zunehmend jünger sind, war nicht für alle Relieftypen und alle geologischen Perioden kennzeichnend.

Es scheint, daß die für die Bildung solcher Einebnungsflächen notwendigen tektonischen und klimatischen Bedingungen weder räumlich noch zeitlich beständig waren. Die wichtigsten Großformen der Kontinente (junge und alte Gebirgssysteme, Tafelländer, tektonische Becken usw.) resultieren aus über lange geologische Zeiträume hinweg erfolgende Wechsel von tektonischen Hebungen und Senkungen. Die sie überformenden Abtragungsflächen wurden infolge der Senkung bedeckt und somit zu Akkumulationsgebieten. In vielen Fällen wiederholten sich diese Vorgänge mehrmals. Die Wiederfreilegung der begrabenen Reliefformen brachte die ursprünglichen Verebnungsflächen zum Vorschein, wogegen die nicht vollständig konservierten geomorphologischen Flächen durch Einebnungsprozesse und gelegentliche tektonische Hebungen unterschiedlichen Ausmaßes teilweise umgestaltet wurden.

Es gibt Strukturformen, die sich über einen langen Zeitraum hinweg kontinuierlich hoben und ebenso andere, deren Hebung nur über eine kurze geologische Periode hinweg erfolgte. In dieser Studie wird die Analyse der geomorphologischen Flächen des morphostrukturellen Relieftyps hervorgehoben, welche während verschiedener geologischer Zeitabschnitte einem Wechsel von tektonischer Hebung und Senkung und gelegentlichen Horizontalverschiebungen unterlagen, jedoch seit dem späten Känozoikum im wesentlichen in Hebung begriffen sind.

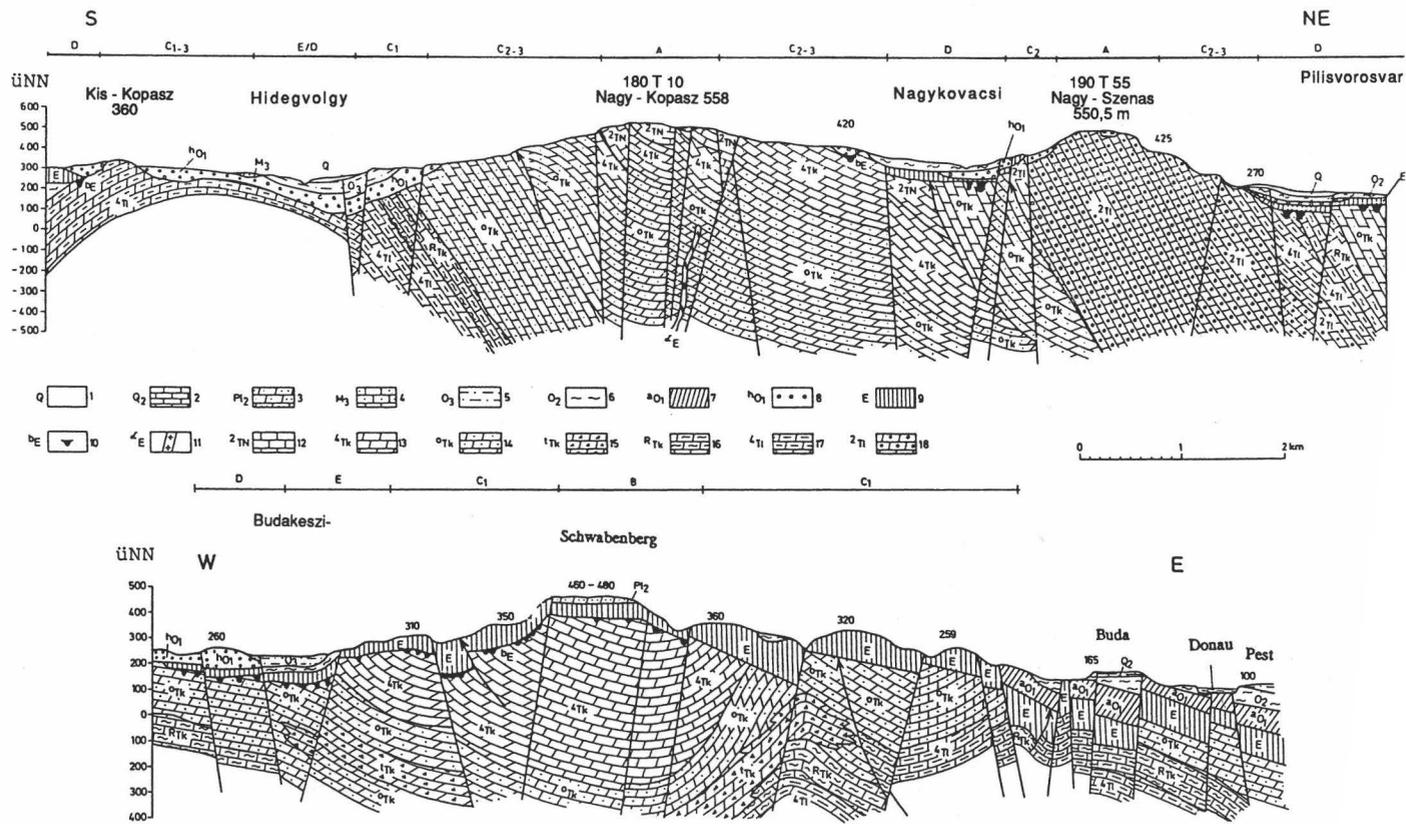
## 2. Darstellung einiger Forschungsergebnisse am Beispiel des Transdanubischen Mittelgebirges

Das Transdanubische Mittelgebirge dient als gutes Beispiel für einen Bruchfaltenbau, in dem sich hauptsächlich (triassische) Horste aus Kalkgestein mit grabenartigen Becken abwechseln. Es lassen sich in diesem Gebirge verschiedene Generationen geomorphologischer Flächen ausgliedern und die älteren dieser Flächen wurden mehrmalig bedeckt und wieder freigelegt. Im Verlauf ihrer Entwicklung erlangten diese älteren (mesozoischen, tertiären) Flächen unterschiedliche orographische Niveaus (vgl. Abb. 1 a, b, und Abb. 2). Dies läßt sich nur mittels detaillierter Untersuchungen der besonderen Morphogenese dieses Gebirges interpretieren. Im Folgenden werden die bisher gewonnenen Forschungsergebnisse kurz zusammengefaßt.

1. Die Kette mesozoischer Horste des Transdanubischen Mittelgebirges überlagert die spätpaläozoische Verebnungsfläche des variskischen, kristallinen Grundgebirges, welches im Früh-Mesozoikum Teil der Tethys-Geosynklinale wurde.
2. Mit dem Ausklang der Trias bildete der Transdanubische Gebirgszug eine tiefliegende Landoberfläche im Vorfeld der höher gelegenen kristallinen Gebirgszüge. Beide orographische Niveaus unterlagen über einen langen Zeitraum hinweg der tropischen Flächenbildung. Das niedrigere, aus Kalkgestein bestehende Reliefniveau entwickelte sich zu einer Paläokarst-Etchplain (-Rumpffläche), auf der sich lokal Bauxit bildete. Bereits in der Ober-Kreide zerbrach diese Rumpffläche, ihr zentraler Streifen senkte sich ab und wurde später von einer mächtigen Sedimentabfolge bedeckt.

### Legende zu Abb. 1:

A = freigelegte, tekt. gehobene Rumpffläche; B = bedeckte, tekt. gehobene, kretazische Rumpffläche; C = Rumpfflächen im Bergfußbereich, C<sub>1</sub> = bedeckt, C<sub>2</sub> = teilweise freigelegt, C<sub>3</sub> = völlig freigelegt; D = bedeckte, nach Absenkung einen Graben bildende Rumpfflächen; E = Gebirgsfußflächen; 1 = Löß und Flugsand (Pleistozän); 2 = Travertin (Pleistozän); 3 = Sand, Ton und Travertin (Ober-Pliozän); 4 = Konglomerat und Kalkstein (Sarmat); 5 = sandiger Ton (Ober-Oligozän); 6 = Ton (Mittel-Oligozän); 7 = Mergel (Unter-Oligozän); 8 = Sandstein (Unter-Oligozän); 9 = eozäne Formationen; 10 = umgelagerter Bauxit und Konglomerat (Eozän); 11 = eozäner, saurer Dyke (subvulkanischer Gang); 12 = Dachsteinkalk (Ober-Trias); 13 = Hauptdolomit (Ober-Trias); 14 = grobkörniger Dolomit (Ober-Trias); 15 = kieseliger Dolomit (Ober-Trias); 16 = Mergel, Kalkstein und Dolomit (Ober-Trias); 17 = rosafarbener Dolomit (Mittel-Trias); 18 = Diplorendolomit (Mittel-Trias)



Entwicklung geomorphologischer Flächen

Abb. 1 a, b: Durch den Wechsel von Abtragung und Akkumulation geprägte Rumpfflächen des Budaer Berglandes, Ungarn (nach PÉCSI und WEIN).

3. Zwischen der Ober-Kreide und dem Unter-Eozän wurde die ehemalige Rumpffläche schwach eingeebnet, langsam umgestaltet und blieb infolge der Hebung und Pedimentbildung im wesentlichen erhalten.
4. Der Hauptteil des Gebirges wurde während des Eozäns stetig gesenkt. Die zerklüfteten Horste und die intramontanen Gräben erfuhren eine marine Überflutung, mit der die Ablagerung von meist kalkigem Sediment (Kalkstein, Mergel) einherging. Damit wurde erstmals im Verlauf des Tertiärs die mesozoische Rumpffläche bedeckt.
5. An der Wende Eozän zu Oligozän wurde durch erneute tektonische Hebungen das gesamte zuvor überflutete und unter Sediment begrabene Gebirge wieder zur Landoberfläche. Einige Gebirgspartien und Horste wurden freigelegt oder erlagen nachträglich der Pedimentbildung. Trotzdem blieben zahlreiche Horste zurück, deren ehemalige Karstrumpffläche und Bauxitlager unter dem mächtigen eozänen Kalkstein erhalten wurde.
6. Im Oligozän, insbesondere während seiner zweiten Hälfte unterlag der Bereich des heutigen Transdanubischen Mittelgebirges abermals einer starken Absenkung und Bildung einer mächtigen Decke klastischer Sedimente, Abtragsprodukte der benachbarten Kristallingesteine. Dieser Prozeß hielt auch während des Miozäns an, gekennzeichnet durch kürzere Unterbrechungen und sowohl zeitlich als auch lokal begrenzten Phasen, die durch Abtragung geprägt waren. Nunmehr waren die Horststrukturen zum zweiten Mal während des Tertiärs überdeckt.
7. Während des Mittel-(und Ober-)Miozäns kam es zu einer verstärkten vertikalen und horizontalen Zergliederung der mesozoischen Horste. Einige der kleineren intramontanen Becken senkten sich noch weiterhin leicht ab. Die sich hebenden Horste wurden freigelegt und fielen weiterer Abtragung anheim. Den neuerlichen orogenen Phasen folgte eine Periode, welche durch starke vulkanische Aktivität charakterisiert war, insbesondere in der nordöstlichen Verlängerung des Gebirges. Während dieses Zeitraumes erfolgten eine Vielzahl von morphotektonischen Reliefumkehrungen und infolgedessen erhob sich erstmals während des Tertiärs das Transdanubische Mittelgebirge über seine Umgebung; das Gros des kristallinen Grundgebirges des Karpatenbeckens hingegen sank ab und wurde vom Meer überflutet.
8. Im Ober-Miozän, zu Beginn der sarmatischen und pannonischen Transgression senkte sich das Transdanubische Gebirge während mehrerer kurzer Perioden. Infolge der wesentlich intensiveren Absenkung seiner Umgebung (Pannonisches Becken) blieb es jedoch als Inselgruppe terrestrisch. Lediglich einige Berggruppen, marginale Horste und intramontane Becken wurden zum dritten und vierten Male von Sedimenten bedeckt.

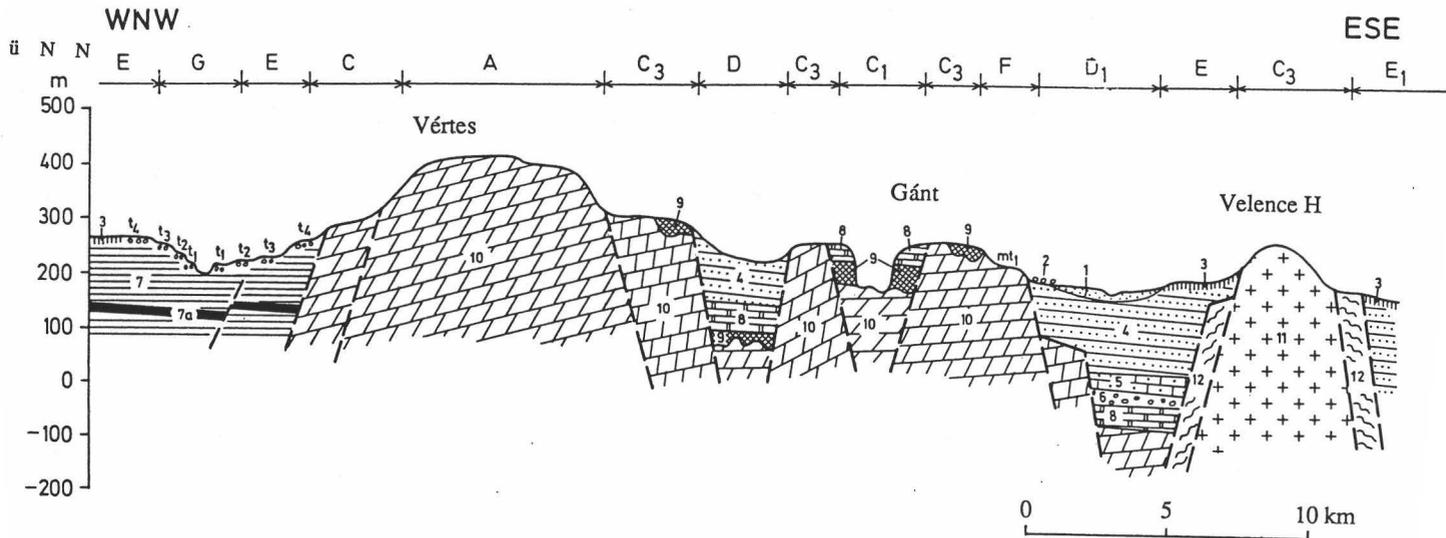


Abb. 2: Geomorphologie des Vértes-Berglandes, Ungarn

A = freigelegter Horst in Gipfellage, Überrest der geringfügig umgewandelten kretazischen Rumpffläche; C = Horst im Bergfußbereich, C<sub>1</sub> = bedeckt, C<sub>3</sub> = völlig freigelegt; D = bedeckte Rumpffläche, nach Absenkung einen intramontanen Graben bildend; D<sub>1</sub> = mit Molasse und alluvialen Schutt verfüllter, intramontaner Graben; E = Glacis mit Terrassen; E<sub>1</sub> = Pediment und Glacis; F = Überreste oberpannonischer Abrasionsterrassen; G = submontanes Becken mit fluviatil terrassiertem Glacis; t<sub>1</sub>-t<sub>4</sub> = Flußterrassen; mt<sub>1</sub> = Abrasionsterrasse; 1 = Alluvium und Wiesenboden; 2 = Alluvialfächer; 3 = Löß und lößartiges Sediment; 4 = pannonische Sand- und Tonformation; 5 = sarmatische Formation; 6 = miozäner Kies und Sand; 7 = oligozäne Sand- und Tonformation; 7a = oligozäner Lignit; 8 = eozäner Kalkstein; 9 = kretazischer Bauxit; 10 = triassischer Dolomit und Kalkstein; 11 = Granit; 12 = karbonische Metamorphgesteine

Während dieser Periode überragten die Horste des Gebirges den Wasserspiegel des Pannonischen Binnenmeeres um nur 100 bis 200 m. Während kürzerer Zeitintervalle (Übergang des Sarmats zum Unter-Pannon) kam es auch zur Abtragung. Auf diese Weise wurden sie allmählich von den sie bedeckenden, jüngeren (Oligozän-Miozän), mächtigen klastischen Sedimenten befreit. In den im Randbereich des Transdanubischen Mittelgebirges gelegenen Horsten blieben marine Terrassen erhalten, die sich während des Mittel- und Ober-Miozäns gebildet hatten. Durch das unterschiedliche Ausmaß der tektonischen Verlagerungen befinden sich diese Überreste jedoch in unterschiedlichen Höhenlagen (Pécsi et al. 1988).

9. Die Hebung der Horste des Transdanubischen Mittelgebirges auf ihr heutiges Niveau sowie die teilweise oder völlige Exhumierung bestimmter Bereiche erfolgte im (Ober-)Pliozän und besonders im Quartär, im Anschluß an die Pannonische Regression. Während des Ober-Pliozäns vollzog sich eine bedeutende Flächenbildung, der auch die Lockersedimente des Ober-Pannons unterlagen. Dieses Oberflächenniveau bildete die Basis für die quartäre Talbildung. Infolge der regionalen Unterschiede der tektonischen Hebung befinden sich ebenso die pliozänen Pedimente auf verschiedenen Höhenniveaus. Zu Beginn des Pleistozäns war diese Fläche lokal ausgedehnter bzw. niedriger. Folglich repräsentieren die Fußflächen des Gebirgsvorlandes zwei orographische Niveaus. Es kommt ebenfalls vor, daß sich die oberpliozäne Gebirgsfußfläche mit der oberpannonischen Abrasionsterrasse verbindet.
10. Im Verlauf des Quartärs hob sich das Gebirge um 200 bis 250 m. Als Ergebnis dieser tektonischen Bewegungen bildeten sich in das Gebirge durchquerende Donautal sechs bis acht Flußterrassen und Talau. Die Hebung dieser Terrassen nahm zum Gebirgsrand und zu den Becken hin ab.

### **3. Abtragungsflächen und die Chronologie ihrer Entstehung**

Die mesozoischen Horste des Transdanubischen Mittelgebirges werden als Überreste der kretazischen Rumpffläche angesehen. Sie sind vielerorts von geringmächtigen, oberkretazischen oder eozänen Sedimenten bedeckt. Diese verhüllen Bauxitlager, in denen Reliktformen des tropischen Karstes zu finden sind. Gemäß ihrer orographischen Lage können diese teilweise bedeckten Horste sowohl in Gipfellage als auch auf niedrigeren Höhenniveaus und auch in Schwellenlage vorkommen. Wie auch immer, ihre wesentliche Oberflächenform bestand bereits in der Kreide und erfuhr auch während der späteren, mit den Hebungen einhergehenden, mehrmaligen Freilegung keinen grundlegenden Wandel. Es kommt ebenso vor, daß der die ehemalige Rumpffläche konform bedeckende oligozäne Sandstein durch tropischen Turmkarst und rote Tone führende Bauxitvorkommen gekennzeichnet ist.

- Häufig wird nur die tertiäre Sedimentdecke der in der Kreide eingerumpften und im Tertiär bedeckten Horste freigelegt, so daß die exhumierte Paläorumpffläche die rezente Oberfläche bildet.
- Zahlreiche Horste sind von klastischem Gestein des Eozäns und Oligozäns bedeckt. Die Sedimentumlagerungen verursachten auf der ehemaligen Oberfläche nicht nur eine Einebnung, sondern auch einen beträchtlichen Formenwandel. In diesem Fall stellt die Horstoberfläche eine jüngere (z.B. Oligozän), umgestaltete geomorphologische Fläche dar.
- Die zeitliche Einstufung der Umformung der unbedeckten Horste erweist sich gelegentlich als äußerst schwierig. Ausgehen könnte man hierbei von der Tatsache, daß sämtliche Horste des Transdanubischen Mittelgebirges bereits während der Kreide verebnet (eingerumpft) wurden und diese niedrig gelegene Verebnungsfläche während des Tertiärs nur schwachem Wandel unterlag, also im wesentlichen übernommen wurde. Die orographisch höher gelegenen, unbedeckten Horste konnten im Verlauf des Paläogens eingeebnet werden und bildeten marginal während des Neogens Pedimente aus.
- Alle diese in der Kreide eingerumpften, dann bedeckten, anschließend teilweise oder völlig freigelegten Horste können in unterschiedlichen orographischen Niveaus vorkommen (vgl. Abb. 3). Man findet beispielsweise innerhalb eines Berges verschiedene Horsttypen auf gleicher Höhe unmittelbar nebeneinander. Häufig sind die von oligozänen Sandstein überlagerten Rumpfhorste stockwerkartig übereinander angeordnet. Dabei spiegeln die sich in unterschiedlicher Höhe befindlichen Oberflächen dieses Horsttyps jedoch keine geomorphologischen Flächen unterschiedlichen Alters wider (vgl. Abb. 1a).
- Die neogenen Abrasionsterrassen der Gebirgsränder repräsentieren für gewöhnlich jüngere Flächen als die herausgehobenen und exhumierten Horstflächen. Deshalb überlagern häufig marine Formationen des Pannons die auf 400 bis 500 m ü.NN herausgehobenen Horste, welche im Paläogen bedeckt wurden (Budaer Bergland, vgl. Abb. 1b), anderenorts überlagert oberpannonischer Travertin die einstige mesozoische Fläche (Balaton-Hochland, ca. 300 m ü.NN).

In den Gebirgsrandgebieten wurden die geomorphologischen Flächen des Spät-Känozoikums (Meeresterrassen, Pedimente, Flußterrassen) durch eine harte Travertinschicht vor Abtragung geschützt. Travertine wurden von den auf der östlichen Erosionsbasis entspringenden Karstquellen gebildet. Insgesamt wurden im Transdanubischen Mittelgebirge auf diese Weise zwölf neogene und quartäre Flächen erhalten. Dieses Phänomen ist charakteristisch für die Gebirgsränder und einige größere Täler. Auf den Talhangterrassen wurde eine niedriger gelegene Travertinabfolge abgelagert (zwischen 170 und 250 m ü.NN). Die orographisch höher liegende Travertinsequenz bedeckt die Pedimente und Abrasionsterrassen. Zur Bestimmung des Alters der Travertine wurden Faunenreste sowie paläomagnetische und absolutchronologische Methoden herangezogen (PÉCSI et al. 1988).

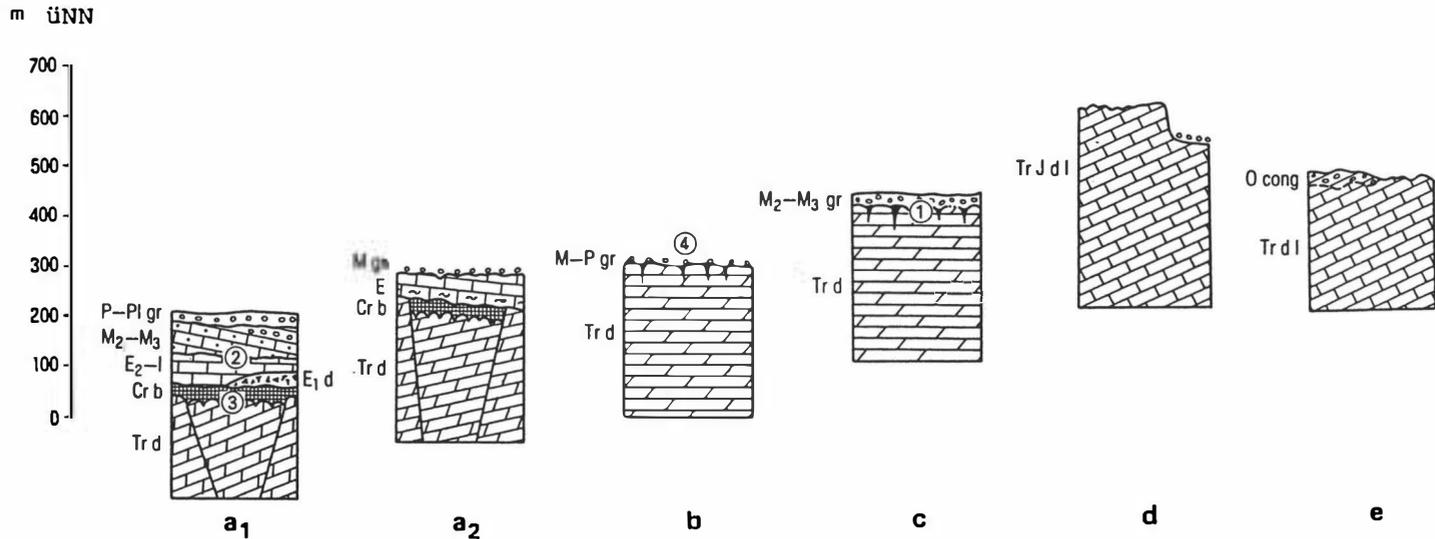


Abb. 3: Geomorphologische Lage von Überresten der gestörten und umgestalteten, tropischen Rumpffläche des Transdanubischen Mittelgebirges (nach Pécsi)

a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub> = bedeckte Rumpffläche, submontan bzw. in einem intramontanen Graben; b = niedrigliegende Verebnungsfläche als Folge einer freigelegten und umgestalteten Rumpffläche; c = tektonisch herausgehobene, bedeckte Rumpffläche als Überrest einer teilweise infolge der Ablagerung von oligozänem Kies eingeebneten Rumpffläche; d = freigelegte Rumpffläche in Gipfellaage, durch (randliche) Pedimentbildung umgestaltete Rumpffläche; e = tektonisch gehobene, teilweise freigelegte, während des Tertiärs (z.B. im Oligozän) durch Pedimentbildung im Vorland des kristallinen Grundgebirges umgeformte, kretazische Rumpffläche mit Konglomeratdecken; P-Pl gr = pliozäner-pleistozäner Kies; M<sub>2</sub>-M<sub>3</sub> = mittelmiozäner Mergel, Kalkstein, Kies; E<sub>2</sub> 1 = mitteleozäner Kalkstein; E<sub>1</sub> d = untereoazäner Dolomitschutt; Cr b = oberkretazischer Bauxit; Tr<sub>3</sub> d = triassischer Dolomit; M gr = miozäner Kies; M<sub>2</sub>-M<sub>3</sub> gr = mittel- und obermiozäner Kies und Konglomerat; Tr-J dl = triassischer-jurassischer Dolomit und Kalkstein; O cong = oligozäner Sandstein und Konglomerat; 1 = Überreste tropischer Verwitterung mit Kaolinit und roten Tonen; 2 = Diskordanz; 3 = Überreste einer tropischen Verebnungsfläche mit Turmkarst und Bauxit; 4 = Oberfläche mit vereinzelt Überresten einer Kiesdecke

## 4. Zusammenfassung

Nach unserem Modell wurden die einst durch Abtragungsprozesse (Penepplain-, Pediment-, Peditplain- und Rumpfflächen-Bildung) entstandenen Verebnungsflächen in späteren geologischen Perioden, infolge wiederholter, teils abtragender, teils akkumulierender Prozesse und im Zusammenspiel mit mehreren Phasen tektonischer Hebung und Senkung, umgestaltet.

Demgemäß setzt sich die spätmesozoische, tropische Flächenbildung (Rumpfflächen-Bildung) mit Paläokarstentwicklung im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn) während des Tertiärs nicht fort. Der größte Teil des Gebirgszuges war, als Folge mehrfach, bezüglich der Versatzhöhe und der Dauer ungleichmäßiger, tektonischer Senkung, mit Sedimenten bedeckt. Im Anschluß an diese Bedeckung erfolgten zwei oder drei Phasen (Paläogen, Neogen und Quartär) teilweiser oder völliger Exhumierung. Während der wiederholten Bedeckung und Freilegung war die kretazische, tropische Rumpffläche weiterer Abtragung und Akkumulation durch nicht-tropische Prozesse ausgesetzt (z.B. Peripedimentation, Bildung von Abrasionsterrassen und Alluvialfächern u.a.). Die durch grabenähnliche Becken geteilte Horstserie des Transdanubischen Mittelgebirges läßt sich aufgrund der orographischen Lage und der geomorphologischen Entwicklung der Oberflächen in fünf Hauptgruppen gliedern:

1. teilweise oder völlig freigelegte Rumpffhorste in Gipfellage,
2. tektonisch gehobene, bedeckte Rumpffhorste,
3. orographisch niedrigliegende Rumpffhorste, bedeckt oder freigelegt (meist mit Pediment-Bildung),
4. bedeckte Rumpffläche in Beckenlage,
5. Peripedimente, Gesteinspedimente, lokal bedeckt.

Dieses Modell einer wechselweise von Abtragung und Akkumulation geprägten Entwicklung geomorphologischer Flächen läßt sich nicht nur auf die Ungarischen Mittelgebirge anwenden, sondern auch auf zahlreiche andere Regionen, z.B. die Alpen, Karpaten, Dinariden sowie einige alte Gebirge und Massive Europas und anderer Kontinente.

## 5. Summary

### **Marton Pécsi: A Model of the Development of Geomorphological Surfaces Repeatedly Reshaped by Erosion and Accumulation Processes**

This model claims that planated surfaces once produced by some erosional processes (peneplanation, pedimentation, peditplanation, etchplanation, etc.) were reshaped in later geological periods by repeated erosional or accumulative

processes, with the morphostructure also being repeatedly affected by tectonic uplift or subsidence.

According to this model, late Mesozoic tropical etchplanation with palaeokarst formation did not continue during the Tertiary in the Transdanubian Mountains of Hungary. Most of the mountain range was buried – as a consequence of multiple tectonic subsidences, with deposits thickness varying and at different intervals – under sediments. This burial was followed by two or three episodes (Palaeogene, Neogene and Quaternary) of complete or partial exhumation. During repeated processes of burial and exhumation the Cretaceous tropical etchplain was affected by further erosion or accumulation through non-tropical processes (such as peripedimentation, marine terrace formation, alluvial fan building, and others). In the horst series of the Transdanubian Mountains, divided by graben-like basins, the position and geomorphic evolution of the geomorphological surfaces allows for five main elements to be identified: 1. (semi)exhumed planated horsts in summit position, 2. buried planated horsts in uplifted position, 3. planated horsts in threshold position, buried or exhumed and reshaped, mostly pedimented, 4. buried etchplain in basin position, 5. peripediments, rock pediments, locally buried under deposits.

The "alternating of erosion and accumulation-model" of geomorphic evolution does not only apply to the Hungarian mountains of medium height, but also to numerous other geomorphological regions, e.g. the Alpine-Carpathian-Dinaric Ranges, several old mountain ranges and massifs of Europe and other continents.

## 6. Literaturverzeichnis

- BREMER H. (1986), Geomorphologie in den Tropen – Beobachtungen, Prozesse, Modelle. In: Geoökodynamik, 7, S. 89-112.
- BULLA B. (1958), Bemerkungen zur Frage der Entstehung von Rumpfflächen. In: Földrajzi Értesítő, 7, 3, S. 266-274.
- BÜDEL J. (1957), Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. In: Zeitschr. f. Geomorph. N.F., 1, S. 201-228.
- DAVIS W.M. (1922), Penplains and the geographical Cycle. In: Bull. of the Geol. Society of America, 33, S. 587-598.
- KING L.C. (1949), The pediment landforms: some current problems. In: Geol. Magazine, 86, S. 245-250.
- KING L.C. (1962), The Morphology of the Earth. Edinburgh, London, Oliver & Boyd.
- PENCK W. (1924), Die morphologische Analyse. Stuttgart. 277 S.
- PÉCSI M. (1970), Surfaces of planation in the Hungarian mountains and their relevance to pedimentation – Problems of relief planation. In: Pécsi M. (Hrsg.), Studies in Geography in Hungary, 8, S. 29-40. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- PÉCSI M., SCHEUER G., SCHWEITZER F. (1988), Neogene und Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. In: Pécsi M., STARKEL L. (Hrsg.), Paleogeography of Carpathian Regions, S. 11-41. Budapest.