

## HEGYLÁBI (PEDIMENT) FELSZÍNEK A MAGYARORSZÁGI KÖZÉPHEGYSÉGEKBEN

DR. PÉCSI MÁRTON

A Kárpátoktól bekerített medencéket elválasztó középhegységek geomorfológiai fejlődéstörténete nagyon különböző volt. Megfigyelhetők közöttük a varisztid tönkrögök maradványai, mezozóos röghegységek, fiatal harmadkor, vulkanikus hegységek. Magyarország területén e két utóbbi típus az uralkodó. Az országot DNy—ÉK irányban átszelve, a Kisalföld és az Alföld pannóniai medencéit különíti el egymástól. A *Dunántúli-középhegység* és az *Északmagyarországi-középhegység* geomorfológiai kialakulástörténetéhez a magyar geomorfológusok és geológusok az évszázad eleje óta sok értékes megállapítással járultak hozzá (LÓCZY L. 1913, CHOLNOKY J. 1936, PRINZ GY. 1936, VADÁSZ E. 1953, 1954, ID. NOSZKY J. 1940, HORUSITZKY F. 1958, SZENTES F. 1934, BULLA B. 1947, 1958, 1962, LÁNG S. 1953, 1955, 1958, FÜLÖP J., SZALAI T., SZÉKELY A. 1961 és még sokan mások).

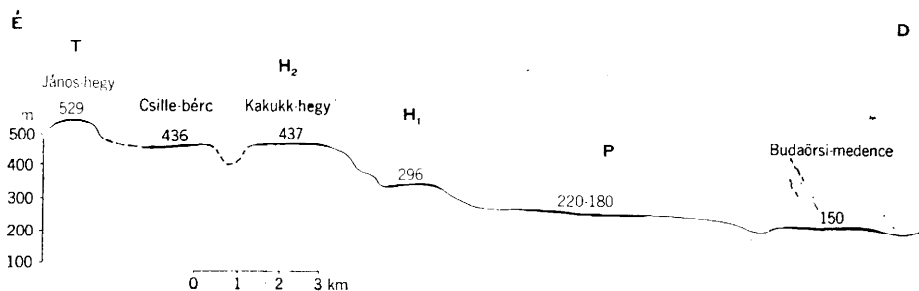
A magyarországi középhegységek tönkfelzszíneinek a kialakulását korábban a hazai kutatók daviszi végsőtönköknek, a pencki értelemben vett elsődleges tönköknek, illetve hegyláblépcsőknek tartották. A hegységek peremi lépcsőit esetenként abráziós szinteknek, vagy az ősi tönkfelzszínek különböző magasságra kiemelt vagy letört darabjainak írták le. BULLA B. DAVIS és PENCK elméletét a tönkfelzszíneképződésről részletesen bírálta, és a tönkfelzszíneképződés daviszi és pencki értelmezése mellett geomorfológiai irodalmunkban elsőnek mutatott rá a tönkfelzszínek trópusi klimatikus viszonyok közötti kialakulásfolyamatára. A trópusi tönkképződés — BULLA szerint — ma és a múltban is a földfelszínen a legáltalánosabb. Ezért a magyarországi középhegységek harmadkori tönkfelzszíneit, ill. lepusztulásszintjeit szintén a trópusi, szemitrópusi tönkösödés maradványaként értékelte (1956, 1958, 1962).

BULLA B. nem elemezte részleteiben, hogy a magyarországi középhegységekben (a mezozóos röghegységekben, illetve fiatal harmadkori vulkanikus hegységeinkben) hány tönkfelzszínt, illetve lepusztulásszint található. De paleobotanikai kutatások alapján utalt arra, hogy az újharmadkor során trópusi-szemitrópusi tönkösödés a klimatikus viszonyoknak megfelelően két szakaszban zajlott le (1962).

A klimatikus geomorfológiai irányzat és BULLA-nak a trópusi tönkösödésről írt elméleti munkái (BULLA 1954, 1958, BÜDEL 1957, 1957/a, DRESCH 1950, 1957, LOUIS 1957, MENSCHING—RAYNAL 1954, TRICART 1950, 1952, TROLL 1944, WICHE 1955) a magyar geomorfológiai kutatásokra jelentős hatással voltak. A trópusi tönkösödési elméletet alkalmazva PINCZÉS Z. (1960) a neogén vulkanikus Tokaji-(Zempléni-) hegységben egy trópusi (szarmata korú) tönkszintet mutatott ki. SZÉKELY A. a Mátrában már kettős lépcsőjű trópusi (torton-

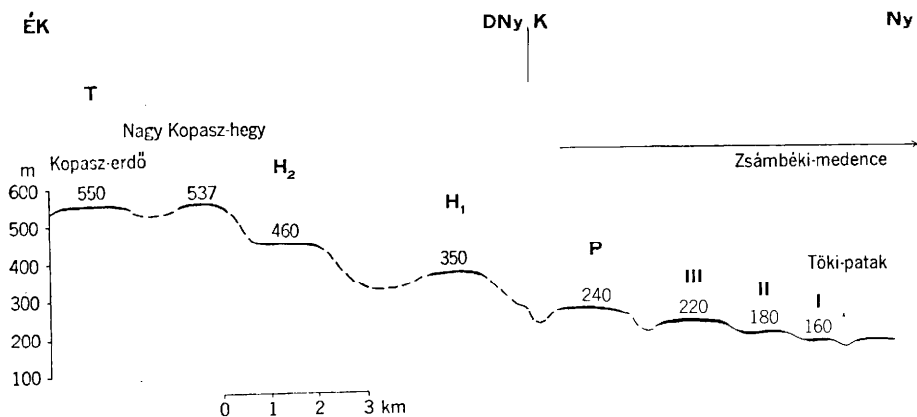
szarmata) tönkfelületet, ezenkívül egy szubtrópusi (alsópannóniai) tönklépcsőt és egy pliocén végi hegylábi lépcsőt írt le (1961).

A magyarországi középhegység egyes tagjaiban megfigyelhető tönkfelületek (Rumpffläche, Peneplain), tönklépcsők (Rumpftreppe), hegylábi lépcsők



1. ábra. A Budai-hegység lepusztulásszintjei és a hozzájuk kapcsolódó hegylábi felszín, vázlatosan. T — miocén trópusi tönkfelszínmaradvány, H<sub>2</sub> — feltételezett felső-pannóniai lepusztulásszint, H<sub>1</sub> — felső-pliocén hegylábi felszín, a diszlokációs zóna peremén. P — pleisztocénben kiformált hegylábi felszín

Abb. 1. Skizze der Abtragungshorizonte des Buda-Gebirges, sowie der angeschlossenen Fussflächen. T — Reste der miozänen tropischen Rumpffläche; H<sub>2</sub> — hypothetischer, oberpannonischer Abtragungshorizont; H<sub>1</sub> — oberpliozäne Fussfläche am Rande der Dislocationszone; P — im Pleistozän geformte Fussfläche



2. ábra. A Budai-hegység Ny-i részének lepusztulásszintjei és a hozzájuk kapcsolódó hegylábi felszínek, vázlatosan. T — miocén trópusi tönkfelszín maradvány, H<sub>2</sub> — feltételezett szarmata lépcső, H<sub>1</sub> — feltételezett pliocén hegylábi felszín maradvány. P — pleisztocénben kiformált hegylábi felszín, I—III — pleisztocén korrázions szintek

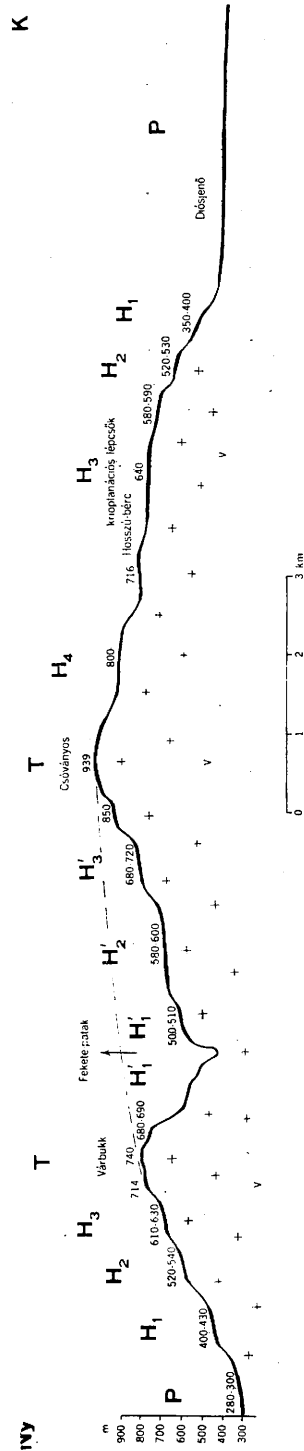
Abb. 2. Skizzen der Abtragungshorizonte des Westabschnittes des Buda-Gebirges und der angeschlossenen Fussflächen; T — Reste der miozänen, tropischen Rumpffläche; H<sub>2</sub> — hypothetische sarmatische Treppe; H<sub>1</sub> — Reste einer hypothetischen pliozänen Fussfläche; P — im Pliozän geformte Fussfläche I—III — pleistozäne Korrasions-krioplanations-niveaus

(Piedmonttreppe, Gebirgsfusstreppe), illetve hegylábi felszínek (Pediment Fussfläche) — általában a különböző lepusztulásszintek közötti összefüggések — részletes regionális és morfológikus összehasonlító vizsgálatát e sorok írója vette fel kutatási programjába. A kutatások elméleti célja nagyszámú összehasonlító adat alapján, a feltehetően különböző eredetű egyengetett felszínek, lépcsős hegyoldalak képződésének behatóbb magyarázata, egymáshoz való viszonyuk feltárása és ezek kapcsán a nomenklatura tisztázása. Kutatásaink során ui. sikerült kimutatnunk (PÉCSI 1959, 1961, 1962), hogy a magyarországi tönkösödött középhegységek peremén a hegyláblépcsők maradványai mellett gyakran előfordulnak a pliocén-

végi meleg szemiárid és pleisztocén kori hideg szemiárid lepusztulás hatására kialakult szélesebb-keskenyebb hegylábi felszínek (pedimentek).

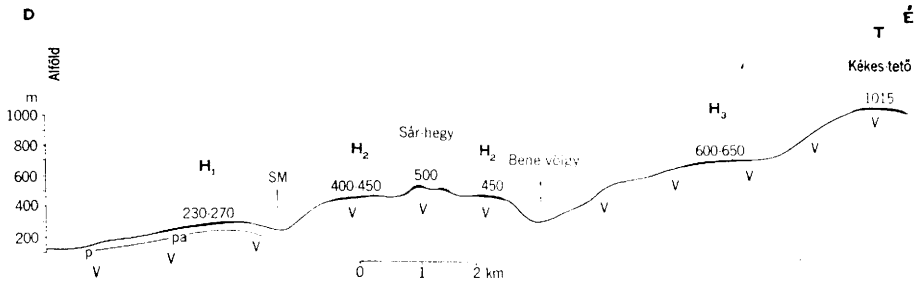
Az utóbbi évtizedben a nemzetközi geomorfológiai irodalomban megszáporodtak az ún. lepusztulásszintekkel foglalkozó tanulmányok. Ezek alapján bizonyíthatónak látszik, hogy areális lepusztulás többféle geomorfológiai klímaregióban végbemehet. Ezek formabélyegei egymástól el is különíthetők (BULLA, BÜDEL, CAILLEAUX, DRESCH, DUMITRASCO, JOLY, KLIMASZEWSKI, LAUTENSACH, LOUIS, MENSCHING, MORTENSEN, RAYNAL, SPREITZER, TRICART, WICHE, WILHELMY). E kérdés vizsgálatát gyakorlati szempontok is szükségessé tették. Ismeretes és több oldalról bizonyított az, hogy főként mezozóos röghegycink igen aprólékosan összetöredeztek és az egymáshoz közel álló rögök is különböző magasságra emelkedtek. Ez a körülmény olyan általános szemléletet alakított ki, mely szerint a mezozóos hegység-rögökben fellelhető különböző magasságú peremi szintek — lépcsők — a differenciált tektonikus mozgások különböző mértékű letörései, ill. kiemelkedései hatására vezethetők vissza. Ezek a lépcsők tehát egy korábbi egységes tönkfelszín lépcsős letörései, töréses tönklépcsők lennének. Az ilyen felfogást nem ritkán a fiatal vulkanikus hegységekre is kiterjesztették. E kutatási szemlélet szerint a lépcsős szintek pereme természetesen mint törés, illetve vetővonal kerül értékelésre, vagyis ez a hegység szerkezetkutatás egyik — morfológiai — módszere.

Korántsem kívánjuk mellőzni e geomorfológiai módszerek alkalmazását a hegység szerkezet vizsgálatában. Nyomatékos adatokkal irányítjuk azonban arra a figyelmet, hogy középhegységeink és dombságaink lépcsős elrendeződése nem kizárólag és túlsúlyal nem mindig törésvonalak menti lezökkenések és sásbércszerű (horsztos) kiemelkedések, melyek peremén a törésvonalak minden további vizsgálat nélkül bejelölhetők.



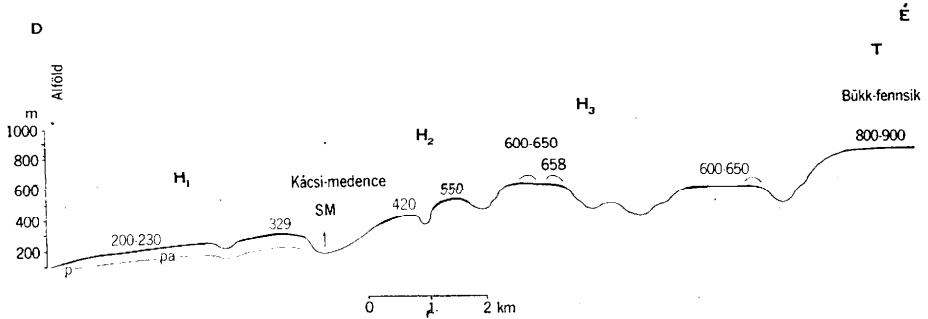
3. ábra. A Börzsöny-hegység lepusztulásszintjei és az azokhoz kapcsolódó hegylábi felszínek. T — felső-miocén-torton tönkfelszín maradvány, H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>3</sub>, H<sub>4</sub> — feltehetően szarmatá—pannóniai hegylépcsők, H<sub>1</sub>'—H<sub>4</sub>'—H<sub>3</sub> intramontán hegylábi felszín, P — pleisztocénben tovább formálódott hegylábi felszín, H<sub>1</sub>—H<sub>2</sub>—H<sub>3</sub> intramontán hegylábi felszín, V — hegytető-torton vulkáni kőzetek lépcsők V — hegytető-torton vulkáni kőzetek

4. ábra. Die „Abtragungshorizonte“ des Börzsönygebirges und die angeschlossenen Fuszflächen. T — Reste einer obermiozänen-tortonischen Rumpffläche; H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>3</sub>, H<sub>4</sub> — hypothetische sar-matisch-pannonische Gebirgshorizonte; H<sub>1</sub>'—H<sub>4</sub>'—H<sub>3</sub> intramontane Gebirgshorizonte; P — im Pleistozän weiter geformte Fuszfläche; V — neivetsch-tortonische vulkanische Gesteine



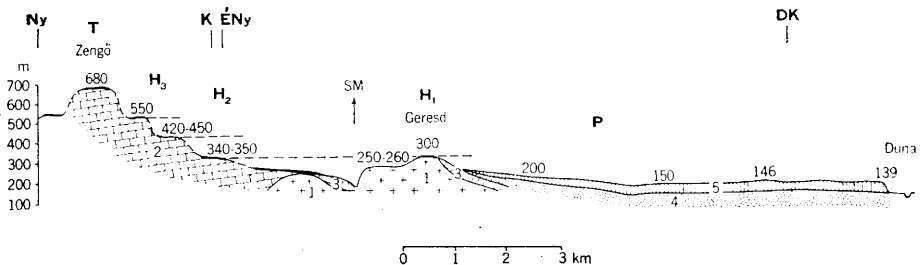
4. ábra. A Mátra-hegység D-i részének lepusztulásszintjei, vázlatosan. T — a Központi-Mátra trópusi tönkjének maradványa (orton-szarmata), H<sub>3</sub> — feltételezett szarmata korú hegylábi lépcső, H<sub>2</sub> — feltételezett alsó-pannóniai hegylábi lépcső, H<sub>1</sub> — felső-pliocén hegylábi felszín, mely a pleisztocén glaciálisokban továbbformálódott, p — alacsonyabb szinten kiképződött pleisztocén hegylábi felszín, V — helvét-torton vulkáni kőzetek, pa — pannóniai rétegek, SM — szubmontán medence

Abb. 4. Skizze der Abtragungshorizonte des Südabschnittes des Mátragebirges. T — Reste des tropischen Rumpfes des zentralen Mátragebirges (ortonisch-sarmatisch); H<sub>3</sub> — hypothetische sarmatische Gebirgsstufe; H<sub>2</sub> — hypothetische pannonische Gebirgsstufe; H<sub>1</sub> — oberpliozäne Fussfläche, die in den pleistozänen Glazialen weiter gebildet wurde, p — auf einem niedrigeren Horizont entstandene pleistozäne Fussfläche; V — helvétisch-tortonische vulkanische Gesteine; pa — pannonische Schichten; SM — submontanes Becken.



5. ábra. A Bükk-hegység lepusztulásszintjei vázlatosan. T — miocén tönkfelszín maradványa, H<sub>2</sub>—H<sub>3</sub> — felső-miocén és pliocén denudációs lépcsők, H<sub>1</sub> — felső-pliocénkori hegylábi felszín, amely a pleisztocén glaciálisokban tovább formálódott, p — alacsonyabb szinten kialakult pleisztocénkori hegylábi felszín, SM — szubmontán medence, pa — pannóniai rétegek

Abb. 5. Skizze der Abtragungshorizonte des Bükkgebirges. T — Überrest einer miozänen Rumpffläche; H<sub>2</sub>—H<sub>3</sub> — Gebirgsstufen aus dem oberen Miozän und aus dem Pliozän; H<sub>1</sub> — Fussfläche aus dem Oberpliozän, die in den Pleistozän Glazialen weiter ausgebildet wurde; p — auf niedrigeren Horizont entstandene pleistozäne Pedimentfläche; SM — submontanes Becken; pa — pannonische Schichten



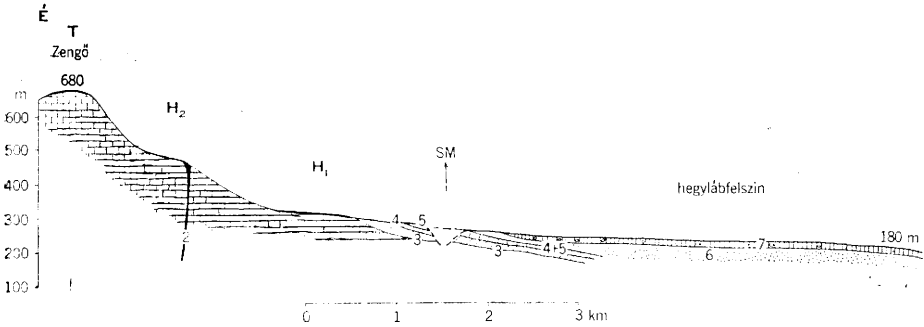
6. ábra. A Mecsek-hegység lepusztulásszintjei, vázlatosan. T — miocén tönkfelszín, H<sub>1</sub>—H<sub>3</sub> — feltételezett harmadkor-végi denudációs lépcsők, H<sub>1</sub> — felső-pliocén hegylábi felszín, P — pleisztocéneleji hegylábi felszín, SM — szubmontán medence, 1 — gránit, 2 — júra mészkő, 3 — helvét,orton rétegek, 4 — pliocén (pannóniai) rétegek, 5 — lejtős lösz

Abb. 6. Skizze der Abtragungshorizonte des Mecsekgebirges. T — miozäne Rumpffläche; H<sub>2</sub>—H<sub>3</sub> — hypothetische Gebirgsstufen aus dem ausklingenden Tertiär; H<sub>1</sub> — oberpliozäne Fussfläche; SM — submontanes Becken; 1 — Granit; 2 — Jurakalkstein; 3 — helvétische-tortonische Schichten; 4 — pannonische Schichten; 5 — Abhanglöss

E rövid tanulmány keretében középhegységeink és azok peremén levő különböző olyan denudációs szintek, lépcsők gyakoriságára hívjuk fel a figyelmet, melyek sok esetben a korábban kialakult szerkezeti vonalakat is elmetszik.

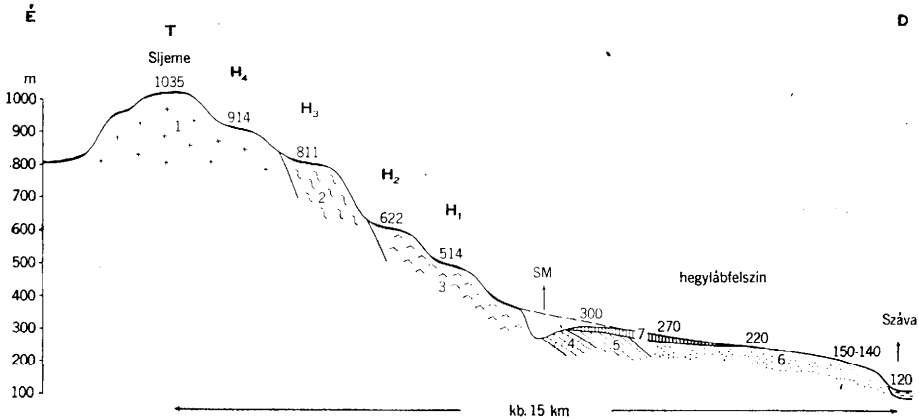
A magyarországi hegylábi lépcsőket és hegylábi felszíneket elemző munka lényegében még nem befejezett, folyamatban levő kutatási téma. A megfigyeléseket kiterjesztettük az Alpok keleti peremi hegyláblépcsőkre, a Jugoszlávia területén levő szigethegységekre, ezen kívül kiegészítő megfigyeléseket végeztünk a csehszlovák és lengyel Kárpátok külső előterének egyes részletein.

Az eddigi adatgyűjtő megfigyelések kapcsán a magyar középhegység mezozoos és több fiatal vulkanikus tagján feltérképeztük és szelvényeztük a



7. ábra. A Mecsek D-i előterének hegylábi felszíne, T — miocén tönkfelszínmaradvány, H<sub>2</sub> — miocénvégi-alsó-pliocén denudációs szint, H<sub>1</sub> — felső-pliocén hegylábi felszín, mely a pleisztocén glaciális folyamán tovább formálódott, SM — szubmontán medence, 1 — júra mészkő, 2 — trachidolerit, 3 — helvét, 4 — torton, 5 — szarmata rétegek, 6 — felső-pannóniai homokos rétegek, 7 — pleisztocén törmelékes lejtős lösz

Abb. 7. Fussfläche des S-Vorraumes des Mecsekgebirges. T — Überreste der miozänen Rumpffläche; H<sub>2</sub> — Denudationshorizonte aus dem ausklingenden Miozän und aus dem unteren Pliozän; H<sub>1</sub> — oberpliozäne, während der Pleistozän—Glazialen weiter geformte Fussfläche. SM — submontane Becken; 1 — Jurakalkstein; 2 — Trachydolerit; 3 — helvetische-, 4 — tortonische- und 5 — sarmatische Schichten, 6 — oberpannionische sandige Schichten; 7 — mit Schutt vermischtes pleistozänes Hanglöss

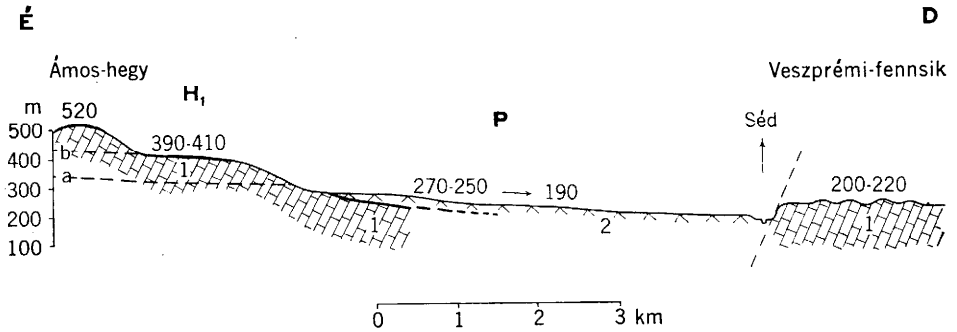


8. ábra. A Zágrábi Slemje lepusztalásszintjei, vázlatosan. T — miocén tönkfelszín maradvány, H<sub>1</sub>—H<sub>2</sub>—H<sub>3</sub>—H<sub>4</sub> — felső-miocén és pliocén hegyláblépcsők, hegylábi felszín — felső-pliocén kori hegylábi felszín, mely a pleisztocénben továbbformálódott, SM — szubmontán medencesor, 1 — zöldpala, paleozoos, 2 — karbon, 3 — perm, kristályos kőzetek, 4 — torton rétegek, 5 — alsó-pontusi, 6 — felső-pontusi homok-agyagrétegek, 7 — szoliflukciós lejtős vályog

Abb. 8. Skizze der Abtragungshorizonte der Zagreber Semlje. T — Überreste der miozänen Rumpffläche; H<sub>1</sub>—H<sub>2</sub>—H<sub>3</sub>—H<sub>4</sub> — Gebirgusstufen aus dem oberen Miozän und aus dem Pliozän, hegylábfelszín — Fussfläche aus dem oberen Pliozän, die im Pleistozänweiter geformt wurde; SM — submontane Beckenreihe; 1 — paleozoischer grüner Schiefer, 2 — Karbon-, 3 — Perm, kristalline Gesteine, 4 — tortonische Schichten, 5 — niederpontische-, 6 — oberpontische Sand-Tonschichten; 7 — Solifunktions-Abhanglehm

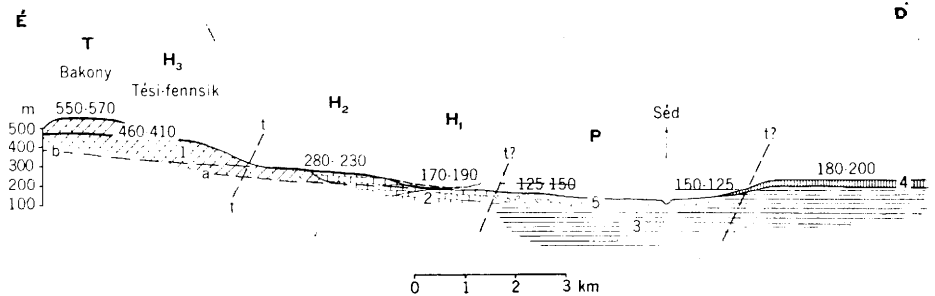
lepusztulásszintek térbeli helyzetét, s összefüggésüket a geológiai felépítéssel, a geomorfológiai formákkal, pl. idősebb teraszokkal stb. (1—8. ábra).

Ezek alapján mutathattunk rá arra (Pácsi 1961, 1962), hogy közp-hegységeink egyes tagjainak — különböző magasságú — tönkfelszínét két-három keskenysávú „hegylábi lépcső” övezi. E lépcsők az általában központosan



9. ábra. Keleti-Bakony peremi hegylábi felszín. 1 — felső-triász dolomit, 2 — görgetetlen lejtőtörmelék, H<sub>1</sub> — felső-pleiocén hegyláblépcső, P — pleisztocénben kialakított hegylábi felszín, a, b — a hegylábi felszínre kifelé völgyek esésgörbéje

Abb. 9. Fussfläche im östlichen Bakonygebirge. 1 — Dolomit aus dem oberen Triass. 2 — nicht gerollter Abhangschutt, H<sub>1</sub> — oberpliozäne Pedimentterrasse; P — im Pleistozän geformte Fussfläche; a, b — Gefällkurve der in die Fussflächen mündenden Täler



10. ábra. A Keleti-Bakony lepusztulásszintjei, vázlatosan. T — trópusi tönkfelszín maradvány, H<sub>3</sub> — felső-miocén hegyláblépcső, H<sub>2</sub> — pannóniai denudációs (abráziós?) lépcső, H<sub>1</sub> — felső-pleiocén pediment, amelynek kiformalódása során a H<sub>2</sub> lépcső is ehhez formálódott, P — pleisztocén pediment, a, b — a hegylábi felszínre kifelé tágas völgyek esésgörbéje, 1 — triász dolomit, 2 — alsó-pannóniai mészkő, homok; 3 — felső-pannóniai agyag, homok, 4 — lejtőslössz, 5 — gyengén görgetett dolomittkavics, t-t? — feltételezett vetők, törésvonalak

Abb. 10. Skizze der Abtragungsfelder des östlichen Bakonygebirges. T — Reste einer tropischen Rumpffläche; H<sub>3</sub> — obermiozäne Gebirgsfussstufe; H<sub>2</sub> — pannonische Denudations (Abrasions?) treppe. H<sub>1</sub> — oberpliozäne Pediment, dem sich während ihrer Gestaltung die H<sub>2</sub> — Treppe angepasst hatte; P — Pleistozänpediment, a, b — Falllinie der in die Fussflächen mündenden geräumigen Täler. 1 — Triassdolomit, 2 — niederpannonsischer Sand und Kalkstein, 3 — oberpannonsischer Lehm und Sand; 4 — Abhanglöss, 5 — schwach gerollter Dolomitschotter; t-t? hypothetische Verwerfungen und Bruchlinien

elhelyezkedő tönkfelület, vagy kettőtönkfelület felől a peremekre, peremi süllyedések felé lefutó völgyek tölesérszerű nyílásaiban a legjobban fejlettek. E peremi lépcsőkre jellemző, hogy azok a tágas völgy mentén a hegység belseje felé is folytatódnak (9—10—11. ábra).

Kutatásunkkal kapcsolatos egyik fontos probléma volt elválasztani a hajdan feltehetően egységes tönkfelszínnek tektonikus eredetű elmozdulások hatására létrejött tönkös lépcsőit a lepusztulás által keletkezett félsíkoktól,

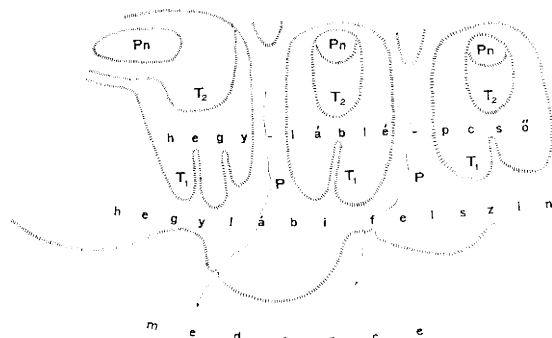
a hegylábi lépcsőktől. Ehhez kapcsolódott a lepusztulás folyamán képződött korrelatív üledék felkutatása (SZÉKELY A., PINCZÉS Z.), amelynek segítségével a felszint alakító folyamat minőségére lehetett következtetni. Másfelől a „hegylábi lépcsők” nem mindig különíthetők el könnyen az alattuk elterülő hegylábi felszínektől. Előfordul, hogy a „hegylábi felszín” kettős (több) osztatú, ilyenkor részletesebb megfigyelésekre van szükség a formatípusok genezisének megállapításához.

Kutatásaink jelenlegi állása szerint még nem minden esetben tudjuk megnyugtató módon eldönteni, hogy a harmadkorban tönkösödött középhegységeink peremi lépcsős szintjei milyen erőhatás következtében alakultak ki. Nem egészen világos az sem, hogy ezek a lépcsős lepusztulásszintek — kivéve a hajdani egységes tönkfelszín töréses eredetű tönklépcsőit — vajon tönklépcsők vagy hegylábi lépcsők, illetve kiemelt korábbi hegylábi felszínnek részei vagy esetenként abráziós teraszok? Az azonban mindenestre tény, hogy az egyes hegységörögök tetőszintje (tönkfelszíne) és a hegységörögök előterét övező széles hegyláb felszín között még 2—3 lépcsős lepusztulásszint figyelhető meg. Ezek képezik együttesen középhegységeink legnagyobb denudációs formacsoportjait. Fényt derítettünk a hegylábi lépcsők alatti széles sávban kifejlődött hegylábi felszínnek korára és eredetére.

Hogy a jelenleg megfigyelhető „lépcsős szintek” közül hol és melyek alakultak ki a hegylábi felszínre jellemző folyamatokkal, trópusi vagy szemitrópusi tönkösödési folyamattal, illetve tektonikus elmozdulással, e kérdések behatósabb megvilágítása még további elemző vizsgálatokra vár.

### A magyarországi hegylábi felszínek jellemzése

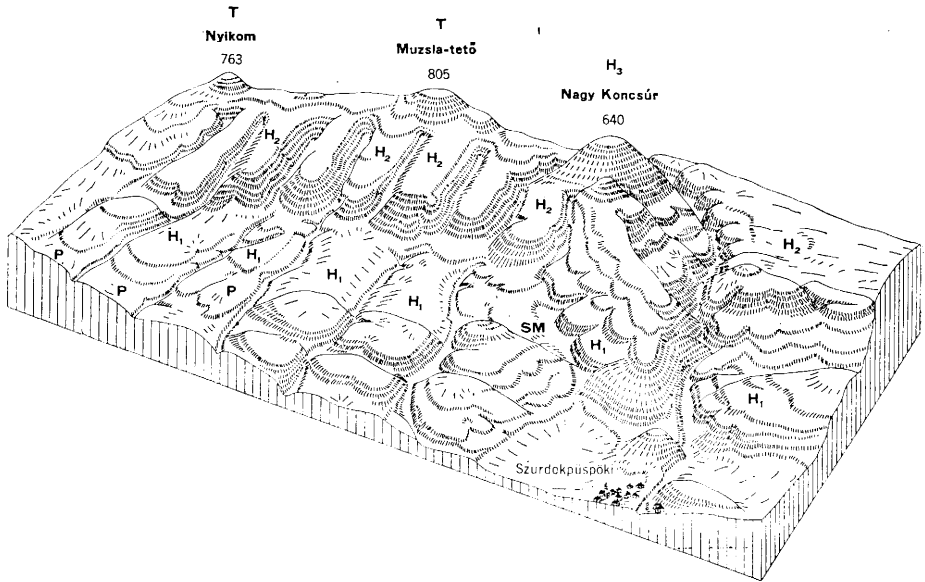
Az egyes hegységörögök általában keskenyebb — helyenként szélesebb — hegylábi lépcsőit nagy kiterjedésű lankás lejtő „hegylábi felszín” kapcsolja a környező medencék felszínéhez. A középhegységeket övező hegylábi felszínnek igen különböző szélességűek. Helyenkint, ahol a középhegységekhez dombsági előterek kapcsolódnak, ott szélességük eléri, sőt, meg is haladhatja a 10 km-t. Ilyen esetekben a hegylábi felszín lejtése csupán néhány fok.



11. ábra. Tönkfelszínmaradványok, hegyláb lépcsők és a hegylábi felszín egymáshoz való viszonya a Vértesszegi-hegységben. Pn — peneplán, T<sub>1</sub>—T<sub>2</sub> — hegylábi lépcsők, P — hegylábi felszín

Abb. 11. Das gegenseitige Verhältniss der Rumpfflächenreste, der Piedmonttreppen und der Fussfläche im Vértesszegi-gebirge. Pn — Peneplain, T<sub>1</sub>—T<sub>2</sub> — Gebirgusstreppen, P — Fussfläche

A hegylábi felszíneket gyakran kevésbé görgetett, közeli származású — elszórt — durva törmelék borítja, melyet fiatalabb korú lejtős lösz, lejtős vályog fedhet be. A *hegylábi felszíneken* található természetes és mesterséges fel-tárásokból megállapítható, hogy azok *szintén nyesett felszínek*. A magyar közép-hegységek peremén a Kárpát-medencét utoljára előljára előlő pliocén pannóniai bel-tenger — homokos és agyagos — képződményei általában 250—350 m tszf. magasságig mutathatók ki. A hegylábi felszínek közép-hegységeink előterében



12. ábra. Tömbszelvény a Pásztoér-Máttra lepusztulásszintjeiről (Szerk. DR. SZÉKELY ANDRÁS). T — torton-szarmata kori trópusi tönk maradványai, H<sub>3</sub> — feltételezett szarmata tönk maradvány, H<sub>2</sub> — alsó-pannóniai hegylábi-lépeső maradványok, H<sub>1</sub> — felső-pliocén hegylábi felszín, mely a pleisztocén folyamán feldarabolódott, áttormálódott, P — pleisztocén hegylábi felszín, SM — szubmontán medence

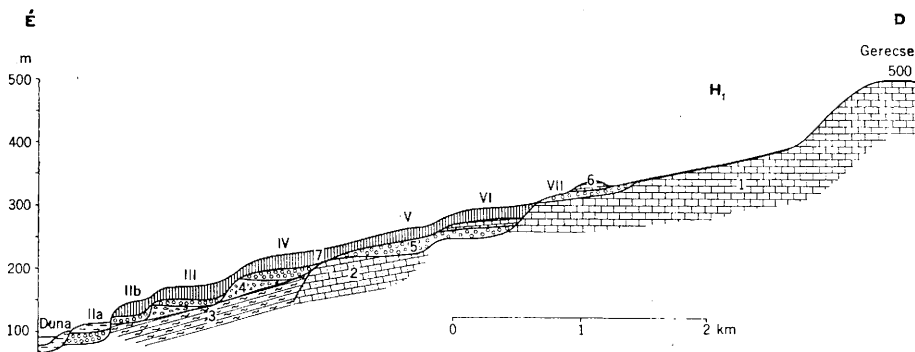
Abb. 12. Blockprofil der Abtragungsf lächen des Pásztoér Mátragebirges (gezeichnet von Dr. Andreas Székely). T — Überreste des tortonisch-sarmatischen Rumpfes, H<sub>3</sub> — Reste der hypothetischen sarmatischen Rumpffläche; H<sub>2</sub> — Reste einer niederpannonsischen Piedmontterrasse; H<sub>1</sub> — oberpliocäne Fussfläche, die im Verlauf des Pleistozäns zergliedert und umgeformt wurde; P — pleistozäne Fussfläche; SM — Submontanbecken

ezeket a pliocén rétegeket általában 350—200 m-ig enyhén lejtő szintre nyelik el a harmadkori idősebb képződményekkel együtt, sőt nem ritkán a mezozoos és esetenként a paleozoos képződmények is egyazon hegylábi felszín nivójára tarolódtak le.

Az általános lejtésiránynak megfelelően a felszínébe teraszos folyóvölgyek és tágas, vízfolyás nélküli teknővölgyek — korrázions völgyek mélyülnek, melyek az ilyen hegylábi felszíneket a hegylábától távolodva ujjszerűen szétágazó hosszanti szélesebb-keskenyebb oldalgerincekre tagolnak fel (12. ábra). A Magyar-Középhegységet átszelő folyóvölgyekben — Duna-völgy, Ipoly-völgy, Hernád-völgy, Zagyva-völgy — a legmagasabb teraszokhoz kapcsolódó hegylábi felszínek viszont keskenyebbek, de lejtésük az előbbieknél nagyobb, elérheti a 6—8°-ot is. A Duna-völgy magyar-középhegységi szakaszán keskeny lepusztulásszint, „hegy-lábfelszín” fut ki és simul a Duna legmagasabb — pliocénvégi — VII. sz. teraszához (13. ábra), illetve a Budapest környéki legidősebb hordalékkúp felszínéhez.



(PÉCSI, 1959). Ez utóbbihoz hasonló helyzet figyelhető meg az Alpok keleti előterében a Kisalföld és a Gráci-medence peremén, ahol igen széles a heglábi felszín, amelynek alsó szegélyére az alpi előteri folyók hordalékkúp teraszának kavicsa rakódott rá (FINK 1960, PÉCSI 1961).

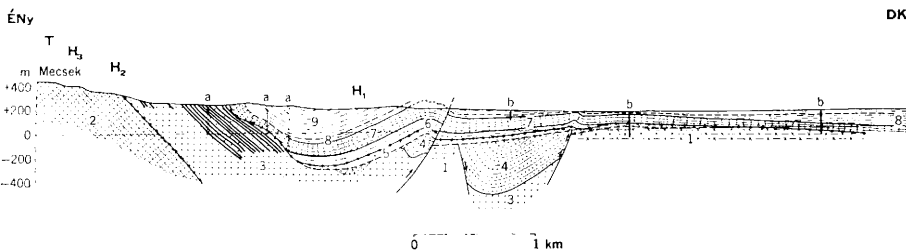


13. ábra. Duna-teraszok és a felső-pliocén heglábi felszín kapcsolata a Gerecse-hegység peremén, Lábatlannál. H<sub>1</sub> — felső-pliocén pediment, IIa—VII — Duna-teraszok, VII — felső-pliocénvégi terasz édesvízi mészkővel takarva, VI — préglünz (dunaglaciális kori Duna-terasz, édesvízi mészkővel), V — günz terasz, IV — mindelglaciális kori terasz, III — riss glaciális terasz, IIa—IIb würm glaciális kori teraszok; 1 — mezozoós kőzetek általában, 2 — kréta kori homokkő, 3 — eocén márga, 4 — oligocén kavics konglomerátum, 5 — teraszkavics, 6 — édesvízi mészkő, 7 — lejtős lösz

Abb. 13 Zusammenhang der Donauterrassen mit der oberpliozänen Fussfläche am Rande des Gerecsegebirges bei Lábatlan. H<sub>1</sub>—oberpliozäne Fussfläche; IIa—VII. Donauterrassen; VII. Terrasse aus dem ausklingenden oberen Pliozän mit Süßwasserkalkstein-Decke; VI — Präglünz (Donauterrasse aus der Donauzeit mit Süßwasser-Kalkstein); V — Günzterrasse; IV — Terrasse aus der Mindelglaziale; III — Rissglaziale Terrasse; IIa—IIb — Würmglaziale Terrassen 1 — mesozoische Gesteine im allgemeinen; 2 — Kreidesandstein; 3 — Eozänmergel; 4 — oligozänes Schotterkonglomerat; 5 — Terrassenschotter; 6 — Süßwasserkalkstein; 7 — Abhanglöss

### Heglábi felszínek kora

A hegységek előterében azok a heglábi felszínek voltak a kiindulási felszínei a pliocén legvégei-pleisztocén kori völgyképződésnek, amelyek a leg-



14. ábra. A felső-pliocén kori heglábfelszín geológiai szerkezete (Dr. WEIN GYÖRGY szelvénye nyomán) 1 — kristályos alaphegység, paleozoikum, 2 — felső-triász homokkőösszet, 3 — júra kori széntelepes csoport, 4 — júra márga és homokkő, 5 — helvét konglomerát, 6 — torton agyagmárga, homokkő, homokos mészkő, 7 — szarmata durva mészkő és agyagmárga, 8 — alsó-pannon agyagmárga, 9 — felső-pannon homok és agyagmárga; H<sub>1</sub> — felső-pliocén heglábi felszín, H<sub>2</sub>—H<sub>3</sub> — denudációs hegláblépcsők, T — miocén tönkfelszín. — a — szénfeltáró aknáknak, b — fúrások. Az ábrából jól látható, hogy a felső-pannoniai rétegek a heglábi felszín képződése során az idősebb rétegekkel egy szintre nyesődtek le

Abb. 14. Geologische Struktur der oberpliozänen Fussfläche (Nach dem Profil Dr. Georg Weins), 1 — kristallines, paleozoisches Grundgestein; 2 — obertriassische Sandsteinschichten; 3 — Gruppen von Jura-Kohlenlagerungen; 4 — Juramergerl und Sandstein; 5 — helvetischer Konglomerat; 6 — tortonischer Tonmergel, Sandstein und sandiger Kalkstein; 7 — grober sarmatischer Kalkstein und Tonmergel; 8 — niederpannonischer Tonmergel; 9 — oberpannonischer Sand und Tonmergel; H<sub>1</sub> — oberpliozäne Fussfläche; H<sub>2</sub>—H<sub>3</sub> — Gebirgsfusstreppen; T — miozäne Rumpffläche, — a — Kohlenausschliessung-Schächte; b — Bohrungen. An der Abbildung ist klar zu erkennen, dass die oberen pannonischen Schichten während der Entstehung der Fussfläche auf das Niveau der älteren Schichten abgetragen wurden

magasabb folyóvízi teraszokhoz erősebb vagy enyhébb lejtővel szorosan kapcsolódnak. A hegylábi felszíneknek ez a morfológiai helyzete egyúttal bizonyos időhatárral kialakulásuk korát is jelzi. A legidősebb, legmagasabb folyó- (Duna-) teraszokhoz (VIII—VI. sz. teraszok) kapcsolódó *hegylábi felszínnek idősebbek, mint e teraszok, melyek korát a legfelső-pliocénba, ill. pregünz időszakra helyeztük* (PÉCSI 1959, FINK 1960), *viszont fiatalabbak, mint a felső pannóniai rétegek, melyeket enyhe lejtővel elnyesnek* (6., 7. és 14. ábra), *kialakulásukat tehát a felső-pliocénba kell helyezniünk, azért is, mert pl. a Budai—Pilisi-hegységek peremén az e szinteken települt édesvízi mészkő- (travertino-) takarók korát szintén felső-pliocénvéginak, illetőleg pregünzkorinak határozták meg* (SCHRÉTER Z. 1951, KRETZÓI M. 1953). Más esetekben a hegylábi felszínektől nyesett felső-pannóniai üledékeken vörösagyag foszlányok figyelhetők meg, melyek alatt 0,5 m vastag homokos mészkőpad cementálódott össze (Gödöllői-dombság).

### A felső-pliocén hegylábi felszint kialakító folyamatok

BULLA B. a pannóniai emelettel lezárja a magyarországi középhegységekben — a váltakozóan nedves-száraz éghajlatra jellemző — areális letarolódás, a trópusi-szemitrópusi tönkösödés további felszínalakító szerepét. Szerinte a pliocén végén bekövetkezett fokozatos éghajlatváltozás és szerkezeti mozgások hatására a felszínfejlődés jellege, iránya a korábbihoz képest megváltozott, s a lineáris bevágódás jutott uralomra. BULLA B. több ízben bírálta azt a korábbi felfogást, amely szerint a Kárpát-medencében a pannóniai tenger visszahúzódása után — a felső pliocénban — sivatagi klíma alakult ki. A LÓCZY—CHOLNOKY nevéhez fűződő pliocénvégi sivatagos éghajlat-elmélettel a hazai domborzat felszínalakításában valóban túlzottan nagy deflációs felszínalakító tevékenységet igyekeztek kimutatni. (Deflációs tanúhegyek, jardangok kialakítását stb.) Hogy a felsőpliocén éghajlat a Kárpát-medencében a maga néhány millió esztendején keresztül azonban nem csupán a meleg nedves, pannóniai emeletbeli klímától a mérsékelt humidus klímába való átmenet volt (BULLA, 1962), arra a magyarországi felső-pliocén faunatársaság összetétele is utal. A világhírű baltavári faunalelőhelyről (SÜMEGHY 1923) előkerült hiúz, teve, párdue, oroszlán, struce, őzsíríf, ősló (Hipparion) stb. arra utalnak, hogy a váltakozóan nedves-száraz meleg éghajlat időnként szemiariidussá változó klímaperiódussal a felső-pliocénban is tovább folytatódott. Ilyen klíma feltételezését a felső-pliocén során az a körülmény is támogatja, hogy a felső-pannóniai sekély beltengeri agyagos és homokos rétegekre az Alpokból a Dunántúlra és a Magyar-Középhegység peremén kilépő vízfolyások rengeteg (20—100 m vastag) durvább szemű erősen rétegzett homokot halmoztak fel. Mivel a lerakódásokban agyagos képződmények, közbetelepülések alig vannak, így alárrendeltek, ebből is a közetaprózódás, illetve letarolódás szemiariid voltára lehet következtetni. E nagy elterjedésű és jelentős mennyiségű átlós és keresztarétegzett felső-pliocénkori homokot tartjuk a megfelelő időszak jó részében végbement hegylábi felszínképződés medencebeli korrelatív üledékeinek (Astihomok, Gödöllői homok) (MOTTL, 1942).

Míg a felső-pliocénkori hegylábi felszín képződését egyik oldalról az akkor uralkodó váltakozóan meleg nedves-száraz, ill. szemiariid klimatikus feltételek között ható areális eróziós folyamatokkal hozzuk kapcsolatba (lásd BÜDEL, DRESCH, MENSCHING, RAYNAL, WICHE stb. vonatkozó kutatásait), addig más oldalról a pannóniai beltenger visszahúzódását kiváltó és azt követő,

a Kárpát-térségben általánosan ható emelkedést kell újólaj kiemelni (PÁVAI V. F. 1926, PÉCSI 1958, 1959). A felső-pliocénban az általános emelkedés a Kárpát-térség területén nem volt egyenletes, a hegységkeret és a medencét átszelő középhegységek a felső-pliocén végétől relatíve egyre jobban emelkedtek, míg az Alföld és a Kisalföld a felső-pannóniai átmeneti emelkedés után erőteljes, de szakaszos süllyedésnek indultak. Magyarországon a felső pliocén óta a kéregmozgások hatására végbement elmozdulásokra jellemzőek az alábbi adatok. A Duna felső-pliocénvégi terasz kavicsa a Magyar-Középhegységben 300—350 m abszolút (200—250 m relatív) magasságban fekszik, míg a Kisalföld medencéjében 200 méterrel, az Alföldön 300—400 méterrel a tengerszint alatt mutatható ki. Az Alföld legmélyebb posztpannóniai depressziója Szeged—Hódmezővásárhely környékén éri, sőt, helyenként meghaladja az 1000 m-t, miként azt a kutató és artézikut fúrások megvizsgált fúrásmintái igazolják (SÜMEGHY J., 1951, 1953, PÉCSI 1959, URBANCSÉK 1962).

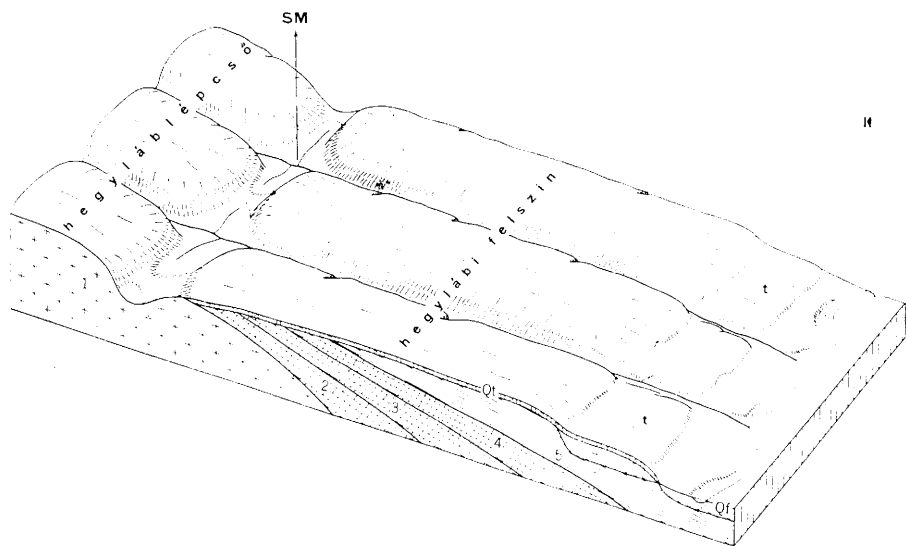
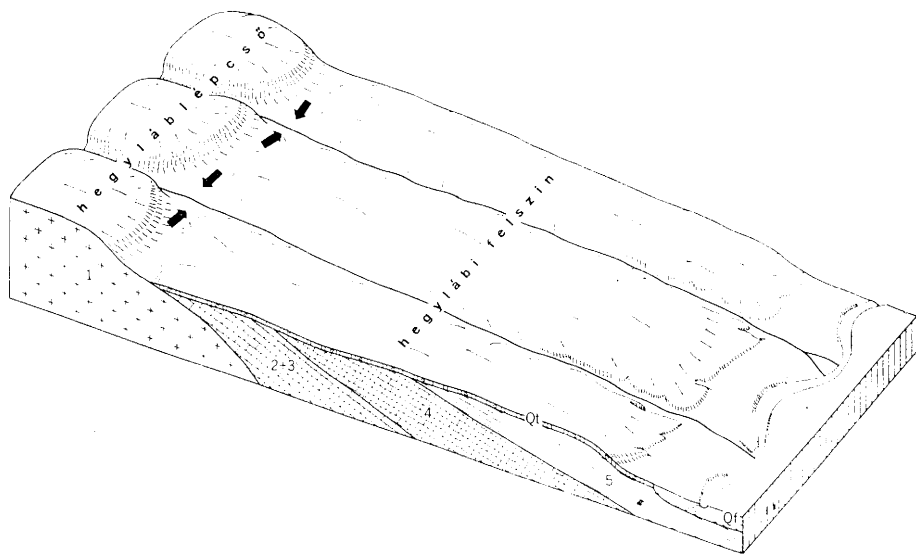
A medencék felső-pliocénkori lassú újrasüllyedésének hatására a hegységperemeken a korábbi hegyláb-lépcsőknél alacsonyabb szinten, az arra alkalmas klimatikus feltételek között hegylábi felszínek alakultak ki. Mivel ezek a feltételek relatíve elég hosszú időn keresztül optimálisak voltak, a felső-pliocénkori enyhén lejtő hegylábi felszínek hegységeink előterében széles sávban kifejlódhettek.

### **A felső-pliocén hegylábi felszínek átfarmalódása és pleisztocén-kori hegylábi felszínek kialakulása**

Medencéink süllyedése, illetve középhegységeink emelkedése a pleisztocén során tovább folytatódott. Ezen belül a vertikális elmozdulások hatására legnagyobb mértékű alaktani változások a mindel-riss interglaciális végéig követhetők (PÉCSI 1958, 1959). *A pleisztocénban bekövetkezett reliefenergia erős megnövekedése miatt és az ismételt klímaváltozások hatására a felső-pliocén hegylábi felszínek erősen átfarmalódtak.* A pleisztocén csapadékosabb mérsékelt humidus időszakában a hegységekből az egyre jobban süllyedő előterek felé kifutó folyók a hegylábi felszínt párhuzamos völgyekkel szabdalják fel, melyek az alföldek szakaszos süllyedése és a megismétlődő klímaváltozások miatt teraszos völgyekké alakultak át. A Kárpát-medencében a pleisztocén eljegesedések folyamán a periglaciális klímátípusok alakultak ki. A relatíve nedvesebb óceáni típusú periglaciális klímák idején a hegylábi felszínbe mélyülő völgyek lejtőit a szoliflukciós-krioplanációs folyamatok anyagáttelepítéssel ellankásították, illetve a lejtőkön és hegylábi síkon tágas lapos korráziós völgyek képződtek.

Az idősebb pleisztocén periglaciális klímátípusok idején került a felső-pliocén hegylábi felszínre szoliflukciós törmelék, törmelékes agyag, vályogtakaró. Az előtér további erőteljes süllyedése vagy az előtérben levő nagyobb folyóvölgy bevágódása következtében a hegységből a hegyláb felszínre átmenő vízfolyások több esetben olyan szubmontán völgyrendszert hoztak létre, hogy a hegylábi felszínt egyes szakaszokon völgy-medencék választották el a hegylábtól, a magasabb hegylábi lépcsőtől (15—16. ábra). A fejlődés egy bizonyos szakaszán a hegységből kifutó völgyek a hegylábi felszínbe és a fölötte következő hegylábi lépcsőbe olyan mélyen vágódtak be, hogy a konzekvens völgyeknek a hegylábi lépcsőkről lefutó mellékvölgyecskéi is kialakultak. A hegylábi lépcső homlokával közel párhuzamosan kialakuló mellékvölgyek egyre jobban tágulnak és hátrál-

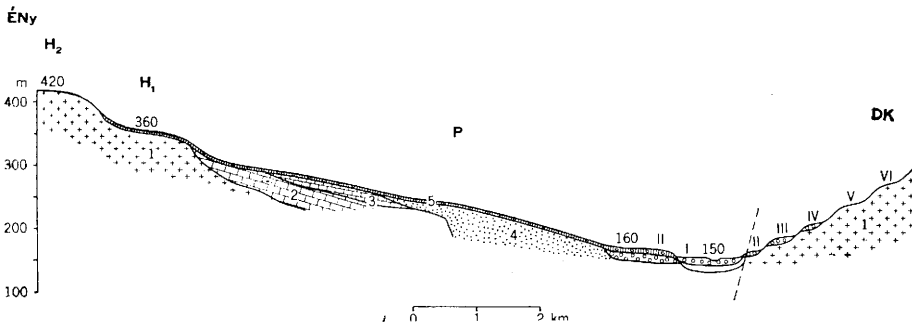
nak, végül egymással szemben összenőttek és a hegylábi felszint elkülönítették a hegylábi lépcsőtől, ill. magától a hegységrőgtől. E fejlődésmenetet az interglaciálisokban erős lineáris eróziós folyamatok kísérték, a glaciálisok során pedig areális lejtős tömegmozgások tágitották a konzekvens völgyekhez összefutó



15–16. ábra. A Szubmontán medencesor kialakulásának vázlatos tömbszelvénye. SM — szubmontán medencesor, 1 — paleozóos vagy mezozóos alaphegység, 2 — helvét, 3 — torton, 4 — szarmata, 5 — pliocén-pannóniai-rétegek, Qf — pleisztocén fluviatilis üledék, Qt — pleisztocén lejtőtörmelék, t — pleisztocén terasz

Abb. 15–16. Skizze des Blockdiagramms der Ausgestaltung der submontanen Beckenreihe SM — submontane Beckenreihe; 1 — paleozoisches oder mesozoisches Grundgebirge; 2 — helvetische, 3 — tortonische, 4 — sarmatische, 5 — pliozäne-pannonische Schichten; Qf — pleistozänes, fluviales Sediment; Qt — pleistozäner Abhangschutt; t — pleistozäne Terrasse

mellékvölgyeket. Ezáltal a magasabb hegylábi lépcső homlokzatánál a pleisztocén során denudációs úton szubmontán medencesor alakult ki, mely a hegylábi felszínt több helyen elválasztja a háttérben levő hegységrőtől. Hogy ez az elkülönülő folyamat már a pleisztocén folyamán ment végbe, arra bizonyíték, hogy a hegylábi felszín, amikor még a háttérben levő hegységgel összefüggő testet képezett, olyan vékonyabb-vastagabb kőtörmelékcs vályog takarót kapott szoliflukciós úton, amelyben a hegységterületről származó nagyobb görgetetlen blokkok fordulnak elő. Ilyen összetételű szoliflukciós köpeny a hegylábi felszí-



17. ábra. A pleisztocén kori hegylábi felszín és a pleisztocén végi teraszok kapcsolata vázlatosan.  $H_2$  — szarmataalsópanonn hegyláblépcső,  $H_1$  — felső-pliocén hegylábi felszín, P — pleisztocénben kiformált hegylábi felszín, I—II—III—IV—V—VI — pleisztocén teraszok; 1 — helvét torton vulkáni képződmények, 2 — tortonai mészkő, 3 — szarmata mészkő, 4 — pliocén (pannoniai és felsőpliocén) homokos rétegek, 5 — pleisztocén kőtörmelékcs lejtőlősz. — A pleisztocén hegylábi felszín a glaciálisokban a folyóvölgy bevágódását követően egyre alacsonyabb szinten alakult ki.

Abb. 17. Skizze der Verbindung der pleistozänen Fussfläche mit den spätpleistozänen Terrassen  $H_2$ , — sarmatische-niederpannonische Gebirgsfusstreppe;  $H_1$  — oberpliozäne Fussfläche; P — im Pleistozän geformte Fussfläche; I—II—III—IV—V—VI — pleistozäne Terrassen; 1 — helvetisch-tortonische vulkanische Gebilde, 2 — tortonischer Kalkstein; 3 — sarmatischer Kalkstein; 4 — pliozäne (pannonische und oberpliozäne) sandige Schichten; 5 — pleistozäne Abhanglöss mit Gesteinschutt. Während der Glazialen ist die pleistozäne Fussfläche der Einschnidung der Flusstäler folgend auf zunehmend niedrigeren Horizonten entstanden.

nekre csak azok kialakulása után, de a szubmontán medencesor kialakulása előtt kerülhetett.

A hegylábi felszínébe a pleisztocén eróziós (teraszos) völgyek főként az interglaciálisok folyamán, a periglaciális relatíve humidusabb klímátípusok során korráziós völgyek, szubmontán medencék mélyültek be, a periglaciális félig száraz klímafázisok uralma idején pedig kisebb krioplanációs teraszok is kiformálódtak. Ez utóbbiak a magasabb hegylábi lépcsőket is gyakran kicsipkézték.

Mindezekhez az átalakító folyamatokhoz járult még az, hogy a pleisztocén folyamán a felső-pliocén hegylábi felszín is előterükhöz viszonyítva általában emelkedtek. Több középhegységünk esetében előfordult, hogy közvetlen előterükön fiatal pleisztocén süllyedések alakultak ki (Balaton, Velencei-tó medencéi stb.). Ilyenkor a süllyedékek peremén a felső-pliocén hegylábi felszín függve maradt és annak előterében a glaciális kori szemiarid klímátípusok idején alacsonyabb pleisztocén hegylábfelszín alakult ki. Ennek felszínét kifagyással keletkezett, szoliflukcióval, lejtőleöblítéssel mozgatott durva görgetetlen kőtörmelék, vályogos vagy löszös törmelék borítja.

A pleisztocén kori hegylábi felszínnek nemcsak a fiatalabb süllyedékek peremén, hanem a nagyobb folyóvölgyek idősebb (magasabb) teraszaihoz simulva szintén kiképződtek. Máskor a magasabb teraszok teljesen egységes enyhén

lejtő hegyláb felszíné formálódtak át. Az átformálódást a kifagyás, a szolidációs-korrázios letarolás és lejtős anyag áthalmazás végezte el. Gyakran előfordul az az eset is, hogy a völgy egyik oldalán a fő folyó teraszainak lépcsői sorakoznak egymás fölött, míg a völgy másik oldalán tágas pleisztocén hegylábi felszín alakult ki (17. ábra). A pleisztocén hegylábi felszínnek helyenként a laza anyagból felépített, felső-pliocén hegylábi felszín testébe belemélyülve is megfigyelhetők. Ilyen esetben a völgyekkel párhuzamos hátakra tagolt hegylábi felszín kettős osztatú. A hegylábától ujjszerűen előrenyúló magasabb hátak sorozata a felső-pliocén hegylábi felszín tartozéka, míg az alacsonyabb gyakran egymás mellett sorakozó hátak az előbbi szintnek pleisztocén során lealacsonyított maradványai (12. ábra). A felső-pliocén hegylábi felszín és a pleisztocénkori hegylábi felszínnek egymástól való elkülönítése nem minden esetben könnyű, olykor csak a környezet alapos geomorfológiai elemzése után lehetséges. Hazánkban még további részletes kutatásokra vár azoknak a morfogenetikai bélyegeknél a feltárása, amelyekkel a gyakran jelentősen átformált felső-pliocén- és pleisztocénkori hegylábi felszínnek egymástól biztosabban elkülöníthetők lesznek. Ha a felső-pliocén és pleisztocén hegylábi felszínnek egymás szomszédságában is kiképződtek, vagy nagyobb, medenceszerűen tágas, teraszos völgyekben helyezkednek el, akkor elkülönítésük egymástól könnyebben elvégezhető. Ilyen esetben lehet legtöbb adatot, útmutatást szerezni eltérő formabélyegeikre is.

A Duna-völgy középhegységi szakaszán a legmagasabb Duna-terasz — felső-pliocén — nagyon foltszerűen maradt meg átlag 260—350 m tszf.-i magasságban (relatív 160—250 m magasan). E szakaszon belül helyenként a Duna-völgyében az idősebb teraszok hiányoznak, ilyen esetben előfordul, hogy alacsonyabb, 80—160 m relatív magasságú, gyengébben-erősebben lejtő hegylábi felszín alakult ki a hegységet felépítő közből. Ugyanakkor a magasabb szintű felső-pliocén hegylábi felszín is megvan.

A magyar középhegységek előterében a felső-pliocén hegylábi felszínnek és a pleisztocénkori hegylábi felszínnek két jellegzetesebb típusa figyelhető meg. 1. A felső-pliocén hegylábi felszínnek az előtér szakaszos süllyedése és az éghajlatváltozások következtében tágas, teraszos völgyekkel a hegység lábától hosszán elnyúló oldalgerinceszerű hátakra tagolódtak, melyek között az alacsonyabbak már a pleisztocénkori hegylábi felszínnekhez sorolhatók. Ilyen esetekben a pliocén és a pleisztocén hegylábi felszínnek egymás mellett, egymásba ékelődve figyelhetők meg. 2. A középhegységeket átszelő vagy azok peremét kísérő mély-tágas völgyek felé, illetve egészen fiatal süllyedékek peremén a felső-pliocén hegylábi felszín alatt a pleisztocén folyamán alacsonyabb szinten újabb hegylábi felszín képződött. Ez utóbbi is a hegységből kifutó völgyek mentén mélyen benyúlik a magasabb hegylábi felszín testébe, sőt magába a hegységbe is, de az előző típusnál keskenyebb sávban kíséri a hegység peremét.

A pleisztocén periglaciális klíma fázisai során mindkét típusú hegylábi felszínnek, mind pedig a magasabb „hegylábi lépcsőkön” krioplanációs teraszok is kialakulhattak. A felső-pliocén hegylábi lépcsőket pedig gyakran szubmontán medencesor különítette el a hegység lábától, melyet a pleisztocénkori váltakozóan lineáris és areális lejtőlepusztulás hozott létre.

IRODALOM

- BULLA B., 1962. Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó.
- BULLA B., 1958. Néhány megjegyzés a tönkfelszín kialakulásának kérdésében. Földr. Ért. 3. füzet.
- BULLA B., MENDŐL T., 1947. A Kárpát-medence földrajza. Bp.
- BULLA B., 1956. A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában. MTA Társ. Tört. Tud. Oszt. Közl. VII. k.
- BULLA B., 1954. Általános természeti földrajz. Egyetemi tankönyv.
- BÜDEL, J., 1957. Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. Z. f. Geomorph. I., NF 1, 201—228.
- BÜDEL, J., 1957. Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. In: Beiträge zur Geographie Frankens. Würzburger Geogr. Arb. 4/5 (Festschrift z. 311. Geographentag in Würzburg), 5—46.
- CAILLEUX, A., 1950. Ecoulements liquides en nappes et aplanissement. Revue geomorphol. dynamique. N. 6.
- CHOLNOKY J., 1936. Magyarország földrajza. Bp.
- DRESCH, J., 1947. Penéplaines africaines. Annales de Géographie, tome 56. 125—137.
- DRESCH, J., JOLY, F., RAYNAL, R., 1951. Évolution des versants et creusements à la bordure nord-occidentale du Sahara. Bull. Ass. Géogr. Fr. No. 246.
- DRESCH, J., 1950. Sur les pediments en Afrique Méditerranéenne et Tropicale. C. R. Congr. Intern. Géogr., Lisbonne 1949. 19—28.
- DRESCH, J., 1957. Pedimente et glacis d'érosion, pediains et inselbergs. L'Information Géographique, 5. 183—196.
- DUMITRASCO, N. V., 1954. O genezise poverhnosytyej bipavnyivanyija. Voproszi geografii ab. 34.
- FINK, J., 1960. Leitlinien einer österreichischen quartärstratigraphie. Mitteilungen der Geol. Gesell. in Wien. Bd. 53 p. 249—266.
- FÜLÖP J., 1961. Magyarország kréta időszaki képződményei. Annales Instituti Geologici Publici Hungarici. XLIX. 3.
- HORUSITZKY F., 1958. Budapest és környékének földtörténeti fejlődésmenete. Budapest természeti képe. Akad. Kiadó.
- JOLY, F., 1950. Pediments et glacis dans le Sud-Est du Maroc. Congr. Int. Géogr., Lisbonne 1949.
- KREZŐI M., 1953. A negyedkor tagolása gerinces fauna alapján. Alföldi Kongresszus. Akad. Kiadó.
- LAUTENSACH, II., 1949, 1950. Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korea, ein Vergleich. C. R. Congr. Int. Géogr. Lisbonne.
- LÁNG S., 1953. Természeti földrajzi tanulmányok az Észak-magyarországi-Középhegységben. Földr. Közl.
- LÁNG S., 1955. A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. Földr. Monogr. I. Bp. Akad. Kiadó.
- LÁNG S., 1958. A Bakony geomorfológiai képe. Földr. Közl.
- ID. LÓCZY L., 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. A Balaton Tud. Tan. Eredm. I. k. I. r. Bp.
- LOUIS, H., 1957. Rumpfflächenproblem, Erosions Zyklus und Klimageomorphologie. Geomorph. Studien. Machatschek-Festschrift, P. M. Erg.-H. 262, 9—26.
- LOUIS, H., 1960. Allgemeine Geomorphologie. In: Lehrbuch der Allgemeinen Geographie. Hg. von E. Obst. Berlin.
- MENSCHING und RAYNAL, 1954. Fussflächen in Marokko. Pet. Mitt. 3. 171—176.
- MENSCHING, H., 1958. Entstehung und Erhaltung von Flächen im semiariden Klima. Ref. D. Geographentag, Würzburg 1957. Tagungsbericht, Wiesbaden 1958.
- MENSCHING, H., 1958. Glacis-Fussfläche-Pediment. Z. f. Geomorph.
- MESERIKOV, J. A., 1960. Morfosztruktura ravnino-platformennih Oblasztyej. Izdatyelsztvo Akad. Nauk SzSzsZk. Moszkva.
- MORTENSEN, II., 1957. Diskussionsbemerkung zum Schwerpunkt II: Die Flächenbildung in den feuchten Tropen. 31. Dt. Geographentag Würzburg.
- MOTTL, M., 1939. Die Mittelplozäne Säugetierfauna von Gödöllő bei Budapest. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Ungar. Geolog. Anstalt. Band XXXII. Heft 3. Budapest.
- ID. NOSZKY J., 1940. A Cserhát-hegység földtani viszonyai. Magyar Tájak Földtani Leírása.
- PÁVAI-VAJNA F., 1926. A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. Földt. Közl.
- PENCK, W., 1924. Die Morphologische Analyse. Stuttgart.
- PÉCSI M., 1958. Das Ausmass der Quartären tektonischen Bewegungen im Ungarischen Abschnitt, des Donautales. Petermanns Geogr. Mitt. 274—280. Gotha.

- PÉCSI M., 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulása. Földrajzi Monográfiák III. köt. 345. o. Akad. Kiadó.
- PÉCSI M., 1961. A negyedkori korrázós folyamatok hatása a felszínalakulásra és az üledékképződésre Magyarországon. Akadémiai doktori disszertáció.
- PÉCSI M., 1962. Tíz év természeti földrajzi kutatásai. — Die physischgeographischen Forschungen des letzten Jahrzehntes. Földrajzi Értesítő 1962.
- PINCZÉS Z., 1960. A Zempléni-hegység D-i részének természeti földrajza. Kandidátusi értekezés. Kézirat.
- PRINZ Gy., 1936. Magyar földrajz I. rész. Bp. Magyar föld, magyar táj. I. köt.
- SCHRÉTER Z., 1961. A Budai- és a Gerecse-hegység peremi édesvízi mészko előfordulásai. Földt. Int. Évi Jel.
- SPREITZER, H., 1959. Fussflächen am Kilikischen Ala Dag im Taurus. Mitt. Österr. Geogr. Ges.
- SÜMEGHY J., 1923. A baltavári lelőhely rétegtani helyzete. Földt. Közl.
- SÜMEGHY J., 1951. Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. Földt. Int. Évi Jel.
- SÜMEGHY J., 1953. A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. Földt. Int. Évi Jel.
- SZALAI T., 1960. A Kárpátok keletkezése. Földr. Ért.
- SZENTES F., 1934. Hegyszerkezeti megfigyelések a budai Nagykevély környékén. Földt. Közl.
- SZÉKELY A., 1961. A Mátra és környékének kialakulása és felszíni formái. Kandidátusi értekezés.
- TRICART, J., 1952. (L. I. G. U. S.) Problèmes géomorphologiques Corses. Rev. Géom. dyn. 1952.
- TRICART, J., 1952b. Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi Méditerranéen. Eiszeitalter und Gegenwart.
- TRICART, J., 1950. Cours de Géomorphologie. 2<sup>e</sup> Partie Géomorphologie Climatique. Univ. 270 p. Paris.
- TROLL, C., 1944. Strukturhöden, Solifluktion und Frostklima der Erde. Geol. Rdsch.
- URBANCSEK J., 1962. Szolnok megye vízföldtana.
- VADÁSZ E., 1953. Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó.
- VADÁSZ E., 1954. Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlat. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. XIV. k. 1—3. sz.
- WICHE, K., 1955. Fussflächen im Hohen Atlas. Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl., Abt. I. 164, 389—416.
- WICHE, K., 1953. Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft, Wien. Band 95, Heft 7—12.
- WICHE, K., 1961. Beiträge zur Formenentwicklung der Sierran am unteren Segura (Südspanien). Mitteilungen der Österreichischen Geogr. Ges. Band 103, Heft 11. Wien.
- WILHELMY, H., 1958. Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig 1958.
- WISSMANN, H. v. 1951. Über zeitliche Erosion. Coll. Geogr., Bd. 1., Bonn.

## FUSSFLÄCHEN IN DEN UNGARISCHEN MITTELGEBIRGEN

*Márton Pécsi*

### Zusammenfassung

In dem mesosoischen und in mehreren jungen vulkanischen Gebirgen der Ungarischen Mittelgebirge wurden die räumliche Lage und der Zusammenhang mit dem geologischen Aufbau, den geomorphologischen Formen, z. B. mit den älteren Terrassen der Abtragungshorizonte (Rumpfflächen, Rumpftreppen, Gebirgsfusstreppen und Fussflächen) (Abb. 1—8) kartiert und profiliert. Wir konnten auf Grund der analitischen Untersuchungen darauf hinweisen (Pécsi 1961, 1962), dass die Rumpffläche einzelner Glieder des Ungarischen Mittelgebirges von 2—3 schmalen Streifen der Gebirgsfusstreppen umgeben ist. Diese Gebirgsfusstreppen sind in den trichterförmigen Öffnungen der im allgemeinen von zentral gelegenen Rumpfflächen oder von den doppelten Rumpfflächen nach den Rändern, den Randsenken verlaufenden Tälern am höchsten entwickelt. Diese Randpedimenttreppen setzen sich entlang der geräumigen Täler nach dem Inneren der Täler fort (Abb. 9., 10. und 11.). Während der Untersuchungen ergab sich das wichtige Problem, die von tektonisch bedingte Bewegungen gebildeten Rumpftreppen der voraussetzbar einst einheitlichen Rumpffläche von den durch den Abtragungsprozess entstandenen Halbebenen den Gebirgsfusstreppen abzusondern. Andererseits konnten diese Gebirgsfusstreppen nicht in allen Fällen von den unterhalb diesen gelegenen Fussflächen abgesondert werden.

Nach dem gegenwärtigen Stande der einschlägigen Forschungen kann nicht in allen Fällen die Frage in überzeugender Weise entschieden werden, unter der Einwirkung welcher Kräfte und zu welchem Zeitpunkte die tertiären Randtreppenhorizonte an den Rändern der



verrumpften Mittelgebirge in Ungarn entstanden sind. Dagegen konnten Ursprung und Alter der Abdachungen (Rumpfflächen) einzelner Gebirgsschollen sowie der an diese angeschlossenen, unter den schmalen Gebirgsfusstreppen in breiten Bändern entwickelten Fussflächen einwandfrei festgestellt werden.

Die verschiedenen breiten Fussflächen, die das Ungarische Mittelgebirge umgeben, erreichen stellenweise eine Breite von 10 und noch mehr Km. In solchen Fällen beträgt das Gefälle der Fussfläche bloss einige Grade. Ihre Oberfläche bedeckt ein in geringem Masse geröllter, zerstreuter grober Schutt örtlichen Ursprungs. Dieses Geröll mag in mehreren Fällen durch Abhanglöss, Abhanglehm jüngerer Ursprungs überdeckt worden sein. *Die Fussflächen sind ebenfalls Schnitflächen.* An den Fussflächen der Ungarischen Mittelgebirge wurden die pliozänen, pannonischen maritimen Schichten im allgemeinen bis zu einer Höhe ü. M. von 350—200 m abgetragen. Bis zum Niveau derselben Fussfläche wurden auch die stellenweise vorkommen den Sedimente des oberen Miozäns (sarmatisch, tortonisch) abgetragen, nicht selten selbst die mesozoischen und paleozoischen Gebilde.

Die Fussflächen wurden durch terrassierte Flusstäler und breite, geräumige abflusslose muldenförmige Täler in fingerförmig verzweigende, von dem Piedmont abrückende, breitere oder schmalere Rücken gegliedert (Abb. 12.). In den Flusstälern, die das Ungarische Mittelgebirge durchschneiden, z. B. im Donautal, haben sich die Sedimente der höchsten Terrassen auf die unteren Abschnitte der kürzer verlaufenden Fussflächen abgelagert. Im östlichen Vorland der Alpen, am Rande der Kleinen Tiefebene und des Grazer Beckens ist die Fussfläche sehr breit. Auf dem unteren Rande dieser Flächen wurde der Schotter des höchstgelegenen Schuttkegels der Vorlandflüsse der Alpen abgelagert (FINK 1960, PÉCSI 1961).

Aus der Lage der Fussflächen ergibt sich, dass sie der Entstehung nach älter sind, als die ältesten Terrassen der erwähnten Flüsse. Das Zeitalter der Entstehung dieser Terrassen weisen wir in das oberste Pliozän, bzw. in die Prägünz-Periode (PÉCSI 1959, FINK 1960), dagegen sind sie jünger als die durch den Abhang durchschnittenen oberpannonischen Schichten (Abb. 6., 7. und 14.). Auf Grund der oben angeführten geomorphologischen Daten im Karpatenbecken und im Ungarischen Mittelgebirge muss die Entstehung der höher als die Flussterrassen gelegenen Fussflächen in das obere Pliozän verlegt werden, auch aus dem Grunde, weil die am Rande der Buda-, Pilis- und Gerecs-Gebirge auf diese Horizonte abgelagerten Süswasser-Kalksteindecken ebenfalls als aus dem ausklingenden oberen Pliozän bzw. aus dem Prägünz stammend angesprochen worden sind (ZOLTÁN SCHRÉTER 1951, KRETZOI M. 1953).

*Wir haben die Entstehung der Fussflächen aus dem oberen Pliozän einerseits mit den unter den damals herrschenden, abwechselnd warmen, feucht-trockenen bzw. semiariden Klimaverhältnissen wirkenden arealen Erosionsprozessen in Verbindung gebracht.* (als BÜDEL, DRESCH, MENSCHING, RAYNAL, WIECHE, usw. in ihren in anderen Gebieten geführten Untersuchungen.)

Andererseits müssen wir die post-pannonische, im Karpatenraum allgemein, bloss räumlich ungleich wirkende Erhebung betonen, die die Regression des pliozän-pannonischen Binnenmeeres ausgelöst hatte (PÁVAI V. F. 1962, PÉCSI 1958, 1959).

Da diese optimalen Verhältnisse während einer relativ genügend langen Zeitspanne geherrscht haben, konnten sich die Flussflächen in dem Vorraum unserer Gebirge in einem breiten streifen entwickeln.

Die Absenkung der Becken, bzw. die Erhebung der Mittelgebirge während des Pleistozäns setzte sich im Karpatenbecken zeitweise sogar in erhöhtem Masse fort. In der Folge sind stärkere Unterschiede der Reliefenergie entstanden und unter der Einwirkung der wiederholten Klimaänderungen wurden die oberpliozänen Fussflächen stark umgestaltet, namentlich aber wurden sie durch terrassierte Flusstäler zergliedert. Während des periglazialen Klimas wurden die Abhänge der in die Fussfläche eingeschnittenen terrasierten Täler durch die Verlagerung des Materials der Solifluction-Krioplanationsprozesse sanfter gestaltet, bzw. sind an den Abhängen und in den Ebenen der Fussflächen der Gebirge, geräumige flache Korrasionstäler entstanden.

In der oberpliozänen Fussfläche wurde im Pleistozän in mehreren Fällen unter der Wirkung der abwechselnd lineären und arealen Abtragung der Hänge ein Talsystem herausgebildet, in dem die Fussfläche in einzelnen Abschnitten durch *submontane Tal-Becken* von der höher gelegenen Gebirgsfusstreppe abge sondert wurde (Abb. 16, 17.).

Es sind aus mehreren Mittelgebirgen Ungarns Fälle bekannt, dass in ihren unmittelbaren Vorraum auch junge pleistozäne Senken entstanden sind (die Becken der Seen Balaton, Velence, usw.).

In solchen Fällen blieb die oberpliozäne Fussfläche am Rande der Senken hängen und in dem Vorraum derselben ist während der glazialen, semiariden Klimaphasen eine niedrigere pleistozäne Fussfläche entstanden.

Pleistozäne Fussflächen sind auch an die älteren Terrassen der grösseren Flusstäler angeschmigt entstanden, oder aber wurden sie an den vollkommen einheitlichen, sanft abgedachten

Fussflächen der höheren Terrassen umgeformt. Die Umformung war das Werk der Frostverwitterung und der Abtragung durch die Solifluktion-Krioplanation. Es finden sich Beispiele auch dafür, dass an einem Hange dieser Grosstäler die Treppen der Terrassen des Hauptflusses übereinander gereiht sind. Während auf dem gegenüber liegenden Abhang des Tales, eine breitäumige Fussfläche entstanden ist (S und SO-Exposition Abb. 17.).

Im Laufe der pleistozänen, periglazialen Klimaphasen sind auch Krioplanations-Terrassen entstanden, u. zw. sowohl an den pleistozänen und oberpliozänen Fussflächen, als auch an den höher gelegenen Piedmonttreppen, deren Formenreste an vielen Stellen heute noch beobachtet werden können.

## A Magyar Földrajzi Társaság kiadásában megjelent művekből kaphatók a következő kiadványok:

Földrajzi Közlemények 1888. XVI. köt.—1947. LXXXV. kötetig:	
teljes kötet .....	20,—Ft
egyes füzet .....	5,—Ft
1953. Új f. I.—1963. Új f. X.-ig:	
teljes kötet .....	32,—Ft
egyes füzet .....	10,—Ft
Abrégé du Bulletin de la Société Hongroise de Géographie	
1888. XVI.—1908. XXXVI., számonkint .....	5,—Ft
Bulletin de la Société Hongroise de Géographie. Intern. éd.	
1909. XXVII.—1913. XLI.-ig, számonként .....	5,—Ft
1937. LXV.—1943.LXXI.-ig, számonként .....	5,—Ft
A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei.	
Kiadja a Magyar Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága.	
A teljes műből hiányzik 7 kötet, a meglévő 25 kötet ára fűzve ....	
	1950,—Ft
HAVAS REZSŐ: Emlékezés a Magyar Földrajzi Társaság 50 éves multjára.	
Bp. 1922. ...a.....	5,—Ft
NÉMETH JÓZSEF: A szerbek anthropogeografiai Tanulmányai a Balkánon.	
Bp. 1917. ....	5,—Ft