

A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései

DR. PÉCSI MÁRTON
a földrajzi tudományok doktora

I. Tönkfelszínek, hegylábi lépcsők (tönklépcsők), hegylábi felszínek problémái

A magyarországi középhegységek szerkezete változatosabb, mint morfológiai arculatuk. Ezzel magyarázható, hogy a hegységeink geomorfológiájával foglalkozó tanulmányok az utóbbi évekig, kevés kivételtől eltekintve, túlnyomórészt a geológiai és szerkezeti kérdéseket taglalták. A geológiai kutatási eredmények természetesen nélkülözhetetlenek munkánk során, de azok részletes tárgyalása, a paleogeográfiai kép és az egyes szerkezeti morfológiai elemek feldolgozása nem terelhetik el figyelmünket a nagyobb *destrukciós formák behatóbb vizsgálatától*.

A különböző szerkezeti jellegű és korú középhegységeink legnagyobb és legjellemzőbb destrukciós formatípusai a hullámosra lenyesett *tönkfelületek* és a hozzájuk kapcsolódó *hegylábi lépcsők**, valamint a hegységeket széles sávban övező *hegylábi felszínek*. A tönkfelületek és a hegylábi lépcsők értelmezése jelentette és jelenti még ma is a legtöbb geomorfológiai problémát (BULLA B. 1958, 1962, PINCZÉS Z. 1960, PÉCSI M. 1961, 1963a, SZÉKELY A. 1961).

a) *Középhegységeink legfelső kiterjedt tönkfelszíneit* korábban vagy mint davis-i végső tönköt, vagy mint pencki elsődleges tönkfelszint értelmezték. Az egyes tönkrögöket kísérő lépcsős felszíneket részben az ősi tönkfelszín lezökent darabjainak (ID. LÓCZY L., CHOLNOKY J., BULLA B., LÁNG S.), részben miocén-pliocén abráziós teraszoknak (ID. LÓCZY L., VADÁSZ E., BULLA B., SZABÓ P. Z.), ill. pencki hegylábi lépcsőknek (LÁNG S.) tartották. Újabban BULLA B. (1958, 1962) *a hazai hullámos tönkfelületeket a trópusi tönkfelületképződés folyamatával magyarázta*. Véleménye szerint a mai felszínen levő ókori és másodkori rögökön *a felsőkrétától a középsőmiocénig folyamatos trópusi tönkösödés ment végbe* (első tönkösödési periódus a miocénben), mely természetesen kiterjedt az újharmadkorig még felszínen álló ősi kristályos alaphegység területére is. Ekkor még nem volt medenceállapot, hanem a domborzati kép a mainak éppen ellenkezője (ID. LÓCZY L., PRINZ Gy.).

* A hegylábi lépcsőket (Piedmonttreppe) gyakran tönklépcsőknek (Rumpftreppe) is nevezik; a terminológia azért bizonytalan, mert ezek magyarázata is és a fogalmak tartalma is eltérő a különböző szerzők szerint. A magyarországi középhegységek hegységperemi lépcsői helyesebbnek tartjuk „*hegylábi lépcsők*”-nek nevezni, mert azok hajdan *hegylábi felszínek* — pedimentek — voltak. A harmadkor végi hegylábi felszínek (pedimentek) a középhegységeink több ütemű fiatal kiemelkedése során egymás fölötti hegylábi lépcsőkkel alakultak, melyek általában sohasem voltak piedmont lépcsők, hanem pediment lépcsők.

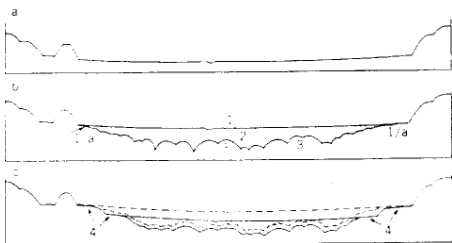
A mai középhegységi pászta a miocén közepéig még alacsonyabb helyzetben volt, mint az azt D-ről és É-ről szegélyező kristályos alaphegység, ennek időnként heglábi előtere, üledékgyűjtője lehetett (PÉCSI M. 1962b). Ezt igazolják pl. a Bakony 300—500 m magas szintjein fekvő mediterránkori kavics-takarók, melyek az időközben elsüllyedt ősi kristályos alaphegység lepusztulástermékei (VADÁSZ E. 1960). A Magyar-középhegységben a középsőmiocénig kialakult tönkfelszínnek helyenként vékonyabb-vastagabb (helvétii) üledéktakarót is kaptak. BULLA B. szerint a miocéneleji egységes középhegységi trópusi tönkfelület az óstájer hegységképződési fázisban összetöredezett, és rögzökre szakadozott részei különböző magasságba emelkedtek vagy süllyedtek. Ezt követően indult meg az újharmadkori vulkánosság, melynek paroxizmusa a helvétii-tortonai emelet határára esett. Megnövekedett a függőleges tagoltság, a medencévé alakulás a szigettenger szakaszát élte.

BULLA B. szerint — mivel a szubtrópusi éghajlatviszonyok továbbra is areális letarolást tettek lehetővé — megkezdődött a második, miocén tönkösödési periódus (torton-alsószarmata). Véleménye szerint a tönkösödés eredményeként kialakult felszínnek területileg

alig választhatók el a középsőmiocénig kialakult tönkfelszínektől. Ezek átöröklődésével számol, s a tönkfelület képződését a pannóniai emelet végéig folyamatban levőnek véli, kiterjesztve azok képződését a fiatal vulkáni hegysegekre is (BULLA 1962, 71. old.).

SZÉKELY A. (1961) és PINCZÉS Z. (1960) az utóbbi években végzett geomorfológiai kutatásaik során a Mátra és a Zempléni-hegység peremén a trópusi tönkösödés felsőmiocénkori — szarmata — és pliocéneleji korrelatív lepusztulástermékeit mutatták ki, így a trópusi, ill. szubtrópusi tönkfelületképződés folyamata középhegységeinkben igazoltnak vehető.

b) A mezozoós, ill. ókori hegység-rögeinkben kétségtelenül lehet számolni a szubtrópusi tönkösödéstartós uralmával, csaknem a harmadkor végéig. A trópusi tönkösödéssel azonban ilyen módon nem adható magyarázat a *heglábi lépcsők* kialakulására. J. BÜDEL (1957) a trópusi egyenári esők övében a trópusi tönkfelület kialakulásával egyidejűleg a tönkök peremén keskeny pediment (Spülpediment) — heglábi felszín — kialakulásáról tudósít. A BÜDEL-féle kettős tönkfelület (Doppelte Verebnungsfläche) egyidejű kialakulása is csak egy lépcső, helyesebben pediment létrejöttét magyarázza meg (1. ábra). Továbbra is



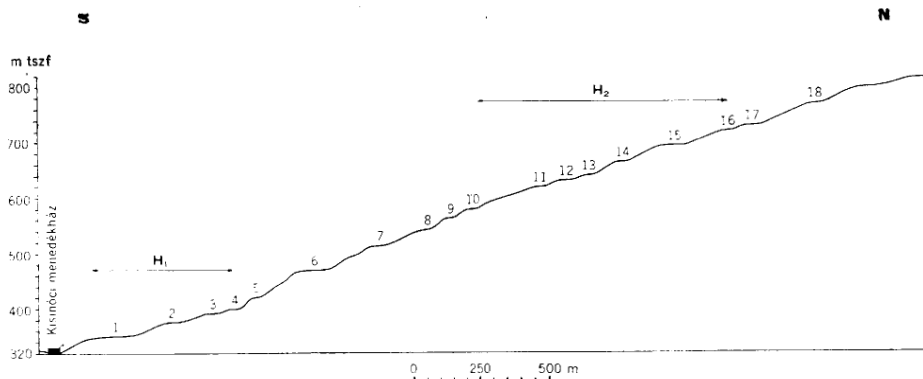
1. ábra. A BÜDEL-féle peremi tönklépcsők (Rand-Spülpedimente) kialakulásának vázolata. — 1 = a felsőbb lepusztulási szint (Spül-Oberfläche); 1/a = pediment (Spülpediment); 2 = kaolinos vörösayag, mint trópusi mállástermék; 3 = az alsóbb lepusztulási szint, a mállás bázisa; 4 = hegységperemi pedimentek, peremi tönklépcsők; a = trópusi lepusztulási felszín orográfiai arculata; b = trópusi kettős tönkfelület keresztmetszelve; c = a trópusi kettős tönkfelület lealacsonyodása, peremi tönklépcsők — perempediment — kialakulása

Схема оформления краевых ступеней выравнивания типа «Büdel». — 1 = верхний денудационный горизонт; 1/a = педимент; 2 = каолиновая красная глина как продукт выветривания в тропических условиях; 3 = нижний денудационный горизонт, базис выветривания; 4 = предгорные педименты, краевые ступени выравнивания; a = орографический облик поверхности тропического разрушения; b = поперечный профиль двойной поверхности выравнивания в тропических условиях; c = понижение двойной тропической поверхности выравнивания, оформление предгорных ступеней выравнивания, предгорных педиментов

Sketch of the formation of BÜDEL's marginal penplain benchlands (Rand-Spülpedimente). — 1 = upper denudation level (Spül-Oberfläche); 1/a = pediment (Spülpediment); 2 = kaolin-bearing red clay as a product of tropical weathering; 3 = lower denudation level, base of weathering; 4 = marginal pediments, marginal piedmont benchlands; a = orographic pattern of a tropical denudation level; b = cross-sections of a tropical doubled penplain; c = lowering of the tropical doubled penplain, development of marginal penplain benchlands — marginal pediments

problematikus maradt tehát a középhegységeinknek és azok hegység részeinek peremét tagoló hegylábi lépcsők és a hegylábi lépcsőktől újabban nálunk is jól elkülönített hegylábi felszínnek keletkezésének magyarázata (PÉCSI M. 1962b, 1963a), ill. e formák egymástól való elkülönítése.

Ez utóbbiak értékeléséhez adatgyűjtő megfigyeléseket végeztünk a Magyar-középhegységben, mind a mezozoós, mind pedig a fiatal vulkanikus hegységekben. Ennek során feltérképeztük és szelvényeztük a lepusztulásszintek térbeli helyzetét, s összefüggésüket a geológiai felépítéssel és szerkezettel, a fiatalabb geomorfológiai formákkal (pl. teraszokkal; PÉCSI M. 1961, 1963a). Ennek alapján azt tapasztaltuk, hogy (tönkfelületeken kívül) a peremi lepusztulásszintek száma és relatív helyzete általában azonos a fiatal — miocén —



2. ábra. Krioplanációs lépcsők a Börzsönyben, a Nagyinoi erdővágás mentén. A krioplanációs lépcsők D-i kitettségű, hosszán elnyúló lapos oldalgerincen alakultak ki. — H_1 = hegylábi felszín, H_2 = hegylábi lépcső; 1—18 = krioplanációs lépcsők, felszínükön durva andezittömbök

Криопланационные лестницы на горах Бёржёнъ вдоль лесосеки Надьиноц. Криопланационные лестницы образовались на длинном пологом боковом хребте южной экспозиции. — H_1 = педимент; H_2 = предгорная лестница; 1—18 = криопланационные лестницы, на поверхности которых находятся грубые куски андезита

Cryoplanational benchlands in the Börzsöny Mts along the forest clearing at Nagyino. The cryoplanational benchlands developed on a long-stretching, flat, secondary ridge of southern exposition. — H_1 = педимент; H_2 = piedmont benchland; 1 to 18 = cryoplanational benchlands with big andesite blocks on their surface

vulkanikus hegységekben és az idősebb — mezozoós vagy paleozoós — rög-hegységekben (lásd PÉCSI 1963a tanulmány ábráit: Földr. Közl. 1963/3. sz.). Megfigyeléseink szerint középhegységeink egyes tagjainak eltérő magasságú tönkfelszínét két-három keskenysávú „hegylábi lépcső”, peremi lepusztulásszint övezi. A peremi lépcsőkre jellemző, hogy a hegységből kifutó tágas völgyek mentén a legjobban fejlettek, s ezek mentén a hegység belseje felé is folytatódnak (SZÉKELY A., PÉCSI M.). Mivel a fiatal vulkanikus hegységekben is — a helyenként kettős osztatú tönkfelületen kívül — 2—3 peremi lepusztulásszint található, arra kell következtetnünk, hogy ezek a keskenyebb-szélesebb felsíkok egészen fiatal pliocénkori lepusztulás eredményei.

A BULLA B. által feltételezett második miocén-pliocén, trópusi-szubtrópusi tönkösödés során képződhetett ki ezek felső tönkszintje (vagy kettős tönkszintje: Mátra, Börzsöny).

A peremi hegylábi lépcsőket PÉCSI M. (1962b) az alsó- és felsőpannoniai tengerszint felé kialakult hajdani hegylábi felszínnek maradványaiként értel-

mezte. Mivel a jelenlegi hegylábi felszínek a pliocénvégi-pleisztocénkori általános és szakaszos emelkedést követően jöttek létre, a korábbi hegylábi felszínek — a több ütemű kiemelkedés során — hegylábi lépcsőkké alakultak át.

c) E sorok írója hívta fel a figyelmet arra, hogy mind az idősebb hegység-rögöket, mind pedig a fiatal vulkanikus hegységeinket széles sávban ún. *hegylábi felszín övezet* kíséri. Ezeknek a kialakulását a felsőpannóniai üledékek lerakódását követő szárazulati időre (felsőpliocén) kell tennünk, mivel a felsőpannóniai üledékek is elnyesődtek (PÉCSI M. 1961, 1962b, 1963a).

A hegylábi felszín képződés — a *pedimentáció* — szemben a trópusi tönkfelszín képződéssel — a *peneplenizáció*val, — olyan síkká tevő, applanációs folyamat, amely a hegységek vagy a hegységekbe benyúló tágas folyóvölgyek és medencék peremén szélesebb-keskenyebb lejtős félsíkokat hoz létre. A pedimentképződés jelenleg a félig száraz szubtrópusi klímazónák hegységeiben a legjellemzőbb (J. DRESCH 1957, H. MENSCHING—R. RAYNAL 1954). Durva törmelékkel túlterhelt időszakos folyók a hegységperemi zónába érkezve esésgörbéjük gyors csökkenése miatt már csupán erőteljes oldalozó eróziót fejtenek ki, és a hegység lábánál többé-kevésbé nyesett lepusztulás-szintet formálnak.

A pedimentáció a mi szélességünkön a pliocén szárazabb, meleg periódusaiban volt tevékeny felszínformáló tényező (J. BÜDEL 1957, 1963, PÉCSI M. 1961, 1963a). De beszélhetünk pleisztocén periglaciáliskori pedimentációról, *krioplanációról* is (2. ábra).

A kutatások során az egyik legvitatottabb probléma elválasztani a tektonikus eredetű *röglépcsőket** a lepusztulás által keletkezett peremi félsíkoktól, a *hegylábi lépcsőktől*.

Előfordul az is, hogy a *hegylábi lépcsők sem könnyen különíthetők el az alattuk elterülő hegylábi felszínektől*. Egyrészt, mert a hegylábi felszín is lehet több (kettős) osztatú, másrészt a hegylábi lépcső utólagos hatásokra összeforrt a hegylábi felszínnel, vagy egyszerűen átöröklődött új formaként a hegylábi felszínbe. Ilyenkor is részletesebb analízisre van szükség, hogy a különböző genesisű formatípusokat elkülöníthessük. A részletes geomorfológiai térképezés során e problémákat nem kerülhetjük el, mert a térképen a genetikus elvnek megfelelően a felszín minden formáját értékelnünk és ennek megfelelően ábrázolnunk kell.

2. A negyedkori szerkezeti mozgások hatása a nagyobb felszínformák alakulására

A Kárpát-medencét utoljára előntő pannóniai beltenger üledékei a pannóniai medencebeli hegységek peremén ma átlag 300 m (helyenként 400 m: Budai-hegység, Bakony), Ny-on a Gráci-medencében és K-en az Erdélyi-medencében középértékben 600 m tszf-i magasságban fekszenek. Ha nem is vesszük tekintetbe a pannóniai üledékek mai magassági helyzeténél azt, hogy szárazra kerülésük óta jelentős mértékű lepusztulást szenvedhettek, akkor is általánosan több száz méteres posztpannóniai emelkedéssel kell számolnunk a Kárpát-medencéken belül is. A pannóniai medencerészben (Kisalföld, Alföld, Dunán-

* Ezeket egyesek tönklépcsőknek is nevezték.

túli-domság) azonban a felsőpannóniai üledékek térbeli helyzete között sokkal nagyobb különbségek észlelhetők. Míg a Dunántúli-domság területén a — valószínűleg denudált — pannóniai üledékek +300 m tszf-i magasságban fekszenek, addig a kalföldi Győri-medencében 200 m, sőt az Alföld középső, legnagyobb posztpannóniai depressziójában közel 1000 m mélyen érhetők el (SÜMEGHY J., PÉCSI M., URBANCSÉK J.). A szóban forgó medencékben a pannóniai üledékek felszínének térbeli helyzete, szélső értékben, meghaladja az 1000 m-es szintkülönbséget. Ennek a nagyarányú differenciálódásnak a jelentősebb része, mint arra korábban már részletesen rámutattunk (PÉCSI M. 1958, 1959), a negyedkor folyamán zajlott le. A Duna völgyében végzett teraszmorfológiai kutatásainkkal igazoltnak látjuk, hogy a *magyarországi középhegységek a Duna pliocénvégi-pleisztocéneljei erózióbázisához viszonyítva* — jóval a pannóniai tenger visszahúzódása után — *középtérfében 200–300 m-t emelkedtek*. Ez azt jelenti, hogy az 500 m közepes magasságú dunántúli mezozoós hegységeink valójában középhegységgé a negyedkor folyamán váltak. Korábban ugyanis a felsőpannóniai tengerből csupán 100–250 m magas szárazulatszigetekként álltak ki. Középhegységeink peremén ma tehát általában azokat az ősi hegylábi felszíneket, fésíkokat (ma ezek hegylábi lépcsők) tarthatjuk pannóniai korúaknak vagy idősebbeknek, amelyek 350–400 m fölé emelkednek. A pannóniai medencében, a hegységperemeken a posztpannóniai hegylábi felszínnek 250–350 m-ig nyúlnak fel, míg a legidősebb teraszok (pliocén legvégi) 200–300 m tszf-i magasságban rendszerint a posztpannon hegylábi felszínre települtek. Ezek az értékek a Gráci- és az Erdélyi-medencében jóval nagyobbak. A hegységeink erőteljes emelkedése, ill. az Alföld szakaszos saktáblás szerkezetű és különböző mértékű lesüllyedése e formák kialakulása után, a pleisztocén elején újult meg. *A felsőpannóniai beltő visszahúzódása ugyanis összefüggésben állt a felsőpliocén emelkedéssel*, amelynek során a medencék is általános kiemelkedésben voltak.

A pleisztocénben végbement, időben és térben differenciált, morfológiai kihatásában pedig igen jelentős mértékű tektonikus mozgások a középhegységeinkben *mélyen bevágódott több (5–7) teraszos völgyek*, a hegységek előterében hatalmasan kiterjedt *teraszos hordalékkúpok*, peremi helyzetű *süllyedékes medencék* kialakulását idézték elő. A pleisztocén során a nagy mértékben megnövekedett reliefenergia, az emelkedő hegységek és viszonylag süllyedő medencék és előterek között *szakaszosan megnövekedő lejtőfelületeket eredményezett*. Ezek újabb és újabb felületeket szolgáltattak a *hegylábi felszínek, krioplanációs teraszok, eróziós és korráziós (deráziós, lásd később) völgyek* képződésének, annak megfelelően, hogy szakaszonként milyen klimatikus feltételek uralkodtak.

Több oldalról bizonyítható, hogy a magyarországi középhegységekben és peremeken a völgyképződés a pliocén-pleisztocén határán indult meg. A felsőpliocén végéig általános felszínformálódás (Landformung) volt az uralkodó, a teraszos völgyképződés a negyedkorral kezdődött. A felsőpannontól a pleisztocén elejéig a hegységi szakaszokon széles völgytalpakon kisesésű és bizonytalan lefolyási irányú volt a vízhalózat. Ez csak a pleisztocén során vésődött be mélyen, míg a hordalékkúpokon és a medencékben csak a pleisztocén végére rögzítődött a mai vízhalózat.

A negyedkori kéregmozgások a Kárpát-medencében térben és időben erősen váltakozó intenzitással zajlottak le, mégis a részletes geomorfológiai vizsgálatok alapján három jelentősebb mozgási fázist lehetett elkülöníteni

(PÉCSI M. 1958): a) preglaciális-pleisztocéneleji fázis; b) mindelvégi—mindel-riss interglaciális fázis; c) a harmadik mozgási szakasz a riss-würm interglaciális vége—korai würm, ill. a posztglaciális alfázisokra tagolható.

3. Pleisztocén krioplanációs folyamatok felszínalakító hatása a Magyar-középhegységben

A negyedkori folyóvízi eróziós és deflációs folyamatok felszínformáló hatását (destrukció és akkumuláció) a magyar irodalomban az elmúlt évtizedek során a klimatikus geomorfológiai szemlélet kiépítésének keretében aránylag elég részletesen feldolgozták; ezért azok nagyarányú felszínformáló szerepére e helyen csupán utalunk.

Az utóbbi évek során vettük beható elemzés alá a pleisztocén glaciálisokban tevékenyen működött krioplanációs folyamatokat. Korábban ezeknek a hazai domborzat alakításában játszott szerepét és tevékenységük mértékét egyáltalán nem ismertük kellően.

Középhegységeink részletes geomorfológiai térképezése és azok modern klimatikus geomorfológiai szemléletű feldolgozása szükségessé tette, hogy ráirányítsuk a figyelmet azokra a krioplanációs folyamatokra és az általuk kialakított formákra, amelyeket újabb vizsgálataink során felismertünk. A kutatási eredmények arra utalnak, hogy e folyamatok felszínformáló hatását a pleisztocén során általában egyenrangúnak kell tekintenünk a folyóvízi erózió vagy a defláció tevékenységével.

a) Fagyaprózódás (kriofrakció)*

A kőzetek felaprózódása a fagyhatásra a magyar középhegységekben is olyan nagy méretű és általános volt, hogy a glaciális klímák alatt ez irányította a lejtők jelentős részének fejlődését. A kőzetrepedések mentén a fagybehatolás okozta aprózódás egyes kőzetekben 5—10 m mélységig is behatolt. Dolomitfelszínek feltárásaiban igen gyakori, hogy a szálban álló kőzet még 15 m mélységben is erősen felaprózódott. A talajfagy behatolása — akár állandóan, akár csak időszakosan fagyott altalajjal számolunk is — különböző lehetett: a kitettségétől, a megtámadott kőzet természetétől, orográfiai helyzetétől, a fedettségétől, vízellátástól stb. függően. A fagyréseles által fellazított szilárd kőzet a külső erők számára gyenge ellenállású kőzetté alakult.

Ahol a fagyaprózódás által fellazított kőzettörmelék elszállításra került, ott a fagybehatolás a szilárd kőzet egyre mélyebb rétegeit folyamatosan aprózta fel. A periglaciális folyamatok, az év nagyobb részében kitartó talajfagy miatt, a fellazított kőzettörmeléket felületileg szállították, a domborzatot ezáltal teljes terjedelmében formálták, lealacsonyították.

* A fagyás során a víz térfogata megnövekszik, ezáltal a kőzetek repedéseiben cm^2 -enként 14 kg nyomás keletkezik. Ha a víz a kőzetben nem tölti ki az összes likacsokat, a teljes hézagterefogatot, akkor a fagyás során a térfogat növekedése szabadon megy végbe, és kevés nyomás lép fel, vagy éppen semmi. Az ilyen esetben a fagyréseles elmarad, mely akkor éri el tevékenysége maximumát, ha a kőzetet keskeny (tized—néhány mm szélességű), vízzel egészen telített repedések járnak át. A fagyréseles hatása természetesen függ a kőzet ellenállóképességétől. Ez nem egyenértékű a kőzet szilárdságával. A fagyréseles mértéke minimális, ha a repedésekben nincsen víz, vagy az igen kevés. A fagyréseles a szilárd kőzetekben (gránit, mészkő, dolomit, bazalt stb.) a fagyaprózódás jelenségét hozza létre.

Ha a kifagyás során felaprózódott durva kőzettörmelék jelentősebb szállítását nem szenvedett, a szálban álló kőzetet eluviális *kőtenger* vagy *kőzettörmelék* borította be. Ahol a kőzettörmelék, a kőtenger mint az aprózódás periglaciális fáciése jelentősebb vastagságban felhalmozódott, ott a fagyaprózódás a szálban álló kőzetben lelassult, vagy meg is szűnhetett. A fagyváltakozás — regeláció — hatására végbemenő aprózódás végső, legfinomabb terméke a *kőzetliszt*, éppen a lösz szemnagyság (0,02—0,05 mm) volt. Tehát a kriofrakció a kőzettörmelék felszínén — a periglaciális viszonyok között ma is így van — nagymennyiségű kőzetliszt finomságú képződményt termelt, melynek áttelepítése, letarolása durvább kőzettörmelékeknél is könnyebben mehetett végbe. A fagyaprózódás termelte és áthalmazott rengeteg finomabb és durvább kolluviális kőzettörmelék köpenyként burkolta be a hegységrögök lejtőit. A meredekebb lejtők lábánál pedig jelentősen kivastagodó, finomabb és durvább kötegekből álló *rétegzett lejtőtörmelékek* helyezkedtek el. A durvább lejtőtörmelék a származási területtől távolodva a lejtőn vagy a lejtő alján egyre finomabb szemcséjű deluviális üledékekbe ment át.

A fagyaprózta törmelékanyag elszállításában, majd felhalmozásában a periglaciális viszonyok között többféle erő vett részt. A fagyréssel meglazított sziklafalak leomlottak. A szétaprózódott kőzetdarabok a meredekebb lejtőkön először is a nehézségi erő hatására egyszerűen legurultak. A gravitációs mozgással felhalmozódott törmelékhalmoz a fagy hatására tovább aprózódott, ennek következtében többszöri átrendeződésen ment át, miközben a törmelékutánpótlás a szálban álló kőzetről tovább folytatódott. Ez a gravitációs törmelékmozgás a lejtőn, vagy egyszerűen a *húzódó törmelék* mozgása.

A szálban álló kőzetről a fagyaprózta törmeléket több más folyamat is segítette elhurcolni vagy átrendezni.

A finom kőzetliszt anyagát a periglaciáliskori erős szelek — gelidefláció —, a hóolvadék- és a csapadékvizek — fluvioniváció, ablúció, korrázio (ezek jórészt szinonim megjelölések) —, továbbá a geliszoliflukció váltakozva szállították. A kőzettörmelék átrendezésében, árforgatásában és a további kőzetaprózásban a krioturbációnak volt nagy szerepe.

E folyamatok letaroló tevékenységének következtében a magyar közép-hegységek szálban álló kőzetein is keletkeztek bizarr formájú dolomitsziklák és tornyok, vulkáni tufából és agglomerátumból kiformált „állókövek”, „tornyok”, „kapuk” és „sziklafülkék” stb. A meredek lejtők oldalán hatalmas tölcser alakú völgygaratok és közöttük cukorsüveg keresztmetszetű rövid oldalgerincek képződtek ki. Ez utóbbi formák kialakulásánál a durva törmelék gravitációs mozgása jelentős mechanikai tényező volt.

b) *Fagyrévelés, fagynyomás, fagyemelés (krioturbáció)*

Középhegységeinknek azokon a foltjain, ahol állandóan vagy időszakosan fagyott talaj kialakulásának a lehetőségei a pleisztocénban adottak voltak — talajvíz vagy kőzetpedésvíz, olvadékvíz, laza törmelékes rétegek vagy erősen repedezett kőzet, megfelelő kitettség és síkok, félsíkok stb. —, az igen erőteljes és gyakori regeláció hatására a felszínközeli rétegekben nagyarányú szerkezeti változások mentek végbe.

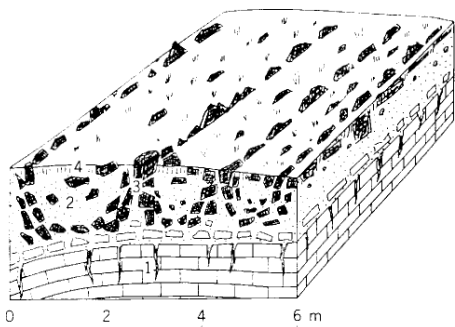
A Kárpát-medencében a pleisztocén glaciálisok alatt jóval nagyobb volt a nyári felengedés mélysége, mint a szomszédos Nyugat-Európában és még nagyobb, mint a mai magas szélességek periglaciális zónájában. Ez összefüg-



3. ábra. Mész márgán képződött óriási fagyék, Gánt, elhagyott bauxitfejtő. — 1 = rendzina talaj; 2 = márga, dolomit málladék és törmelék; 3 = eocén agyagmárga, mész márga; 4 = agyagmárga, mész márga, erősen törzött kockatömbös formában; 5 = agyazsákok; 6 = erősen agyagos mállott mész márga. A pados eocén mész márga réteg (3—4) márgatömbökre aprózódott szét

Крупный ледяной клин, образовавшийся на известковом мергеле. Бывший забой боксита у с. Гант. — 1 = рендзина; 2 = продукты распада и обломки мергеля и доломита; 3 = эоценовый глинистый и известковый мергель; 4 = глинистый и известковый мергель в виде сильно развитых полигонов; 5 = глинистые включения в виде мешка; 6 = сильно глинистый выветрившийся известковый мергель. Толща эоценового известкового мергеля раздробилась на массивы мергеля (3—4)

Huge ice wedge formed in calcareous marls, Gánt, abandoned bauxite pit. — 1 = rendzina soil; 2 = marl, dolomite rottenstone and detritus; 3 = Eocene clayey marls, calcareous marls; 4 = clayey marls, calcareous marls, intensely fractured into cubical blocks; 5 = clay sacs; 6 = largely clayey weathered calcareous marl. The thick-bedded Eocene clayey marls (3—4) were split into marl blocks



4. ábra. A lejtő irányában sávosan barázdált kőhant. — 1 = szálban álló, repedezett dolomit; 2 = apró dolomit-törmelék és kőzetpor; 3 = a lejtő irányába sávosan elrendezett dolomit-tömbök; 4 = rendzina talaj

Каменный гряд, полосатый по направлению склона. — 1 = коренный доломит с трещинами; 2 = мелкие обломки доломита и каменный пыл; 3 = куски доломита, образующие полосы по направлению склона; 4 = рендзина

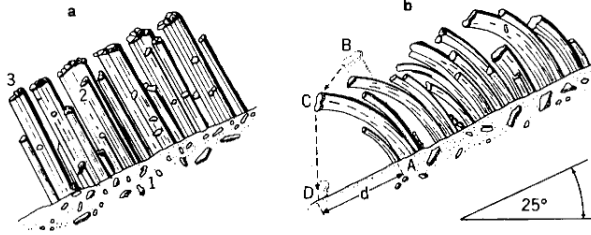
Stone placer furrowed parallel to the slope in a striped pattern. — 1 = autochthonous, fractured dolomites; 2 = dolomite-detritus and rock-dust; 3 = dolomite blocks arranged in stripes running parallel to the slope; 4 = rendzina soil

gött a Kárpát-medence igen erős pleisztocénkori kontinentalitásával, továbbá azzal is, hogy a Nap besugárzási szöge itt jóval nagyobb, mint a jelenkori magas szélességek periglaciális zónájában. Ezért egyáltalán nem meglepő az a megfigyelésünk, hogy a nyáron felengedő talaj egyes foltokon elérte az 5—6 m mélységet is. E mélységig, az ún. aktív zónában a fagyás-olvadás — a regeláció — gyakorta ismétlődött; a krioturbációs jelenségek jó néhány jellegzetes formamaradványát sokféle kimutattuk (PÉCSI 1961, 1963b).

Középhegységeink tönkfelcsúsein, hegylábú lépcsőin, hegylábú felszínein a *köves poligonok* és a *fagyékek*, *fagyokozta repedések* 4—6 m mélységig is átforgatták, fellazították a felszínt (3. ábra). Felismertük ezeket a jelenségeket a Bakonyban, a Vértesben, a Budai-hegységben (PÉCSI M.), az Északi-középhegység több feltárásában (PÉCSI M., SZÉKELY A.). A középhegységek márgás, agyagos fedőösszletében 6—8 m mélységig lehatoló felfagyás okozta lapos gyűredeződések, ún. *kriotektonikus rétegdeformációk* is megfigyelhetők (1. kép; PÉCSI 1961, 1962).

A köves poligonok a lejtőszög növekedésével a lejtőre megegyező futású *barázdás kőhantokká* (Streifenboden) alakultak (4. ábra). De előbukkannak a lejtőre meredek ívelésű *köves füzérek*, ún. köves girlandok is. Ez utóbbiak már átmeneti formák a szoliflukció és a krioturbáció között.

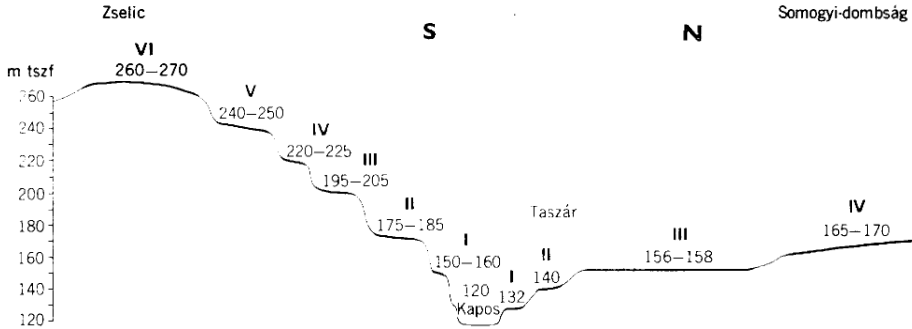
A krioturbációs folyamatok közvetlen felszínformáló tevékenysége nem volt olyan számottevő, mint a kriofrakcióé vagy a szoliflukcióé, közvetve azonban ezek tevékenységét jelentősen elősegítette. Legjobb példa erre a jégrostok fagyemelése következtében bekövetkező szoliflukció, amely igen általános volt hegységeinkben is (5. ábra), de ugyancsak gyakori volt a *kőmező* (Pflasterboden) képződés is. A finomabb kőzettörmelékéből a fagyemelés a felszínre



5. ábra. A jégrostok képződésének hatására végbemenő szoliflukció (Kammeis-Solifluktion). A jégkristályok a lejtő aljzatra merőlegesek. Belán Táttra, „Cservend hlna” (1370 m) nyereg felett (J. SEKYRA 1960). — *a) ábra*: 1 = vízzel telített vörösbarna agyagos vályog; 2 = jégtűnyalábok, szórványos vályogrögökkel, zárványokkal (a jégprizmák magassága 3—5 cm); 3 = a jégkristályok által felemelt vályogrögök, közettörmelékek. *b) ábra*: A felemelt talajrögök lejtőirányba való hajlásra kényszerítik a jégkristályokat. A = a kőzetdarabka eredeti helyzete; B = a jég által felemelt kőzetdarab helyzete; C = a kőzetdarab helyzete a jégrostnyalábok degenerációja után; D = a jégrost „szoliflukció” által „d” távolsággal elmozdított kőzetdarab helyzete

Процесс солифлюкции, происходящий под влиянием образования ледяных кристаллов. Ледяные кристаллы стоят перпендикулярно основанию склона. Белан Татры, «Червена хлина» (1370 м.), выше седловины (И. Секура 1960). — *Рисунок а)*: 1 = водоносный ржаво-бурый глинистый суглинок; 2 = ледяные кристаллы с редкими частицами суглинка, включениями (высота ледяных призм достигает от 3 до 5 см.); 3 = частицы суглинка с обломками горных пород, поднятые ледяными кристаллами. *Рисунок б)*: Ледяные кристаллы принуждают к склону в направлении уклона склона под влиянием поднятых частиц грунта. А = исходное положение частицы грунта; В = положение частицы грунта, поднятой льдом; С = положение частицы грунта после склонения ледяных кристаллов; D = положение частицы грунта, передвинутой «солифлюкцией» ледяных кристаллов на расстояние «d»

Solifluction under the effect of the formation of ice veinlets (Kammeis-Solifluktion). The ice crystals are normal to the basis of the slope. Above the saddle "Cervaná hlna" (1370 m), Belán Tatra (J. SEKYRA 1960). — *Fig. a)*: 1 = red-brown clayey loam saturated with water; 2 = bundles of ice needles with sporadical loam clods and inclusions (thickness of ice prisms 3 to 5 cm.); 3 = loam clods heaved by ice crystals, with rock detritus. *Fig. b)*: The heaved soil clods force the ice crystals to incline towards the slope. A = original position of the small rock fragment; B = position of the rock fragment heaved by the ice; C = position of the rock fragment after degeneration of the ice needle bundles; D = position of the rock fragment removed by the "solifluction" of ice crystals to distance „d”



6. ábra. Derázions-krioplanációs lépcsők a Zselic É-i lejtőjén és a Somogyi-domság ellaposodó D-i részén. A Somogyi-domság D-i kitétségű lejtős vidékén hosszan elnyúló lapos lépcsőszintek, míg a Zselic É-i peremén keskeny és nagyobb ugrómagasságú szintek alakultak ki. A szintek száma 5—7 között váltakozik, relatív magasságuk sem azonos, kialakulásukat nem lehet a Kapos korábbi völgytalpszintjeihez irányuló lepusztulással magyarázni. E szintek kialakulását derázions-krioplanációs folyamatokkal hoztuk kapcsolatba, melyek egy vagy két glaciális során is kialakulhattak

Деразивно-криопланационные лестницы на северном склоне г. Желиц и в южной пологой части холмогорья Шомодь. На южных склонах Шомодьского холмогорья наблюдаются длинные пологие ступенчатые горизонты, в то время как на северном крае г. Желиц формировались узкие и более высокие лестницы. Число лестниц колеблется от 5 до 7, их относительная высота неодинакова, их образование нельзя объяснить разрушением, направляющим к уровню бывших полош долин р. Капос. Образование данных горизонтов автор связывает с деразивно-криопланационными процессами, они могли формироваться в течение нескольких оледенений

Derasion-cryoplanational terraces on the N slope of the Zselic and in the flat southern part of the Somogy Hill Region. In the sloped landscape of southern exposition of the Somogy Hill Region long-stretching flat benchland levels may be observed, while on the northern edge of the Zselic some narrow steps have developed. The height of the latter with reference one to another is greater than their width. They vary between 5 and 7 in number. Their relative heights are not equal, nor can their genesis be ascribed to removal directed towards the levels of the earlier valley floors of the Kapos river. The formation of these levels was correlated with derasion-cryoplanational processes which may have developed even during one or two glaciations

hozta a durvább köveket, amelyek ugyan hamar elaprózódtak, mégis bizonyos mértékig lassították a laza üledék lepusztulását.

A középhegységekben a krioturbációs jelenségeknek gyakorlati szempontból az a jelentősége, hogy a fagyfolyamatok a korábbi interglaciáliskori talajokat a poligonok, a fagyékek üregeibe, repedéseibe forgatták be, ahol azok megmaradtak, ami a mai vegetáció számára kedvező. A periglaciáliskori fagyréseles és szilárd kőzetekbe mélyen behatolva, azokat annyira fellazította, hogy a posztglaciáliskori beerdősülést is jelentősen elősegítette. A nagyarányú fagyaprózódás által termelt különféle helyben maradt és áttelepített kőzettörmelék középhegységeink felsíkjain és lejtőin a jelenkori vegetáció alakította talaj kedvező alapközete.

c) *Geliszoliflukció*

A szoliflukció fogalma. J. BÜDEL szerint a szoliflukció meghatározott klimatikus zónához kötött. A szoliflukció a periglaciális regeláció okozta lejtős talajfolyási jelenség, a nehézségi erő hatására. A lankás és közepes meredekségű lejtőkön időben folytonosan és térben általánosan elterjedten megy végbe, a fagyklíma térbeli és időbeli elterjedésének intervallumában. Azokon a területeken, ahol e folyamatot működtető fagyklíma fennáll és általánosan, szabályszerűen jelentkezik, ott a szoliflukció összes erre alkalmas térszíni lejtőn jellegetes. BÜDEL szerint az alkalmas térszíni lejtő azt jelenti, hogy a lejtés nem lép túl egy meghatározott küszöbértéket, melyet 1,7 és 27° közötti lejtőszögben adott meg.

A szoliflukció fogalmának kiterjesztése. ANDERSSON (1906) és utána sokan mások a szoliflukció fogalma alatt fagyott talajon az olvadékvizek hatására a lejtőn végbemenő lemosódást, talajfolyást értettek. Az ilyen értelemben vett szoliflukció fogalmát elsőnek C. TROLL (1944, 1947) bővítette ki. Szerinte a jégrost, jégtű képződése (Kammeisbildung) elősegíti a talajlehordást, ezáltal jön létre a „Kammeissolifluktion.” Ezt a folyamatot a fagyemelés — Frosthebung — hozza létre, a fagyás során a jégrostok által felemelt kőzet- és talajrészecskéket az olvadás alkalmával a lejtős felszíneken a lejtő irányába elmozdulnak (5. ábra).

Az újabb irodalomban gyakran jelölik szoliflukció néven a helyi körülményektől függő aklimatikus esúszásos és rogyásos jelenségeket, melyek nem kapcsolódnak a fagyklímához (hegyesuszamlásokat, suvadásokat, forrásfülkék körüli rogyásokat, sőt még a lejtők mesterséges feltárása következtében beálló talajmozgásokat, meddő hányók kőfolyásait, lejtőtörmelék felhalmozódásokat stb. is).

K. BRYAN (1946), J. TRICART (1950) és J. BÜDEL (1959) sok más kutatóval együtt ez utóbbi folyamatokat nem kívánja a szoliflukció fogalma alá sorolni, mert nem fagyhoz kötöttek, hiányzik belőlük az elterjedés rendszeressége, a folyási jelenség folyamatossága, térben pedig szűken körülhatároltak.

Még nagyobb a veszély, ha a fogalom eredeti tartalmát a fosszilis folyamatoknál szélesítik ki a fentebb említett módon, mert az ilyen esetben a korábbi felszínalakító folyamatok klimatikus viszonyainak rekonstrukcióját ez nagyon megnehezítené.

A szoliflukció és a krioturbáció fogalmát is gyakran szinoním értelemben használják. A krioturbáció a sík vagy majdnem sík fagyott talajok jelensége, amely hozhat ugyan létre fagyokozta talajátmozgatást és lokális osztályozódást, de nem vezethet a nehézségi erő irányába történő egyirányú lejtős mozgásra (ill. anyagáthalmozó tevékenységre).

BÜDEL tehát indokolatlannak tartja, hogy a szoliflukció fogalmát minden mélyreható talajmozgás gyűjtő fogalmává tegyék. Az a véleménye, hogy az ilyen régi terminusok tartalmának megváltoztatása csak akkor engedhető meg, ha ezt a tudomány fejlődése nyomós érvekkel megköveteli. Szerinte azonban ilyesmiről szó sincs. Ha viszont a szoliflukció kifejezést minden hasonló mélyreható talajmozgási folyamat gyűjtőfogalmává tesszük, akkor az ezáltal alfogalomná vált, eddigi értelemben vett szoliflukcióra új kifejezést kell alkalmaznunk: pl. geliszoliflukció.

A regeláció hatására a fagyott talajon végbemenő sárfolyás — szoliflukció, geliszoliflukció, kongeliflukció — a magyar középhegységek lejtőinek az alakításában igen nagy szerepet játszott a pleisztocén periglaciálisok során. E folyamat jelentőségére már korábban is többen utaltak (SZÁDECZKY-KARDOSS

E., KERÉKES J., BULLA B., LÁNG S. és mások). Nagyobb arányú felszínformáló tevékenységet, anyagleghordást elsősorban az agyagos, vályogos kőzetekből felépített lejtőkön végezték.

A geliszoliflukciós folyamat kialakulásához szükséges feltétel az állandóan vagy időszakosan fagyott altalaj, bizonyos mennyiségű olvadákvíz és a feltalajban agyagos frakció jelenléte. Működése főként a tavaszi-koranyári hóolvadás és erős napi fagyváltozékonyság periódusaira esett. Ez utóbbi körülmény a pleisztocén periglaciálisokban — azoknak is egyes humidusabb fázisaiban (anaglaciális, kataglaciális) hosszú hónapokon keresztül adott volt.

Amikor a hótakaró a lejtő egy részéről már elolvadt, a nappali besugárzás hatására az agyagos feltalaj eleinte néhány cm-nyire engedett fel. A felengedés során bizonyos mennyiségű nedvesség szabadult fel, ami az agyagos talajréteget képlekennyé teszi. A megolvadt és a folyási határt elérő réteg, a nehézségi erő hatására, az alatta levő fagyott rétegen lassú mozgást végzett. Az éjszakai újrafagyás hatására a nappal megolvadt réteg és a még fel nem engedett talaj határfelületén jéglemez kiválás is végbement. A következő nappali olvadás során az imént ismertetett előző napi anyagmozgás már azzal kombinálódott, hogy a néhány cm mélységben fekvő vékony jéglemez olvadása már csúszási felületet is adott a rajta levő megolvadt néhány cm-es agyagos képlekeny lepénynek. Az olvadás a nyár elején egyre mélyebbre hatolt be, ezáltal újabb és újabb felületeken mehetett végbe az itt csak leegyszerűsítve ismertetett folyamat.

A lejtő magasabb részeiről a hóolvadásból származó olvadákvizek hónapokon át működésben tarthatták a geliszoliflukciót, mely vastagabb réteg felengedése idején — elegendő nedvesség mellett — mélyebbre ható keverő anyagmozgást, sárfolyást eredményezett. Az előző esetben a szoliflukció laminárisan egymásra halmozott vékony réteglapokat hozott létre. Ezek a feltárásainkban gyakran különböző színűek és utólagos felfagyástól deformálódást is szenvedtek.

A lejtőn lassú keverő mozgást végző szoliflukció anyagfelhalmozó tevékenysége amorfán összekevert deluviális üledékeket eredményezett. A geliszoliflukciós anyagmozgás elindulásához elegendő volt az is, ha pl. durva törmeléken vagy kavicsos vastagabb, agyagban gazdag talajréteg (agyagbemosódásos barna erdei talaj vagy vörös-agyag) alakult ki a megelőző interglaciális vagy interstadiális során. Ilyen esetben előfordult, hogy a lejtő domború részéről a vékony agyagos talajtakaró a szoliflukció hatására lepusztult, a geliszoliflukció még sem szűnt meg mindaddig, míg a lejtő magasabb, esetleg enyhébb részéről vagy félsíkról az agyagos talajtakaró teljesen le nem pusztult. Ha egy előzetes krioturbációs periódus során a feltalaj agyagos frakciója több méter mélyre is bekeveredhetett, akkor az ilyen körülmény még jobban megnyújthatta a szoliflukció működését a törmelékes kőzetből felépített lejtőn is.

Ha az agyagos kőzettel vagy málladékkal borított lejtőn a kontinentális kemény tél folyamán sokszög alakú repedéshálózat is kialakult, akkor a tavaszi-koranyári olvadások idején a lejtőre merőlegesen futó repedések szoliflukciós masszával kitöltődtek, a lejtő irányában futó repedésekben pedig — a gravitáció hatására is — sárfolyás indult meg. A repedések kiszélesedtek és a lejtő irányában barázdákká alakultak. A köztük levő hantok még sokáig fagyottak maradtak és ezért kiemelkedtek (sávos barázdahantok talajfagy típus). A sárfolyás a barázdákban a nyár folyamán előbb szűnt meg, mielőtt a kőztes barázdahantok teljesen felengedtek volna. Ezért ezek formamaradványai keresztmetszetben a poligonokhoz hasonlóak. Lényegében azok lejtőn kialakult variánsai. A lejtős agyagfelszíneken, ha erősebb gyeptakaró volt, a felengedett lágytalaj a gyeptakaró alatt párnaszerű feldudorodásokat okozott, melyek a lejtőre merőlegesen, fűszerűen helyezkedtek el. A párnák felengedett iszapos, agyagos lágytalaja a lejtő irányába mozogva a gyeptakarót gyakran meggyúrte. Ezek az *agyaggirlandok* (2. kép).

A geliszoliflukció agyagos masszája rengeteg durvább törmelékkel szállított magával középhegységeink és dombságaink különböző kőzetekből felépített lejtőin. A geliszoliflukció által felhalmozott üledékek, pelites deluviumok igen elterjedtek a lejtők oldalán és lábánál. Általában ezek igen termékenyek, mert korábbi talajok alkotóelemeit (humusz, agyagásványok, sók) is magukba foglalják. A lejtők alján és a korráziós völgyekben a szoliflukciós deluviumok gyakran maguk alá temették a korábbi fosszilis talajokat is.

d) *A fagyott talaj felszíni leöblítése* (pluvioniváció)*

A fagyott talaj felületi leöblítése végbemehet a hóolvadékvizek által, az olvadási periódusnak abban a kezdeti szakaszában, amikor még a geliszoliflukció nem indult meg. A két folyamat lejátszódása között azonban nincs éles időbeli határ. Előfordulhatott az, hogy a lejtő egy részén a hóolvadékvizek végeztek lemosó tevékenységet, míg a lejtő más részén (pl. D-i kitettséű domború lejtőszakaszon, ahol már a talaj is erősebben felengedett) geliszoliflukciós mozgás ment végbe.

Ha az olvadás gyorsan, rövid ideig tartó periódusban zajlott le, az altalaj még nem engedett fel, a hóolvadékvizek felületi lemosó tevékenysége erős. A periglaciális viszonyok között, ha a felszint képlékeny, szoliflukciós mozgásra nem képes laza üledékek építik fel (törmelék, homok, homokos lész stb.), akkor és az ilyen lejtőkön a geliszoliflukció helyett a hóolvadási periódus nagy részében a *hóolvadékvizek lemosó tevékenysége* — niveofluviáció — volt az uralkodó. A mérsékelt öv alatt a mai éghajlati feltételek mellett, mivel az olvadási periódus aránylag rövid és gyors, a lejtőn általában ez a folyamat megy végbe.

A hóolvadás kezdeti szakaszában az olvadékvíz eleinte a hótakaró alatt olvasztja meg vékony hárttyában a talaj felszínét, és felületileg mozgatja annak részecskéit a lejtő irányába. Az éjjeli fagyás e folyamatot leállítja. Az olvadás előrehaladásával a hótakaró a lejtőn foszlányos lesz, a hóolvadékvizek a vékonyan felengedett talaj elemeit szuszpenzióként mozgatják tova. A napszakosan megisméltődő regeláció hatására azonban magán a lejtőn is végbemegy az anyag lerakódása. A napszaki lemosás hatására — a lejtő alsóbb részén és a völgytalpon — a lehordott, laza anyag vékony réteglapokban halmozódik egymásra. A réteglapok a felszín konfigurációját követik. Az olvadás során előfordult, hogy a sáros lé a lejtőt helyenként borító összetöprődött, firnesedett hótakaróra is rátelepedett. Ebben az esetben is csúszó felületek keletkeztek, aminek eredménye a szoliflukciós folyamatoktól szintén nehezen különíthető el.

Ismét más jelenségek játszódtak le, ha a gyors olvadás következtében jelentősebb mennyiségű hóle apró erekben patakzott, részben az összetöprődött hótakarón, részben pedig az egyre jobban felengedett talajon. Ilyen esetben — ez főként mérsékeltövi hóolvadásokra jellemző — a lejtő felszínén apró barázdák képződnek, a lejtő alján az olvadékvíz összefüggő sáros hordalékot halmoz fel vékony rétegben.

E folyamatok hatékonysága a növényzettel való borítottságtól jelentősen függ. Gyér növényzetű vagy növénytakaró nélküli csupasz lejtőkön a legerősebb.

A hóolvadékvizek hatására a lejtő alján, völgytalpakon, de részben magán a lejtőn is üledékfelhalmozódás ment végbe. A vékony rétegekben egymásra halmozódott deluviumok a lejtő alakját követik és az egyes réteglapocskák gyakran hosszú szakaszon kiékelődés nélkül futnak.

A patakozó hóolvadékvízhez hasonló felületi lemosó tevékenységet fejt ki *a fagyott talajra lehullott csapadékvíz is (gelipluviáció)*. Ez a folyamat végbemehet mind a periglaciális, mind pedig a mérsékeltövi zónában.

* A lejtőformálódás történhet a hóolvadékvizek által (Schneeschmeltze Abspülung, snow melt, ruissellement nival, niveofluviatio), a csapadékvizek leöblítése által (Flächen-spülung, unconcentrated wash, sheet wash, ruissellement pluvial). E folyamatoknak egységes megnevezése az irodalomban nincs. A gyakran használt talajerózió kifejezés tágabb fogalom, hozzá több folyamat is tartozik, ugyanígy a lejtőkorrázió fogalma is bővebb, s a korrázió kifejezést az irodalomban többféle értelemben is használják. A fagyott talajnak a periglaciális viszonyok közötti nivális és pluvialis lemosása, leöblítése megjelölésére legkifejezőbbnek tartjuk a *pluvioniváció* kifejezést. Emellett általában mind a periglaciális, mind a mérsékeltövi lemosásra alkalmas kifejezésnek az *abluciót* javasoljuk, mégpedig *nivális ablució* (hóolvadékvizek lemosása), *pluvialis ablució* (csapadékvizek lemosása) formájában. E kifejezéseknek előnye, hogy félreértésekre nem adnak alapot.

Ennek a folyamatnak is vannak rokonvonásai a csapadékvíz nem fagyott talajon végbemenő lemosó tevékenységével (pluviáció). Ez utóbbi folyamat a mérsékelt, a mediterrán és a trópusi éghajlati övben egyaránt végbemehet, de leghatásosabb a felszínformáló szerepe a trópusi zónákban.

Természetesen a csapadék intenzitásának mennyiségi növekedésével minőségileg más-más formák keletkeznek.

Ha a fagyott talajra rövid idő alatt bő csapadék hullott, akkor a 0 foknál melegebb csapadékvíz csak a feltalaj vékony felső pár cm-es rétegét képes felolvasztani. Mivel a beszivárgás nagyon minimális,* a lefolyási tényező igen nagy. A fagyott talajon egységes vízfilm képződhet, mely oldó és mechanikai hatással a feltalaj anyagrészekéit magával ragadja, s azokat a völgytalpra, a lejtő alá szállítja le. Ebben hatása különbözik a hóolvadékvizétől, mert azokból ritkán képződik vízfilm, továbbá a napszaki olvadás ritmusának megfelelően a szuszpenziós oldatban szállított üledék számottevő mennyisége magán a lejtőn rakódik le. A fagyott talajra hullott csapadék a vízfilm kialakulása után (esetleg előtte is) apró barázdákba egyesülhet, s ezáltal nemcsak oldó, hanem mechanikai tevékenységet — rétegerózió, barázdás erózió, patakozás — is kifejthet, ezáltal a feltalajból jelentős mennyiséget lepusztít.

Ezek a folyamatok jelenkori viszonyaink között különböző variánsokban figyelhetők meg.

A fagyott talajon a csapadékvízzel végbemenő lejtőleöblítés is igen tekintélyes lejtőformáló és lejtőüledék-felhalmozó tevékenységet fejtett ki. Elsősorban ezek végezték a finomabb frakciójú homok, homokos lösz és egyéb löszszerű üledékek lejtőn való áthalmozását és lerakását.

e) *Derázció*

A periglaciális viszonyok között a kriofrakciótól felaprózódott kőzettörmelék és általában a lejtős üledékek mozgásában résztvevő folyamatok — egyszerű gravitációs anyagmozgás, szoliflukciós, krioturbációs, pluvionivációs anyagmozgás — között sok átmenet lehetséges. Mivel még a tiszta típusokban végbemenő mozgás mechanizmusai sem kellően tanulmányozottak, ezért egymástól való elkülönítésük nem is mindig lehetséges. Ugyanakkor e folyamatok időben és térben is váltogathatják egymást. Ezért találunk olyan feltárásokat, amelyekben egymásra települnek egyszerű gravitációs mozgással felhalmozott rétegzett durva törmelék-kötegek, majd lejtőleomosással áthalmozott rétegek. Könnyű belátni ugyanis, hogy a téli-korlatavaszi fagyaprózódással termelt finomabb anyag, mely gravitációs mozgással halmozódik fel a lejtő alján, a tavaszi-koranyári olvadékvizek hatására újra áthalmozódhat, és ez többször is megismétlődik.

Más oldalról nézve az is megállapítható, hogy a fentebbi folyamatok közül a pluvionivációs anyagmozgások esetenként kisebb intenzitással a mérsékelt öv fagyváltozékony évszakában is végbemehetnek. Továbbá a mérsékelt és a periglaciális övi kőzetomlások, sárfolyások és csuszamlások, lavinaomlások között is nehéz éles határt, ill. jól megkülönböztethető bélyeget találni. Tehát nem célszerű ezeket egyszerűen periglaciális folyamatoknak nevezni.

* A fagyott talaj felszínén lehetnek keskeny hasadékok, poligonális repedéshálózat, ezt azonban helyenként jégkristályok töltik ki. Gyakran a nagyon száraz, repedezett, fagyott talajon a beszivárgás erőteljes is lehet. Ha azonban a repedéshálózat az olvadás kezdetével ismét záródott vagy vízzel telt, a lefolyási tényező újra magas.

E folyamatoknak (éppen ezért) az irodalomban egységes és egyértelmű megnevezése hiányzik. Megnevezésük a német irodalomban *tömegmozgás* (Massenbewegung), az egyes angol szerzők után használatos a *denudáció*, mások H. BAULIG (1954) után az *abláció* fogalmát használják. E fogalmak értelmezése azonban nagyon különböző, a *denudáció* fogalmát pl. nálunk is és a nemzetközi irodalomban is túlsúlyal az összes külső erők lepusztító tevékenységére tartják fenn. Korábban e folyamatokat a *korrázió* fogalmával kíséreltem meg összefoglalni (PÉCSI 1961, 1962a). Azonban a korrázió értelmezése a nemzetközi irodalomban egyáltalán nem egyöntetű. Egyesek az összes külső erő egy részének tekintik (pl. tengeri korrázió, szél korrázió, gleccser korrázió stb.), mások pedig az erózióval nagyjából azonos fogalomként is alkalmazzák.

A fentiek és több más hasonló körülmény figyelembevétele után helyesebbnek vélem, hogy a szóban forgó folyamatokat egy új, kifejezőbb fogalommal jelöljük meg.

Javasolom a *derázió* (deradere = lekaparni) fogalom bevezetését. E folyamatok ugyanis a felszínt lassan, felületileg — areálishan — pusztítják le. A derázió által felhalmozott üledék a *deluvium*, szemben a folyóvízi erózió által lerakott alluviummal.

f) *A derázió által felhalmozott lejtőüledékek**

Az utóbbi években a középhegységek és dombságok lejtőin a lejtővel párhuzamos rétegzettségű üledékek egész sorát figyeltük meg, igen nagy elterjedésben (PÉCSI 1961, 1962a). Bár a fenti szerkezetű lejtőüledékek Magyarországon igen elterjedtek, mégis korábban ezek szerepére és genezisére kevés figyelmet fordítottak.

A lejtőüledékek térbeli helyzetére jellemző, hogy a domborzathoz idomulva, takaróként borítják be a dombságok és hegységek előterének lejtőit. Ezek az üledékek nemcsak a lejtőkön, hanem igen gyakran a részben vagy teljesen kitöltött korráziós (deráziós, lásd később) völgyekben is megfigyelhetők. A lejtővel párhuzamosan rétegzett üledékek dőlése igen különböző (1,5—30°). A réteglapok gyakran igen finomak, esetenként előfordul, hogy rétegzettség alig mutatkozik, bár az üledék erősen kevert anyagból áll. A megfigyelési adatok alapján az ilyen takaróüledékek vastagsága eléri a 20 m-t is. A lejtőüledékek magyarországi elterjedésével és típusaival, rétegződésük szerkezetével, térbeli helyzetével e tanulmányban részletesebben — helyszűke miatt — nem foglalkozhatunk, csupán a főbb típusok megemlítésére szorítkozunk (lásd PÉCSI 1962b tanulmányában közölt térképet, Földr. Ért. 3. f.).

A lejtős üledékeket 3 főbb csoportra oszthatjuk:

1. Rétegzett lejtőtörmelékek, melyeket a kifagyás termel a szálban álló kőzetek felszínén és a nehézségi erő, ill. részben a szoliflukció halmozott fel a lejtő oldalán. Az alaphegységtől távolodva a durva lejtőtörmelék — kolluvium — igen gyorsan finomodik és a feltárásokban vertikálisan finomabb és durvább üledékkötegek — kolluvium és deluvium — váltakoznak egymással (4., 5. kép).

2. Lejtős vályogtakaró, melynek szállítását és felhalmozódását a kongliflukció és időnként a felszíni leöblítés vitte végbe. A szoliflukciós vályogtakaróban a durva kőzettörmelék, ill. kavics a lejtőmenetben egyre csökken.

* Az irodalomban összetételük és szemcsenagyságuk szerint különböző néven szerepelnek. A durva szemű görgetetlen lejtőüledék a *kolluvium*; a finomabb és apró szemcséjű *deluviumok*; a lejtőüledékek túlnyomó részét teszik ki. Heves és erős esőzések, záporok patakzásával lehordott hegylábi fanglomerátok — durva és finom helybeli görgeteg homokkal együtt — alkotják a *proluviumot*.

3. Legnagyobb kiterjedésben Magyarországon a deluviumok, mint rétegzett lejtőlösszök, lösszerű lejtőüledékek s helyenként vályogos homokok fordulnak elő (6. kép).

E három fő típusba sorolt, igen változatos altípusokat felölelő lejtőüledékek ugyan horizontálisan is elkülöníthetők egymástól, mégis igen gyakran egy feltáráson belül vertikálisan is váltogatják egymást.

A rétegzett lejtőüledékek rétegtani helyzete, közettani és szemmagyságbeli összetétele azt tanúsítja, hogy sem eolikus, sem fluviatilis folyamatok nem halmozhatták fel. A bennük gyakran előforduló szingenetikus krioturbációs jelenségek alapján ez üledékek felhalmozódását periglaciális viszonyok között végbemenő geliszoliflukcióval, ill. felszíni leöblítéssel, továbbá gravitációs mozgásokkal magyarázhatjuk (PÉCSI 1961, 1962a).

g) *Gelidefláció*

A szél munkája a periglaciális viszonyok között a gelidefláció. Elsősorban értjük ez alatt a fagyott felszínen végbemenő deflációs tevékenységet, továbbá a hó és az eolikus üledékek (lössz, futóhomok) periglaciáliskori felhalmozódását.

A szél glaciális alatti erős deflációs tevékenységének nyomaival középhegységeinkben minden felé gyakorta találkozunk. A kriofrakció által felaprózódott és különböző helyre szállított durva törmelékek között szélkorrázió csiszolta *sarkos kavicsot* találunk. Igen gyakoriak a Dunántúli-középhegység egyes tagjainak félsíkjain a dolomit- és mészkőtörmelékek sarkos kavicsai, nemegyszer a törmeléktakarók alól szél korradálta kőzetlapok is előkerülnek. Megfigyelhetők azonban a sarkos kavicsok a hegylábi törmelékűpok anyagában is. A Duna és nagyobb mellékfolyóinak idősebb hordalékűkjain a kvarckavicsok is a glaciáliskori defláció korradáló emlékeit őrzik.

Középhegységeinkben a sarkos kavicsok foltszerűen helyezkednek el, amiből arra lehet következtetni, hogy valószínűleg voltak erősebben szélverte lejtőoldalak és félsíkok.

A pleisztocén glaciálisok során a középhegységek szálban álló kőzeteiből a fagyaprózódás által termelt finom kőzetlisztet a szél évente rendszeresen kifújta, s csak a durvább törmelék maradt helyben. Mivel a durva törmelék is rendszeresen tovább aprózódott — különösen a dolomit, a vulkáni tufa és agglomerátum —, a gelidefláció jelentősen hozzájárult a középhegységek glaciáliskori felületi lepusztításához.

A hegységekben a fagyaprózta törmelékekből száraz-hideg évszakokban kifújt por anyaga a szélárnyékos lejtőkön és a hegységek előterében halmozódott fel. Túlnyomó részükben azonban nem maradtak meg első letelepedési helyükön, mert a tavaszi és korányári időszakban megélenkülő deráziós folyamatok (geliszoliflukció, hóolvadékvizek stb.) a lejtőn ismételtelen tovább szállították és más, nem eolikus származású üledékekkel (kőzettörmelék, kavics, vályog stb.) összekeverve újra felhalmozták őket. E folyamatok eredményeként mint lejtőüledékek, deluviumok maradtak ránk, amelyek kötegei között az elsődleges eolikus felhalmozódás alárendelt.

A száraz-hideg periglaciális teleken a defláció a középhegységek lejtőin fekvő hótakarót is megbontotta, hóbuckák építésével igen egyenlőtlen vastagságú hótakarót alakított ki. Az egyenlőtlen hófelhalmozódás helyenként különbségeket eredményezett a lejtőformálódásban.

Ahol a középhegységek lejtőin vagy hegylábi lépcsőin a hótakaró hiányzott vagy kivékonyodott, ott a fagybehatolás a talajba lényegesen nagyobb mértékű volt, mint a vastag hótakaróval borított részeken. A hóval nem fedett sávban a szilárd kőzetek felszínén az erőteljesebb fagybehatolás mélyebben és jobban felaprózta az alapkőzetet, mert ezeken a foltokon a fedetlenség miatt a tavaszi fagyváltóközéony periódus is hosszabb ideig tartott. Ahol a fagyaprózta kőzettörmelékben a nyáreleji hóolvadékvezek tartósan falhalmozódtak, ott a törmelékfoltokon szerkezeti talajok, krioturbációs jelenségek alakultak ki. Hatalmas köves poligonok és kősávós hantok képződtek. Ezek pedig kisebb, ún. *krioplanációs teraszok* létrejöttét segíthették elő. Az ilyen embrionális bemélyedések lejtős teraszokat eredményeztek, melyek a következő években maguk is előidéztek az egyenlőtlen hófelhalmozódást és e teraszok további növekedését okozták.

h) *Krioplanáció, krioplanációs teraszok és szintek*

A periglaciálisok alatt működő derázios folyamatok együttműködve a gelideflációval és a száraz-hideg éghajlati viszonyok között csak laterálisan ható folyóvízi erózióval, a középhegységek és dombságok általános letarolását, *krioplanációját** eredményezték.

Tágabb értelemben használva, a krioplanáció az általános denudációs periglaciális viszonyok között végbemenő *síkká tevő* (applanációs) tevékenységét jelenti. A lepusztító hatás megjelölése mellett a felhalmozó tevékenységet *ekviplanáció* néven használják.

A krioplanáció szűkebb értelemben jelenti a lejtőkön krioplanációs lépcsők, teraszok kialakulását.**

A Magyar-középhegységben a krioplanációs teraszok maradványait először a vulkanikus kőzetekből felépített hegységekben (Börzsöny, Mátra; 5. ábra), azok D-i kitétségű oldalgerincein, lapos hátain ismertük fel (PÉCSI, SZÉKELY), majd megfigyeltük a Dunántúli-középhegység mezozoos kőzetekből felépített rögein is.

Leggyakoribbak a krioplanációs lépcsők a hegylábi lépcsők lankásabb lejtőin; nem egészen egymás fölött, inkább kulisszaszerűen helyezkednek el. A krioplanációs teraszok nagysága eléggé változó, lehetnek néhány száz méter szélesek, 20–30 m-es homlokmagassággal, de gyakoriak a 20–50 m szélességű lépcsők is, melyek egymás fölötti magassága csupán 5–15 m. Felszínük lejtése 2–10°, durva és szögletes kőzettörmelékkel fedettek. A kőzettörmelékek között gyakori a sarkos kavics; a finomabb kőzettörmelékot tehát a szél szállította tova. A nagyobb kőzetblokkok helyenként sokszöges elrendeződést mutatnak. A krioplanációs teraszok is hozzájárultak a szilárd kőzetek viszonylag meredekebb lejtőinek erős kisimitásához.

A hegységek közötti tágas medencékben és a dombságok laza üledékes kőzetekből álló lejtőin is megtalálhatók a krioplanációs teraszokhoz hasonló lépcsős felsíkok. Ezek felszínét és homlokzatát a lejtővel párhuzamosan rétegzett lejtőtörmelék, lejtőlész, ill. deluviális vályog borítja. A teraszokra merőle-

* A krioplanációs folyamatok a domborzatot együttesen alakítják, és a normális eróziós domborzattól nagyon eltérő formakincset hoznak létre. Éppen ezért ezt a folyamatot teljesen önálló geomorfológiai ciklusba — szubnivális denudáció, szoliflukciós letarolás (C. TROLL 1944) — sorolják.

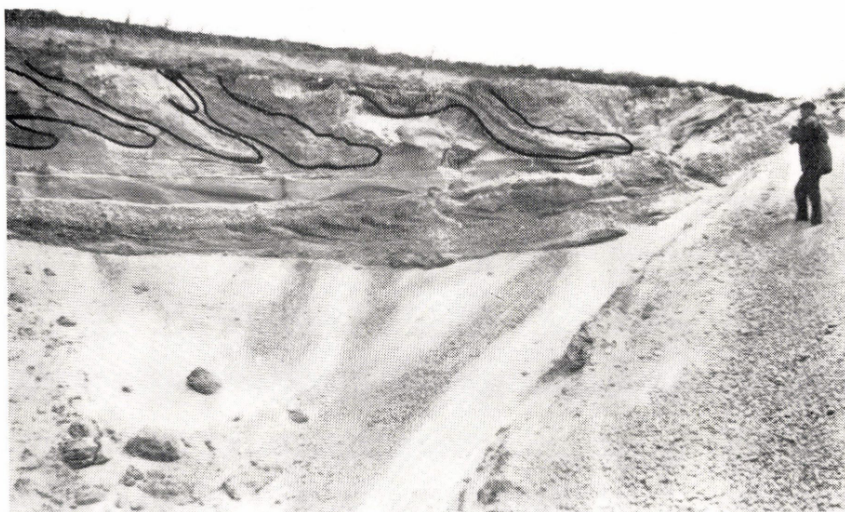
** E folyamat megjelölésére (M. H. EAKIN után) az *altiplanáció* kifejezést is alkalmazzák.



1. kép. Kriotektonikus rétegdeformáció. Gánt, elhagyott bauxitfejtő. A deformálódást szenvedett réteg 3—4 m vastag eocén agyagmárga, az alatta fekvő eocén rétegek már nem gyűredezettek. Az eocén összlet fekéje dolomitra települő bauxit lencse

Криотектоническая деформация пластов. Бывший забой боксита у с. Гант. Деформированный пласт представляет собой эоценовый глинистый мергель мощностью 3—4 м., залегающие под данным пластом слои уже несмятые. Подошвой эоценовой толщи является бокситовая линза, залегающая на доломите

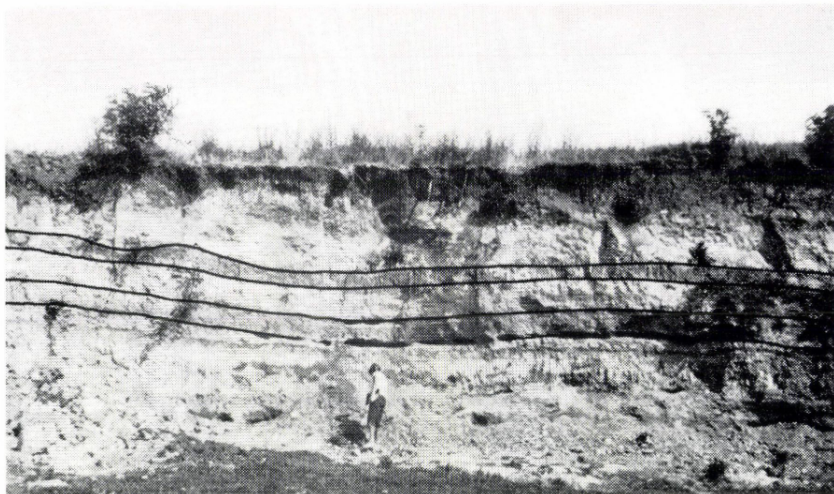
Cryotectonic deformation. Gánt, abandoned bauxite pit. The deformed stratum is made up of clayey marls, 3 to 4 m thick; the subjacent Eocene rocks are not folded. The Eocene series is underlain by a bauxite lens which, in turn, lies on dolomites



2. kép. Homokos agyaggírlándok risskori dunai teraszokavicsoson (Győr-Sashegy, kavicsbánya). Az agyagpárnák a magasabb terasz lejtőjéről települtek át

Песчанно-глинистые гирлянды на галечнике дунайской террасы рисского возраста (копи галечника у с. Дьёр—Шашхедь). Глинистые подушки переносились со склона более высокой террасы

Sandy clay girlands overlying Rissian terrace gravels of the Danube (Sas Hill at Győr, gravel pit). The clay lumps have been redeposited from the slope of the higher-seated terrace



3. kép. Kriotektonikusan deformált pannóniai agyagréteg, Galgahévíz. Az egyes agyagrétegek 1,5—3 m-rel a felszín alatt szabályos, 8—10 m hosszú hullámokat vetnek. A mélyebb szintben a rétegek zavartalanok

Криотектонически деформированный пласт глины пannonского возраста, с. Гальгахевиз. Отдельные пласты глины в глубине в 1,5—3 м. под поверхностью образуют правильные складки длиной от 8 до 10 м. На более глубоких уровнях пласты нетронуты

Cryotectonically deformed Pannonian clay stratum, Galgahévíz. The individual clay layers are folded into regular waves, 8 to 10 m long, at depths of 1,5 to 3 m under the surface. In the deeper zone the layers are undisturbed



4. kép. Kavics- és közettörmelékkel, szoliflukciós agyaglepényekkel tagolt lejtőlöss, hegységi típusú lössz, Pilisborosjenői téglagyár

Склоновый лёсс, расчлененный галками, обломками, солифлюкционными лепешками глины, лёсс горного типа. Кирпичная фабрика в с. Пилишборосиёне

Slope loesses interrupted by gravels, rock detritus and by clay lumps; loesses of mountainous type. Brick-yard at Pilisborosjenő

5. kép. Periglaciális, durva lejtőtörmelék a Bükkben (Lillafüred)

Перигляциальные грубые склоновые обломки в г. Бюкк (Лиллафюред)

Periglacial, coarse-grained talus deposits in the Bükk Mts (Lillafüred)



6. kép. Deráziós völgyekkel kiformált lépcsős lejtő, Tolnai-Hegyhat. Előtérben a Kapos-völgy
Ступенчатый склон, созданный деразийными долинами. Тольнайский Хедьхат. В первом плане находится долина р. Капош

Stepped slope modelled by dells, Tolna Ridge. In the foreground: the Kapos Valley



7. kép. Nagyobb deráziós (korráziós) völgyfőben apróbb cirkuszvölgyek
 Небольшие цирковые долины в верховье более крупной деразияльной (корразионной) долины
 Minor cirques in the head of a major derasional (corrasional) valley

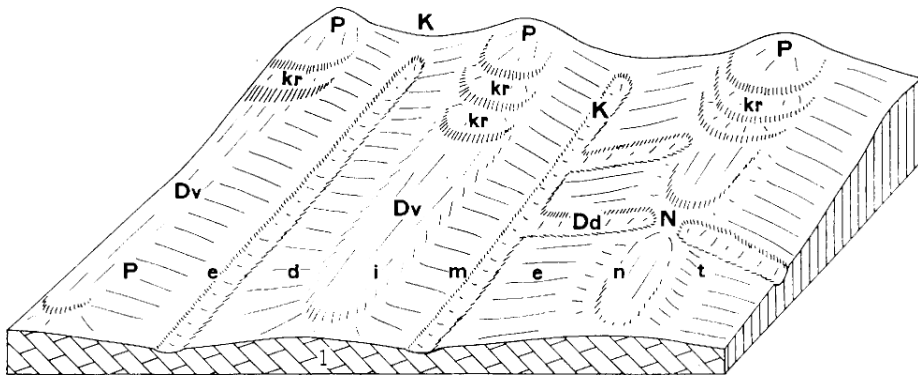


8. kép. Geomorfológiai inverzió. Eger, Noszvaji úti téglagyár. A hajdani deráziós völgy — áttelepített fosszilis talajjal
 kitöltve — jelenleg dombtető
 Геоморфологическая инверсия. Г. Эгер, кирпичная фабрика на шоссе Носвай. Бывшая деразияльная
 долина, заполненная перемещенной ископаемой почвой — теперь представляет собой вершину холма
 Geomorphological inversion. Brick-yard, Noszvaji Street, Eger. The former derasional valley — filled with rede-
 posited fossil soils — now represents the summit of a hill

A képek a szerző felvételei

gesen többnyire tágas korráziós (deráziós) völgyek haladnak a völgytalp felé, megszakítva a teraszok folyamatosságát. Ezeket a lépcsőformákat is *deráziós-krioplanációs teraszoknak* tartjuk. A laza üledékekből felépített lejtőkön, ahol — pl. a hótakará hiánya miatt — a talajfagy mélyebbre hatolt, ott a deráziós folyamatok kitartóbbak voltak és jelentősebb anyaglefordást eredményezhettek. Ennek következtében helyenként a lejtő lépcsőzetessé, teraszossá alakult át. E formák genezisének magyarázata azonban még további beható elemzésre vár.

A lejtővel párhuzamosan rétegzett üledékköpeny kortani adatai, települési viszonyai és a bennük található krioturbációs jelenségek arra utalnak, hogy



7. ábra. Deráziós völgyekkel kialakult hegylábi felszín a Veszprémi-fennsík példáján. — 1 = számban álló dolomit, felszíne erősen felaprózódott; K = hosszanti deráziós völgyek; Dd = kisebb deráziós mellékvölgyek; N = deráziós nyereg; kr = krioplanációs lépcsők; P = pliocén hegylábi lépcső maradványa; Dv = deráziós völgyközi hátak, melyek együttesen pleisztocénkori pedimentet alkotnak

Педимент, образованный деразийными долинами, на примере плато Веспрем. — 1 = коренный доломит, поверхность которого сильно подроблялась; K = продольные деразийные долины; Dd = небольшие деразийные боковые долины; N = деразийная седловина; kr = криопланационные лестницы; P = остаток плиоценовой предгорной лестницы; Dv = деразийные междолинные возвышенности, которые совместно образуют плейстоценовый педимент

Pediment developed by dells on the Veszprém plateau. — 1 = autochthonous dolomites with intensively fractured surface; K = longitudinal dells; Dd = minor, secondary dells; N = derasional saddle; kr = cryoplanational benches; P = Remnants of Pliocene piedmont benchlands; Dv = inter-dell ridges which, all together, form a pediment

az egymás feletti lépcsők egy glaciális során is kialakulhattak, s nem különböző korú szintek. De az is megállapítható, hogy nem folyóvízi teraszok és nem is szerkezeti hatásra képződött lépcsők, mint azt korábban gondolták, hanem korráziós-krioplanációs folyamatokkal alakultak ki (PÉCSI 1960, 1962b; 6. ábra, 6. kép).

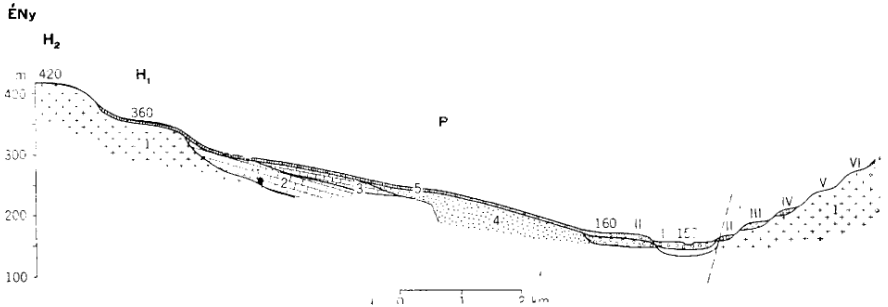
i) Periglaciális pedimentáció

A magyar középhegységekben és domságokon a periglaciális felszín-kiegyenlítő folyamatok (együttesen a krioplanáció) természetesen nem eredményeztek olyan kiterjedt lepusztulásszinteket, mint a trópusi penneplenizáció vagy a félig száraz klímákban uralkodó pedimentáció.* Azonban a meleg szemi-arid zónák pedimentjeihez hasonló genezisű formák a pleisztocén során is kialakultak. Bár középhegységeinkben a pleisztocén során képződött pedimentek nem olyan kiterjedtek, mint a felsőpliocén kori hegylábi felszínek, mégis igen

* Vonatkozó lábjegyzet a következő oldalon.

jellemzőek a pleisztocén korú enyhe, hosszan kiegyenesített lejtőikkel (PÉCSI 1963a).

A pleisztocén során erőteljesen kiemelkedett középhegységeinkben a krioplanáció hatására a hegylábi lépcsők és a felsőpliocén kori hegylábi felszínek erősen átformálódtak. A kiemelkedett felszínükön és peremeiken a glaciálisok száraz-hideg klímája alatt is pedimentáció volt folyamatosan.* Az interglaciálisokban pedig a viszonylag egyre jobban süllyedő előterek felé kifutó folyóvizek e felszíneket párhuzamos völgyekkel feldarabolták, oldalgerincekre bontották.



8. ábra. A pleisztocén kori hegylábi felszín és a pleisztocén kori teraszok kapcsolata vázlatosan. — H_2 = szarmata-alsópannon hegylábi lépcső; H_1 = felsőpliocén hegylábi felszín; P = pleisztocénben kialakult hegylábi felszín; I — II — III — IV — V — VI = pleisztocén teraszok; 1 = helyét-torton vulkáni képződmények; 2 = tortonai mészkő; 3 = szarmata mészkő; 4 = pliocén (pannoniai és felsőpliocén) homokos rétegek; 5 = pleisztocén kőzet-törmelékcs lejttölsz. A pleisztocén hegylábi felszín a glaciálisokban a folyóvölgy bevágódását követően egyre alacsonyabb szinten alakult ki

Схема соотношения между плейстоценовому педименту и плейстоценовыми террасами. — H_2 = сарматско-нижнепаннонская предгорная лестница; H_1 = верхнеплиоценовый педимент; P = педимент, разработавшийся в плейстоцене; I — II — III — IV — V — VI = плейстоценовые террасы; 1 = гельветско-тортонские вулканические породы; 2 = тортонский известняк; 3 = сарматский известняк; 4 = плиоценовые (паннонские и верхнеплиоценовые) песчаные пласты; 5 = плейстоценовый лёсс с обломками коренной породы. Плейстоценовый педимент во время оледенений, после углубления долины реки формировался на все более низком уровне

Relationship between the Pleistocene pediment and the Pleistocene terraces (schematically). — H_2 = Sarmatian to Lower Pannonian piedmont benchland; H_1 = Upper Pliocene pediment; P = Pleistocene pediment; I — II — III — IV — V — VI = Pleistocene terraces; 1 = Helvetian to Tortonian igneous rocks; 2 = Tortonian limestones; 3 = Sarmatian limestones; 4 = Pliocene (Pannonian and Upper Pliocene) sandy layers; 5 = Pleistocene slope loesses with rock detritus. The Pleistocene pediment developed at gradually lower levels after the river valley had been incised during the glaciations

Az egyre jobban mélyülő völgyek lejtőit és a völgyközi hátakat a glaciálisok során a krioplanációs folyamatok — anyagáttelepítéssel — ellankásították.

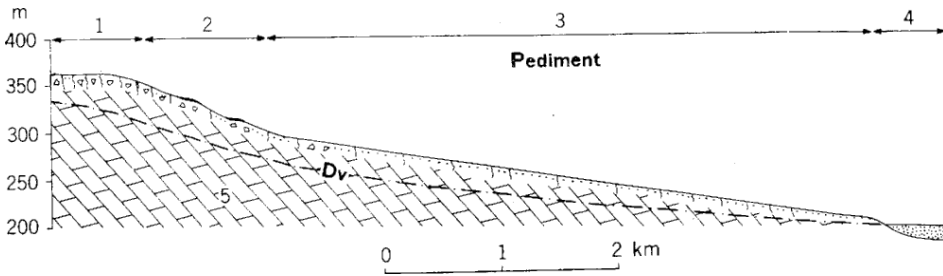
Több középhegységünk előterében fiatal pleisztocén süllyedékek is kialakultak (Balaton, Velencei-tó stb.), ill. a hegység előterében a folyók erózióháza jelentősen mélyebbre szállt; ilyenkor ezek permén a felsőpliocén hegylábi felszín függve maradt és a glaciális kori szemiarid viszonyok között krioplanációs folyamatokkal *pleisztocén hegylábi felszín alakult ki*. Hasonlóképpen pleisztocén pedimentek övezik a kisalföldi és a balatonfelvidéki bazaltsapkás tanúhegyeinket is. Ezek felszínét kifagyással keletkezett, szoliflukcióval, lejtőleöblíté-

* A félig száraz területek hegységeinek előterében végbemenő pedimentációt a hegységek peremére kilépő időszakos vizű és igen sok törmelékkel rendelkező vízfolyások laterális eróziója idézi elő. A periglaciális pedimentáció részben az említett folyamattal, másrészt azonban a széles-tágas száraz deráziós völgyekben működő deráziós folyamatokkal ment végbe, melyek következtében a hegyperemek és általában a lejtők ferdén lenyesődtek.

téssel mozgatott durva görgetetlen közettörmelék vagy vályogos löszös törmelék borította be.

A pleisztocénkori krioplanáció a nagyobb folyóvölgyekben a magasabb teraszokat helyenként teljesen egyenes, enyhe dőlésű *ferde lejtővé* formálta át. Gyakran előfordult, hogy a völgy egyik oldalán a folyó teraszainak lépcsői sorakoznak egymás fölött, míg a völgy másik oldalán széles, kiegyenlített ferde lejtő, pleisztocén hegylábi felszín alakult ki (8. ábra).

A felsőpleiocén hegylábi felszín a pleisztocén krioplanációs-eróziós folyamatok gyakran tekintélyesen lealacsonyították, párhuzamos völgyekkel széles,



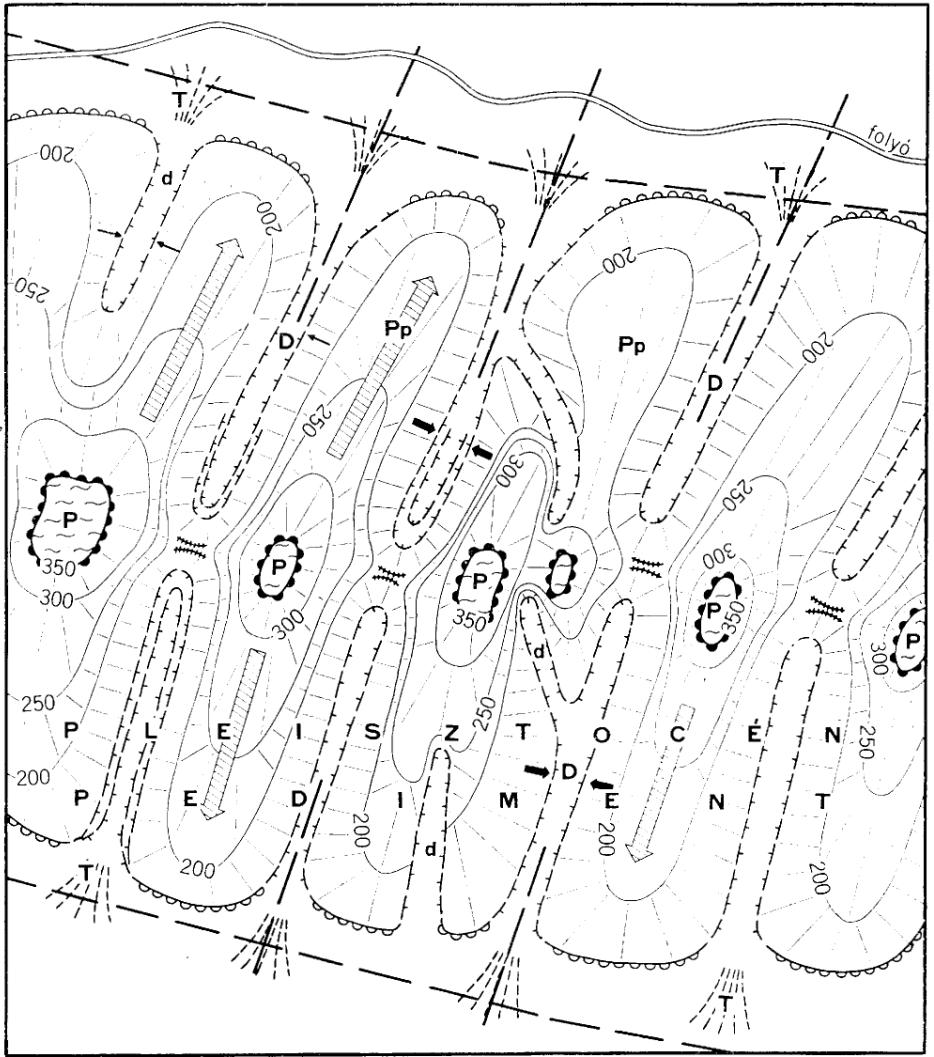
9. ábra. Pleisztocén krioplanációs pediment általánosított szelvénye a Bakonyból vett példák alapján. — 1 = prepleisztocén hegylábi lépcső maradvány, eluviális törmelékkel fedve; 2 = kisebb krioplanációs lépcsők eluviális és kolluviális durva közettörmelékkel; 3 = pleisztocén pedimentációval kialakított egyenes ferde lejtő, a felszín deluviális közettörmelék fedé, mely a lejtő alacsonyabb részén közettörmelékes, glaciális vályogba megy át; 4 = törmelékes lösz, lejtőlösz; 5 = szálban álló dolomit, felső néhány méter vastagságú része fagyréseléstől erősen felaprózott, helyenként egészen finom dolomit porrá; Dv = derázis völgyek esésgörbéje

Обобщенный профиль плейстоценового криопланационного педимента на основе примеров, наблюдаемых на г. Баконь. — 1 = остаток доплейстоценовой предгорной цестницы, покрытый элювиальными обломками; 2 = небольшие криопланационные лестницы с грубыми обломками горных пород элювиального и коллювиального происхождения; 3 = прямой отлогий склон, созданный плейстоценовым выравниванием; поверхность покрыта делювиальными обломками породы, которые переходят на более низких уровнях склона и гляциальных суглинков с обломками грунта; 4 = обломочный лёсс, сложенный лёсс; 5 = коренный доломит, который в глубине до нескольких метров сильно раздробился морозобойными жилами, местами встречается совсем тонкозернистый пыл доломита; Dv = кривая падения деразационных долин

Generalized cross-section of the Pleistocene cryoplanation pediments by an example taken from the Bakony Mts. — 1 = Remainder of a pre-Pleistocene piedmont benchland, covered by eluvial detritus; 2 = minor cryoplanation benchlands covered by coarse, eluvial and colluvial detritus; 3 = even slope developed by Pleistocene pedimentation; its surface is covered by talus deposits which pass into detritic glacial loams; 4 = detritic loesses, slopes loesses; 5 = autochthonous dolomites; their upper portion, a few metres thick, has been intensively fractured by frost cracks, resulting in completely fine dolomite dust; Dv = gradient curve of dells

lapos hátaakra tagolták, s a hegylábi felszín kettős szintre bomlott. A hegylábtól újszerűen előrenyúló magasabb hátaak sorozata a felsőpleiocén hegylábi felszín tartozéka, míg az alacsonyabb hátaak az előbbi szintnek pleisztocén során lealacsonyított maradványai. Mindkét formán apróbb krioplanációs lépcsők is megfigyelhetők.

Nagyobb kiterjedésű középhegységeinkben a hegylábi lépcsők felszíne a bonyolult tektonikus szerkezeteket is egy szintben nyeste el (pl. Bakony). A pleisztocénkori erőteljes kiemelkedés során a korábbi tektonikus vonalak felújultak, ezek mentén eróziós kimélyülések, völgyelések és helyi süllyedékes medencék, katlanok képződtek ki vagy hangsúlyozódtak ki (Veszprém—deveseri, Veszprém—nagyvázsonyi törés, Sárrét, Séd-völgy stb.). A pleisztocén krioplanáció a mélyedések felé, a hajdani harmadkor végi hegylábi lépcsők felszínén helyenként több km széles, egyenes, ferde lejtőjű pedimenteket vésett (9. ábra).



10 ábra. Krioplanációval lealacsonyított pliocén hegylábi lépcső részlet. Az ábrázolt terület a pleisztocén során szakaszosan megemelkedett. — P = pliocén hegylábi lépcső maradvány, mely mint genetikus forma: derázios-krioplanációs taníthegy. — Pp = pleisztocén pediment, az ópleisztocén óta képződik; D = derázios völgyek, a riss és a Würm glaciális során alakultak ki; d = Würm glaciális kori dellék; T = törmelékkúp; 1 = az ópleisztocénben és azóta alakuló lejtők; 2 = a Riss glaciálisban és azóta alakuló ferde lejtők; 3 = a Würm glaciálisban képződött ferde lejtők; 4 = részben feltételezett, részben kimutatható szerkezeti vonalak; 5 = pleisztocén pediment pereme

Часть плиоценовой предгорной лестницы, пониженной криопланацией. Данная территория ритмично поднималась в плейстоцене. — P = остаток плиоценовой предгорной лестницы, который с точки зрения генетических форм представляет собой деразийно-криопланационный останец; P_p = плейстоценовый педимент, формируется с раннеплейстоцена; D = деразийные долины, формировавшиеся в

A kissé meredekebb (6—8°-os) ferde lejtőkön — a szerkezeti vonalakkal előre jelzett irányban — a száraz korrázios (derázios) völgyek ülnek. Ezek között az eredeti hegylábi lépcsős testéből kifaragott, ferde lejtőjű lapos oldalgerincek vagy csak kisebb tanúhegyek maradtak meg (10. ábra). E krioplanációs tanúhegyek környezete durva törmelékbe temetkezik, vagy gyakran 10—15 m mélyen felaprózódott dolomitból áll, jelezve, hogy ferde lejtőiket a kifagyás és az azt követő derázios ill. gelideflációs lejtőletarolás alakította ki. Az alapközetből kifaragott keskenyebb ferde lejtők fiatalabb generációja is kimutatható a hosszabb, kiterjedtebb pedimentek felszínén (10. ábra).

j) *Derázios (korrázios) völgyek szerepe a domborzatformálásban*

Ezek a völgyek középhegységeink domborzatának, főként lejtőinek a formálásában a pleisztocén során igen jelentős szerepet játszottak. Kialakulásukat a derázios folyamatokkal magyarázzuk.*

Miután a derázios (korrázios) völgyek részletes vizsgálatát az egész országra kiterjesztettük (PÉCSI M. 1955, 1961, PEJTA Gy. 1959, SZÉKELY A. 1961, SZILÁRD J. 1963), megállapítható volt, hogy ezek sem kapcsolódnak egy bizonyos közettípushoz, vagyis a derázios völgy nem kőzetmorfológiai, hanem klimatikus morfológiai jelenség. Megfigyelhetők voltak grániton, dolomiton, harmadkori mészköveken, vulkanikus kőzeteken, agyagon és különböző típusú lejtős üledékeken éppen úgy, mint kavicstakarókon és teraszokon (PÉCSI 1961, 1962b). Leggyakoribbak lejtőkön, de teraszfelsíkokon, ugyanakkor kissé magasabban fekvő síkságokon is megfigyelhetők.

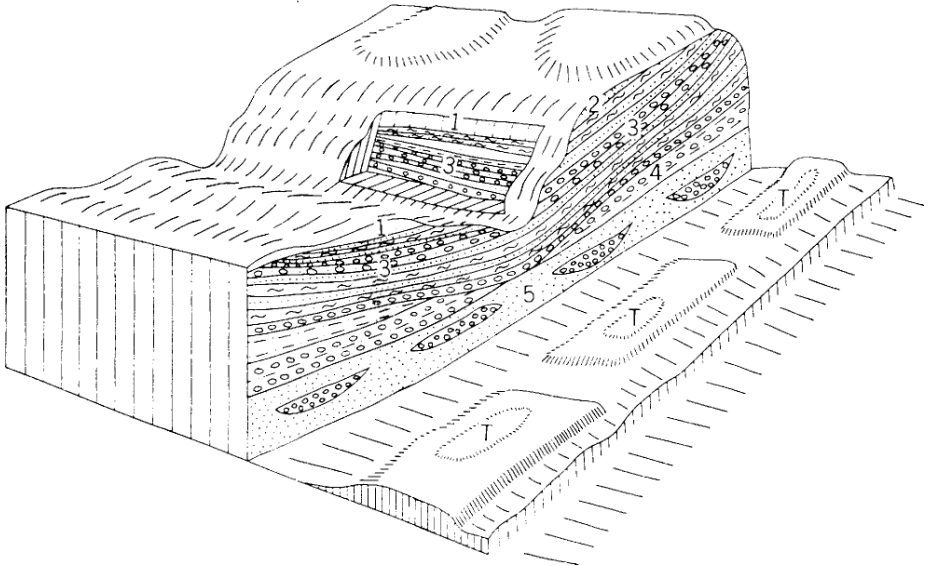
A derázios völgyek, helyenként párosulva eróziós-derázios völgytípusokkal, a középhegységi hegylábi felszínek és a dombságok jelentős részén — mint formaelemek — a domborzatnak több mint a felét elfoglalják. Kisebb területeken előfordul, hogy a felszín túlnyomó részét a derázios völgyek s a közöttük levő derázios gerincek és lejtők alkotják. E völgyek száma ilyen helyeken többszöröse az eróziós völgyekének. Az átmeneti eróziós-derázios völgyformák kialakításában periodikusan hol a derázios folyamatok, hol a lineáris eróziós folyamatok kerültek túlsúlyba. Egyes derázios völgytípusok a jelenkorban eróziós úton átformálódtak. Bár a földművelés alá vett derázios völgyek jó részének lejtőviszonyai a jelenkorban is alakulnak, mégis a völgyek legtöbb-

* Korábban, mint említettük, e folyamatokat összefoglalóan nálunk korrázio névvel jelölték. A korrázios völgy kifejezést elsőnek W. PENCK használta, ő azonban e fogalom alatt eróziós völgyet értett. Mivel a korrázio fogalma általában a külföldi irodalomban nem egyezik meg a mi szóhasználatunkkal, a félreértések elkerülése végett helyesebb, ha a jövőben a *derázios völgy* kifejezést használjuk, annál is inkább, mert a létrehozó folyamatokat a derázio kifejezéssel foglaltuk össze.

A derázios (korrázios) völgy fogalma alatt hosszabb-rövidebb, tál keresztmetszetű vagy keskeny félhengere alakú száraz völgyet értünk. Benne a lineáris erózióknak nyomai nem látszanak, a völgy lejtőit és talpuzatát különböző összetételű lejtőüledékek bélelik ki.

←
течение рискового и вюрмского оледенений; d = делли вюрмского следенения; T = конус выноса; 1 = склоны, начинавшиеся оформляться в нижнем плейстоцене; 2 = отлогие склоны, начинавшиеся оформляться в рисковом оледенении; 3 = отлогие склоны, образованные в вюрмском оледенении; 4 = тектонические линии, отчасти наблюдаемые, отчасти предполагаемые; 5 = окраина плейстоценового педимента
Portion of a Pliocene piedmont benchland degraded by cryoplanation. The area shown in the figure uplifted gradually during the Pleistocene. — P = remainder of a Pliocene piedmont benchland as a genetic feature: derasion-cryoplanational butte. Pp = Pleistocene pediment which has been developing since Early Pleistocene; D = dells formed in the Rissian and Wurmian glaciations; d = Wurmian dells; T = talus fan; 1 = slopes which have been developing since Early Pleistocene; 2 = slopes which have been developing since the Rissian glaciation; 3 = slopes formed in the Wurmian glaciation; 4 = fault lines, partly supposed, partly detectable; 5 = edge of a Pleistocene pediment

jének kialakulása az utolsó glaciálisba vagy annál korábbra nyúlik vissza. Erre bizonyíték, hogy e völgyelések lejtőit olyan rétegzett lejtőüledékek borítják, amelyekben gyakran megtaláljuk a periglaciális fagyhatás nyomait. A lejtőket sűrűn tagoló — glaciálisokban kialakult — völgyek a preglaciálisban, ill. az interglaciálisokban kialakult erőteljesebb reliefenergiát jelentősen csökkentették. A lejtők krioplanációs kiegyenlítődése gyakran annyira előrehaladt, hogy



11. ábra. A Würm glaciálisban feltöltött derázios-, majd a holocénban keskenyebb formában jórészt vonalas erózióval újra kivésott völgy vázlatos tömbszelvénye Balatonszabadi-Sóstó állomásnál (SZILÁRD J. szerint). — 1 = löszös homok; 2 = finoman rétegzett murvaszínóros lösz és homokfrakciókból álló lejtős (völgykitöltő) üledék; 3 = gömbölyűre koptatott, murvaszínórokkal tagolt iszapos homok (tóparti üledék); 4 = alsópleisztocén murvalencsés közepeszmű folyóvízi homok; 5 = futóhomok (4–5 = tavi és folyóvízi fekvő rétegek); T = jelenkori balatoni turzágát

Схематичная блок-диаграмма деразиионной долины, которая была заполнена в вюрмском оледенении и снова, но в более узкой форме выработана в голоцене, главным образом, линейной эрозией. Ж. д. станция Балатонсабади—Шошто (по Я. Силард). — 1 = лёссовый песок; 2 = тонкослойные отложения склона (материал заполнения долины), состоящие из фракций лёсса с лентами дресвы и песков; 3 = окатанный круглозернистый песок с лентами дресвы (озерно-береговое отложение); 4 = среднезернистый речной песок плейстоценового возраста со включениями дресвы в виде линзы; 5 = сыпучий песок; (4–5 = постели речные и озерные); T = современный наносный вал оз. Балатона

Schematic block-diagram of a derazional valley which had been accreted in the Würmian glaciation and was scoured again in the Holocene by mostly linear erosion, resulting in a narrower valley form, Balatonszabadi-Sóstó, railway station (courtesy of J. SZILÁRD). — 1 = loessy sands; 2 = finely laminated loesses with gravel stringers and sand fractions, filling the slopes of the valley; 3 = entirely rounded silty sands interrupted by gravel stringers (lake-shore deposits); 4 = Lower Pleistocene, mediumgrained fluvial sands with gravel lenses; 5 = blown-sands (4–5 = subjacent lacustrine and fluvial beds); T = Holocene sand bar of Lake Balaton

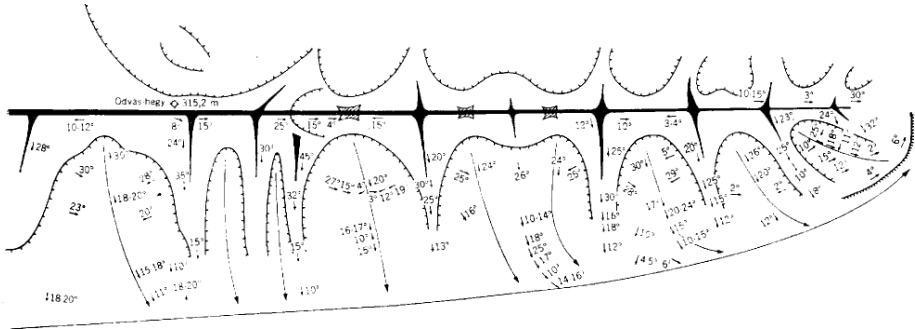
az ilyen lejtőkön a derázios völgyek is részben vagy egészben lejtőüledékekkel töltődtek ki (11., 12. ábra).

A legutóbbi években a hazai geomorfológiai terepkutatásokat a domborzat részletes geomorfológiai térképezésével kapcsoltuk össze. A részletes geomorfológiai térképek a kutatásaink által feltárt eredményeket a tudomány és a gyakorlat számára sokkal konkrétan tartalmazták, mint a szöveges magyarázat.

Geomorfológiai tanulmányokban ugyanis nem volt lehetséges a domborzat minden egyes részét pontosan jellemezni, adottságait feltárni, csupán a

főbb domborzat-típusok értékelésére és azok nagyvonalú elterjedésének ismeretetésére kerülhetett sor. A geomorfológiai kutatás és feldolgozás ilyen módja szükségszerűen egyes „formaelemek” — főként pl. lejtők, lejtős felsíkok, melyek gyakran egyes tájakon a domborzat nagyobb részét alkotják — behatóbb értékelését mellőzte. A részletes geomorfológiai térképezés bevezetésével kutatásaink célja és módszerei is többrétűvé váltak. A geomorfológiai térképezésnél a domborzat minden részére és az azt alakító összes jelenlegi, ill. múltbeli folyamatra tekintettel kell lennünk.

A geomorfológiai térképekről a domborzat minden egyes részéről *egy időben* leolvashatók a felszint felépítő kőzetek és azok kialakulása, a dombor-



12. ábra. Deráziós völgyekkel tagolt és átformált dolomitög (a budaörsi Odvas-hegy példáján). Szerk.: BAJCSY L. — Az ábrázolt rögöt a hossz tengely mentén mindkét oldalról szerkezeti vonalak határolják, lejtőit deráziós völgyek sűrűn feltagolták és a gerincen benyergelődések is létrehozta. A dolomitög lejtőformái a krioplanációs folyamatok hatására általában szelidebbek

Доломитовая глыба, расчлененная и переформленная деразийными долинами (на примере г. Одвашедь у с. Будаёрш). Составил Л. Байчи. — Изображенную глыбу с обеих сторон ограничивают тектонические линии, протягивающие вдоль продольного ося, ее склоны сильно расчленены деразийными долинами, которые создали и седловины на гребне. Формы склонов доломитовой глыбы, вследствие криопланационных процессов, обычно неострые

Dolomite block dissected by dells and re-modelled (Odvas Hill at Budaörs). Courtesy of L. BAJCSY. — The block shown in the figure is limited by fault lines at both sides; its slopes have been densely articulated by dells which even gave rise to saddles on the ridge. The slope forms of the dolomite block are commonly more gentle, as a result of cryoplanation processes

zatot a múltban és jelenleg alakító folyamatok, a különböző genetikus formaelemek, a felszíni formák kora és a domborzat reliefenergiája. Mindezek tanulmányokban vagy könyvekben csak egymásutáni leírásban fejthetők ki.

A hegységi területek geomorfológiai térképezése során azonban kiderült, hogy a felszín egyes elemeinek ábrázolására nincs elegendő általános geomorfológiai ismeretünk, ill. kutatómódszerünk.

Tanulmányunk tehát a felvetett kérdésekkel középhegységeink részletes geomorfológiai térképezéséhez kívánt új szempontokat nyújtani.

IRODALOM

- ANDERSON, J. G., 1906. Solifluction, a component of subaerial denudation. Journ. Geol. vol. 14. 91—112. old. Chicago.
- ÁDÁM L.—GÓCZÁN L.—MAROSI S.—SOMOGYI S.—SZILÁRD J., 1962. Néhány dunántúli geomorfológiai körzet jellemzése. Földr. Ért. 41—84. old.
- BAULIG, H., 1956. Vocabulaire France—Anglo—Allemand de Géomorphologie. Paris. Société d'Édition: Les Belles Lettres 229. old.

- BRYAN, K., 1946. Cryopedology. The study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Am. J. Sci. Bd.* 1244. 622—642. old.
- BULLA B., 1941. A Magyar medence pliocén és pleisztocén terraszai. *Földr. Közl.* 199—230. old.
- BULLA B., 1956. Folyóteraszproblémák. *Földr. Közl.* 2. f. 121—141. old.
- BULLA B., 1958. Néhány megjegyzés a tönkfelszín kialakulásának kérdésében. *Földr. Ért.* 257—274. old.
- BULLA B., 1962. Magyarország természeti földrajza. Bp. Tankönyvkiadó. 424. old.
- BÜDEL, J., 1957. Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. *Z. f. Geomorph. I., NF 1*, 201—228. old.
- BÜDEL, J., 1959. Periodische und epizodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. *Erdkunde XIII.* 297—317. old.
- BÜDEL, J., 1963. Klima-genetische Geomorphologie. *Geogr. Rundschau.* 7. sz. 269—280. old.
- CHOLNOKY J., 1936. Magyarország földrajza. Bp. 529. old.
- DRESCH, J., 1950. Sur les pediments en Afrique Méditerranéenne et Tropicale. *C. R. Congr. Intern. Géogr., Lisbonne 1949.* 19—28. old.
- DRECSH, J., 1957. Pedimente et glaciers d'érosion, pediplains et inselbergs. *L'Information Géographique*, 5. 183—196. old.
- EAKIN, H. M., 1916. The Jukon-koyukuk Region Alaska. *U. S. Geol. Survey, Bull.* 631. Washington.
- HAMELIN, L., 1963. Cartographie Géomorphologique Appliquée au periglaciaire, *Cahiers de Géographie de Québec. N° 14*, 193—209. old.
- KÁDÁR L., 1955. A folyókanyarulatok elmélete és a hegységek áttörésében való szerepe. *Dunántúli Tud. Gyűjtemény.* 3—17. old.
- KÁDÁR, L., 1956. Die Abhängigkeit der Terrassen- und Lössbildung von Quartären Klimaveränderungen in Ungarns. *Lódz, Biuletyn peryglacialny.* 371—404. old.
- KEREKES J., 1941. Hazánk periglaciális képződményei. Beszámoló a Földt. Int. Vita-üléseinek munkálatairól. Bp.
- KÉZ, A., 1937. Flussterrassen im Ungarischen Becken. *Petermanns Geogr. Mitt.*
- LÁNG S., 1955. A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. *Földr. Monogr. I.* Bp. Akad. Kiadó. 512 old.
- LÁNG S., 1958. A Bakony geomorfológiai képe. *Földr. Közl.* 325—346. old.
- ID. LÓCZY L., 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. *A Balaton Tud. Tan. Eredm. I. k. I. r.* Bp.
- MENSCHING and RAYNAL, 1954. Fussflächen in Marokko. *Pet. Mitt.* 3. 171—176. old.
- MENSCHING, H., 1958. Glacis-Fussfläche-Pediment. *Z. f. Geomorph.*
- PÉCSI, M., 1958. Das Ausmass der Quartären tektonischen Bewegungen im Ungarischen Abschnitt des Donautales. *Petermanns Geogr. Mitt.* 274—280. old. Gotha.
- PÉCSI M., 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. *Földr. Monogr. III.* Bp. Akad. Kiadó. 345 old.
- PÉCSI M., 1961. A negyedkori korráziós folyamatok hatása a felszínalakulásra és az üledékképződésre Magyarországon. *Akadémiai doktori disszertáció.* 274 old. Kézirat.
- PÉCSI M., 1962a. A magyarországi pleisztocén kori lejtős üledékek és kialakulásuk. *Földr. Ért.* 19—39. old.
- PÉCSI M., 1962b. Tíz év természeti földrajzi kutatásai. *Földr. Ért.* 305—336. old.
- PÉCSI M., 1963a. Felsőpliocén hegylábi felszín a magyarországi középhegységekben. *Földr. Közl.* 195—212. old.
- PÉCSI M., 1963b. Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn. *Petermanns Geogr. Mitt.* 3. 161—182. old.
- PEJA GY., 1959. Adatok az agyagos-homokos területek felszíni formáinak ismeretéhez. *Kandidátusi értekezés.* Kézirat.
- PINCZÉS Z., 1960. A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza. *Kandidátusi értekezés.* Kézirat.
- PRINZ GY., 1942. Magyarország földrajza. Bp.
- SÜMEGHY J., 1953. Magyarország pleisztocén összefoglaló ismertetése. *Földt. Int. Évi Jel.*
- SZABÓ P. Z., 1957. A Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. *Földr. Ért.* 397—419. old.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1936. Pleistozäne Strukturbodenbildung in den Ungarischen Tiefebene und im Wiener Becken. *Földtani Közölny* 66.

- SZÉKELY A 1961. A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. Kandidátusi értekezés. Kézirat.
- SZILÁRD J., 1963. A Külső-Somogyi-dombság felszínalkotása és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei. Kandidátusi értekezés. Kézirat, 504 old.
- TROLL, C., 1944. Strukturböden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. Geol. Rdsch. 34. 545—694. old.
- TRICART, J., 1950. Cours de Geomorphologie 2^e Partie Geomorphologie Climatique. 270 old. Univ. Paris.
- URBANCSEK J., 1962. Szolnok megye vízföldtana és vízellátása. Szolnok.
- VADÁSZ E., 1960. Magyarország földtana. II. kiad. Bp. Akad. Kiadó.
- WICHE, K., 1955. Fussflächen im Hohen Atlas. Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl., Abt. I. 164, 389—416. old.
- WICHE, K., 1961. Beiträge zur Formenentwicklung der Sierren am unteren Segura (Südostspanien). Mitteilungen der Österreichischen Geogr. Ges. Band 103, Heft 11. Wien.

НОВЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВЕНГЕРСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ

М. Печи

доктор географических наук

Резюме

1. *Пенеплены, предгорные лестницы, педименты.* Венгерские среднегорья-доварисцийские, варисцийские и мезозойские глыбовые горы и молодые третичные вулканические сооружения — с тектонической точки зрения довольно разнообразны, но образовавшиеся на них крупные формы разрушения имеют много сходных черт.

Наикрупными и наиболее характерными типами форм разрушения являются усеченные *пенеплены*, примыкающих к ним обычно две *предгорных лестницы* и широкой полосой окружающие горную страну *педименты*.

а) Способ образования *поверхности выравнивания*, расположенной на уровне горных вершин, автор объясняет — вслед за работами Б. Булла (1958, 1962) — *пенепленизацией* в тропических условиях, которая на более древних глыбах происходила долго, вплоть до конца третичного периода, в то время как на молодых вулканических горах происходило т. н. поздне третичное выравнивание поверхности (в тортонском — нижне-сарматском ярусах) (З. Пинцеш 1960, А. Секель 1961).

б) Краевые *предгорные лестницы М. Печи* признаны за остатки педиментов, образовавшихся к направлению уровней ниже — и верхнепаннонского моря. Бывшие плиоценовые педименты во время многофазового поднятия превращались в предгорные лестницы.

в) *Зону педиментов*, расположенную на окраине венгерских среднегорий, раньше не отличали от предгорных лестниц. Педименты наиболее типично сформировались на окраинах всеобщее поднимающихся территорий, после периода накопления верхнепаннонских отложений, вследствие семиаридного климата верхнего плиоцена (М. Печи 1961, 1963).

В ходе изучения наиболее проблематичной является датировка отдельных денудационных горизонтов. Также очень трудно определить число денудационных горизонтов и то, что денудация или последующее тектоническое движение играли ли решающую роль в образовании отдельных горизонтов, или же они являются результатом обоих процессов.

2. *Влияния третичных тектонических движений на формирование крупных форм рельефа.* Отложения Паннонского внутреннего моря, которое последним разливалось Среднедунайский бассейн, теперь на окраинах внутренних горных массивов Паннонского бассейна обычно обнаруживаются на высоте в 300 м. (местами в 400 м.) над уровнем моря. Однако, во впадине Кишальфельда они находятся в глубине 200 м. под уровнем моря и в самой крупной послепаннонской депрессии Альфельда, в Затисье — около 1000 м. под уровнем моря. Эта большая тектоническая дифференциация происходила, главным образом, во время четвертичного периода (И. Шюмеги 1953, М. Печи 1958, 1959). Значит,

венгерские среднегорья поднялись до современной высоты во время четвертичного периода.

Реки в это время выработывали свои глубокие долины с 5—7 террасами на горных участках, а на окраинах бассейнов создавали крупные конусы выноса. Большая часть конусов выноса продолжается в глубине под поверхностью бассейнов.

В результате интенсивного ритмичного поднятия четвертичного периода образовались все крупные и новые склоны, на которых формировались *плейстоценовые педименты, криопланационные террасы* и увеличивалось число *эрозионных и деразиионных долин*.

Несмотря на то, что четвертичные тектонические движения в Среднедунайском бассейне происходили со сильно переменной интенсивностью, на основе подробного изучения возможно выделить 3 более важных фазы движения (М. Печи 1958): а. доледниковая-раннеплейстоценовая фаза; б. конец минделя — миндель-рисское межледниковье; в. третья фаза, которую можно делить на 2 подфазы: конец риссвюрмского межледниковья — ранний вюрм и послеледниковье.

3. *Рельефообразующая роль перигляциальных процессов.* В условиях холодно-семиаридного климата перигляциальных положений желисолифлюкция и криотурбация, действующая под влиянием режеляции, плоскостный смыв склонов, происходящий по сезонно- или многолетнемерзлым почвам, криофракция и гравитационное передвижение раздробленных обломков — т. е. *деразия*, что является обобщенным понятием этих процессов — привели к двойному результату: 1. Вследствие сноса более крутые участки склонов горных и холмистых местностей превращались в пологие, 2. На склонах от подошв долин до средних высот накапливалось большое количество отложений. Склоны оказались покрытыми чехлом делювиальных отложений, мощность которого увеличивается сверху вниз.

а) Следы *солифлюкционного обнажения склонов* сказываются на склонах в виде солифлюкционных лепешек суглинков и глин, перемещенных конвекционными, ламинарными движениями, сдвинутых ледяных клиньев, гирландов и остатков т. н. «*Streifenböden*».

б) *Плювиоциальный смыв склона* доказывается накоплением в большом количестве тонкозернистых слоистых отломочных материалов склона, заполненными долинами деразиионного и эрозионного происхождения, выровненными склонами.

При определенных экспозициях деразиионные процессы привели к формированию весьма асимметричных склонов долин.

в) Под действием *криофракции* голые, твердые горные породы сильно и глубоко подроблялись и при содействии желидефляционного обнажения в горных странах образовались причудливые формы.

г) Размелченный *грубообломочный материал горных пород* передвигался по более крутым склонам под действием силы тяжести и подвергался сортировке. Следы этих процессов сказываются в ископаемых каменных морях, каменных реках, покровах обломков, а также слоистых осыпах, образовавшихся *содействием талых вод*. Эти *делювиальные* и *колловиальные отложения* являются наслоенными параллельно склонам.

д) В горных породах, где близко к поверхности, хотя бы временно, находилась грунтовая вода, под действием режеляции (давление льда, трещинообразование и поднятие, вызванное морозом, таяние) поверхность глубиной от 1 до 5 м. переобразовалась. Об этом свидетельствуют многочисленные типы и остатки комплекса форм *криотурбационных явлений* (М. Печи 1961, 1963).

е) Деразия совместно действовала с желидефляцией и слабой боковой эрозией, происходящей в перигляциально-семиаридных условиях, хотя интенсивность их взаимодействия от времени до времени изменялась. Совокупностью этих процессов была вызвана планация в большом масштабе (криопланация). На склонах предгорных областей формировались более или менее широкие криопланационные педименты, пологие прямые склоны (М. Печи 1961, 1962), на которых, а также на твердых породах более высоких предгорных лестниц образовались и маленькие криопланационные уступы, террасы. На рыхлых отложениях, в первую очередь в холмогорьях, образовались широкие полосы деразиионно-криопланационных террас.

ж) *Лёсы, лёсовидные отложения холмистых и горных районов Венгрии* большей частью представляют собой гляциальные отложения склонов, делювии. Накопление делювий склонов прекращалось несколько раз (2—3 раза) даже во время последнего оледенения. В эти периоды произошло почвообразование. Разновидности степных и лесных почв различного развития образовались одновременно в зависимости от местных условий. Под действием снова начинающихся процессов деразии эти почвы могли быть

погребенными или разрушенными (на более высоких участках склонов), в последнего случае они вновь накапливались в виде делювиальных семипедолитов, состоящих из более или менее переотложенных почв (они часто встречаются в виде материала заполнения корразионных долин).

з) Вся территория Венгрии входила в перигляциальную климатическо-морфологическую область. Во время оледенений развитие поверхности существенно отличалось от образования рельефа в условиях межледниковья, когда действовала нормальная речная эрозия. Образование эрозионных долин в условиях ана- и катагляциальных климатических типов заменялось образованием пологих деразоонных долин без водотоков (делли). Они заняли преобладающую часть (60—80%) склонов холмов. В результате чередования фаз образования деразоонных долин и аккумуляции *формировалась деразоонное холмогорье со слабой энергией рельефа*, которое сочеталось частой геоморфологической инверсией на склонах. В это же время в предгорных районах образовались криопланационные педименты.

Рельефообразующая роль нормальной речной эрозии стала второстепенной, главным фактом образования рельефа в это время являлись вымерзание, передвижение обломочных материалов по мерзлым почвам склонов под совместным действием режелаяции и силы тяжести. Дефлятивная и аккумулятивная деятельность ветра временами и местами сыграла равнозначную роль с указанными выше процессами деразии в рельефообразовании и образовании отложений.

Хотя в плейстоцене повторявшиеся в ряде фаз перигляциальные процессы не полностью изменили характер долинного ландшафта, оформленного нормальной речной эрозией, но они до значительной степени переформировали его.

NEW PROBLEMS OF THE GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH OF THE HUNGARIAN CENTRAL MOUNTAINS

by

Dr. M. Pécsi

Doctor of the geographical sciences

S u m m a r y

1. *Peneplains, piedmont benchlands, pediments.* The Hungarian central mountains — pre-Variscian, Variscian and Mesozoic block mountains as well as Tertiary volcanic ranges — are structurally rather varied, yet the major destruction forms in them show many affinities.

The biggest and most typical destruction form types are the sheared *peneplains*, the *piedmont benchlands* associated with the former and usually doubled, and the *pediments* surrounding the mountains like a wide belt.

a) The formation mechanism of the peneplain surface at the top of the mountains is explained by tropical peneplanation following the theory of BULLA (1958, 1962). The latter process was active on the older mountain blocks for a long time, precisely till the end of the Tertiary, while in the young volcanic range a so called Late Tertiary peneplanation took place (in the Tortonian — Lower Sarmatian stages; Z. PRINCZÉS 1960, A. SZÉKELY 1961).

b) The marginal *piedmont benchlands* have been interpreted by M. Pécsi as remnants of pediments developed towards the Lower and Upper Pannonian sea level. In the course of the rhythmical uplifting the former Pliocene pediments were transformed into piedmont benchlands.

c) The *zone of pediments* situated on the edges of the Hungarian central mountains was earlier not distinguished from the piedmont benchlands. The pediments developed most typically on the edges of uplifting areas as a consequence of the semiarid climatic conditions in the Upper Pliocene following the deposition of the Upper Pannonian sediments (M. PÉCSI, 1961, 1963).

Most problems arise in connection with the age of the denudation levels. In addition, it is often difficult to determine the number of the denudation levels and to find out whether the individual levels have been produced by denudation, or by posterior tectonic movement, or possibly by both.

2. *Influence of the Quaternary tectonic movements on the development of the major surface features.* The deposits of the Pannonian inland sea which inundated last the Carpathian Basins lie at present at the fringes of the mountains of the Pannonian Basin at average heights of 300 m (locally 400 m) a. s. l. However, they are situated in the Little Plain depression at a depth of 200 m and in the post-Pannonian depression of the Great Plain, the so-called Trans-Tisza Region, as deep as 1,000 m below sea level. This large-scale tectonic differentiation took place, for the most part, during the Quaternary period (J. SÜMEGHY 1953, M. PÉCSI 1958, 1959). Accordingly, the Hungarian central mountains rose to their present height in the Quaternary.

The rivers were incised in their mountainous reaches just that time and scoured out 5 to 7 terraced valleys, while on the borders of basins they accumulated huge alluvial fans. The major portions of the alluvial fans continue under the surface of the basins at great depths.

The rhythmical, intensive uplifting during the Quaternary resulted in the formation of new, gradually larger and larger slopes, on which Pleistocene pediments, cryoplanational terraces and more and more erosional and derasional valleys were modelled.

The Quaternary crustal movements proceeded with intensities fairly varying both in space and time within the Carpathian Basin, yet the detailed geomorphological surveys permitted to distinguish three major phases (M. PÉCSI, 1958): a) pre-glacial — early Pleistocene phase; b) Late Mindelian — Mindelian-Rissian interglacial phase; and c) third phase of crustal movements, which may be split into two sub-phases: end-of-Rissian-Wurmian interglacial sub-phase and post-glacial sub-phase.

3. *Morphogenetic role of the periglacial processes.* Under the dry-cold climate of the periglacials gelifluction and cryoturbation activated by regelation, as well as slope wash, cryofraction and the gravitational mass movement of the cryofractured detritus, i.e. the processes which, all together, will be termed *derasion*, had a double result: 1. The steeper portions of the mountain and hill slopes were flattened by removal. 2. Immense quantities of sediments accumulated on the slopes and at their basis and on the valley floors. They were mantled by talus deposits growing usually thicker downwards.

a) *Solifluctional degradation of slopes* is witnessed by solifluctional loam and clay lumps redeposited by convectional, laminar movement on the slope, by dislocated ice wedges, garlands and remnants of patterned grounds (Streifenböden, médaillon pochvy).

b) *Pluvionivational slope wash* is testified by finegrained, stratified talus deposits accumulated in great amounts, by filled-up derasional and erosional valleys and planated slopes.

At given expositions the derasional processes resulted in markedly asymmetrical valley sides.

c) *Cryofraction* led to an intensive fragmentation of the exposed, solid rocks and the intervention of *gelideflation* resulted finally in the formation of bizarre landscape forms in the mountainous regions.

d) The *coarse detritus* was redeposited through the medium of *gravitation* on the steeper slopes and underwent sorting. This is proved by the presence of fossilized stone placers, stone flows, detritic covers as well as by stratified talus deposits produced by the joint effect of *gravitation* and of the *meltwaters*. These *deluvial* and *colluvial sediments* are bedded parallel to the slope.

e) Where the near-surface strata contained groundwaters, even though periodically only, the near-surface rocks were considerably moulded to depths of 1 to 5 m under the effect of regelation: frost pressure, frost fracturing, frost heaving, thawing. The remnants of numerous types and feature families of the *cryoturbation phenomena* point out this fact (M. PÉCSI 1961, 1963).

f) *Derasion* interacted with *gelideflation* and the feeble lateral erosion taking place under periglacial semi-arid conditions, but the rate of this interaction largely varied. These agents displayed a considerable planating activity (*cryoplanation*). The slopes of the mountain forelands developed to cryoplanational pediments of different size and to even slopes of gentle inclination (M. PÉCSI 1961, 1962), on which, like on the solid rocks of the higher piedmont benchlands, minor cryoplanational steps and terraces were also formed. The loose rocks, particularly those of the hill regions, gave rise to the formation of wide belts of derasional-cryoplanational terraces.

g) *The loesses and loess-like sediments of the Hungarian hill regions and mountains* represent overwhelmingly glacial talus deposits (*deluvia*). The accumulation of the talus

deposits was interrupted several times even in the last glaciation (3—4 times). At those periods soil formation was under way. Steppe and forest soils of different types and stages of development were formed synchronously in compliance with the different local conditions. The recurring derasional processes may have buried or degraded these soils (from the higher portions of the slopes) which were accumulated again as semi-pedolites consisting of more or less redeposited soils (they occur very frequently as fillings of corrasional valleys).

h) The whole territory of Hungary belonged to the region of periglacial climatic morphology. During the glaciations the development of the landscape morphology was rather different from the normal morphogenesis by fluvial erosion which took place in the interglacial periods.

The fluvial valley formation — in the ana- and cataglacial climatic types — was superseded by the formation of flat, drainless, derasional valleys (dells). They occupied the overwhelming majority of the slopes of the rolling landscapes (60 to 80 p. c.). The alternation of derasional valley-forming phases with accretional valley-filling ones resulted in the formation of a derasional rolling landscape of poor relative altitude, coupled with frequent geomorphological inversion on the slopes. On the other hand, the forelands of the mountains were the scenery of cryoplanational pedimentation.

The morphological role of normal fluvial erosion lost its primary importance, and it was cryofraction and slope wash proceeding under the joint effect of regelation and gravitation that became the chief agent. The deflational and accumulative activity of the winds proceeded periodically and locally on a par with these derasional processes in the morphogenesis and sedimentation.

Although the periglacial processes which repeated themselves in several phases during the Pleistocene did not change completely the aspect of the valley landscape modelled by normal fluvial erosion, they re-modelled it in a considerable measure.

Ballenegger Róbert—Finály István: A magyar talajtani kutatás története 1944-ig. 318 old. 30 képpel. Akad. Kiadó. Bp. 1963.

Tudománytörténeti irodalmunk nemrég igen értékes munkával gazdagodott: **BALENEGGER R.** és **FINÁLY I.** professzorok művével. A talajtani kutatásnak közel 150 esztendő múltja van hazánkban. Ez a másfélszáz esztendő igen eredményes, nagy hatású, nemzetközi viszonylatban is ismert és elismert kutatómunka korszaka volt, melynek eredményeit egész könyvtárra menő szakirodalmi tanulmány és könyv örökíti meg.

Ebből a 150 esztendőből az utolsó 100 esztendővel foglalkozik a két jeles szerző műve. Attól az időtől számítják a magyar talajtani kutatások kezdetét, amikor — úgy 1858 körül — **SZABÓ JÓZSEF** professzor felléptével — a kutatásoknak a földtani tudományos ismeretek adnak alapot és keretet. 1861-ben jelent meg **SZABÓ JÓZSEF** alapvető műve: „Békés és Csanád megye. Geológiai viszonyok és talajnevek ismertetése.”

Ne hagyjuk azonban említés nélkül **HUSZÁR MÁTYÁS** nevét. Ez a rendkívül nagy műveltségű, hat európai nyelvet beszélő vízszabályozó és geodéta mérnökünk az 1800-as évek elején 3—4 évig tartó tanulmányúton volt Németországban, Angliában, Franciaországban, Olaszországban és Ausztriában. Korának legkiválóbb vízszabályozó mérnökeivel és vezető természettudósaival személyes ismeretséget és barátságot kötött. Így megismerkedett **THAER ALBRECHT**nek (1752—1828), a „német mezőgazdaság atyjának” alapvető talajismereti tanításaival is.

Míg **THAER** talajtani kutatásait a belterjesebb mezőgazdaság szolgálatába igyekezett állítani, **HUSZÁR MÁTYÁS** felismerte, hogy a különböző talajneveknek igen nagy szerepük van, főként a mozgatott hordalék mennyiségének és minőségének alakulásában, valamint a folyók szakaszjellegének megváltozásában. Éppen ezért, amikor hazatért, és rövidesen (1820) a Körösök vízrendszerének szabályozását, majd a Tisza és a Duna szabályozási terveinek elkészítését is reá bízta (tudvalevően **HUSZÁR MÁTYÁS** tekintetben **VÁSÁRHELYI PÁL** főnöke, tanítómestere és hivatali elődje volt), tételesen, írásban, a Körösök, valamint a Duna mappációjához általa szerkesztett és kiadott végrehajtási utasításban* elrendelte, hogy minden egyes háromszögelési fixpont, ill. a

* Eredetije az Orsz. Levéltárban. Közölte **BENDEFY LÁSZLÓ**: Szintezési munkálatok Magyarországon 1820—1920. Akad. Kiad. Bp. 1958.