

A Cserehátvidék geomorfológiai fejlődése és domborzati képe

SZABÓ JÓZSEF¹

A Cserehát helyzete, határai

A Cserehát az Észak-magyarországi-középhegység vonulatát tagoló, ill. azt kísérő medencesorozat legkeletibb tagja. Ez a kistájak csoportjából álló dombvidék („kistájcsoport”) vagy legalábbis annak magterülete – amint azt a népnyelvben századok óta élő neve is mutatja – a Kárpát-medence egyik történelmi tája. Határai a mai földrajzi tájbeosztásból (MAROSI S.–SOMOGYI S. 1990, Magyarország Nemzeti Atlasza 1989) kiindulva az alábbiak szerint jelölhetők ki:

Ny-on a Bódva és a Sajó, K-en a Hernád völgye keretezi, É-on az országhatár szlovákiai oldalán fekvő Kanyapta (Torna–Abaúji)-medencével (SÓBÁNYI GY. 1896) érintkezik. A határ a viszonylag meredek lejtőknek köszönhetően itt teljesen egyértelmű. D felé fokozatosan keskenyedve a térképen egy olyan háromszöghöz hasonlít, amelynek D-i csúcsa Szikszó közelében van. Kereken 1050 km² nagyságú területe valószínű szigeteket alkotva ugyan elég világosan elválik környezetétől, de a Ny-i oldalát markánsan lezáró Bódva-völgyet mégsem lehet mindenütt egyúttal tájhatárnak is tekinteni.

Semmiképpen sem tartozik a Csereháthoz a Rudabányai-hegységnek a Bódva K-i oldalára átnyúló folytatása, a cserehát dombhátnál mintegy 200 m-rel magasabb, triász mészkőből felépült Szalonnai (Martonyi)-hegység. Ez az 50 km²-es kistáj az Aggtelek–Rudabányai-hegyvidék része.

Szerkezetileg és kőzetanyagában a Bódva szurdokával kettészakított ópaleozóos mészkövekből és palákból álló Szendrő–Rakacai-rögvidék is idegen test a Cserehát Ny-i oldalán, de ez a kistáj legalább magassági viszonyait tekintve illeszkedik a K-i területekhez, és földtörténeti fejlődésének fiatalabb szakaszaiban is kapcsolódott a Csereháthoz. Cserehát kistájként való megjelölése ezért indokolt, de ez esetben a Bódva Ny-i oldalára szakadt részeit is ide kell sorolni.

Nem egyértelmű a Bódva-völgy É-i részének K-i oldalán elterülő mintegy 70 km² nagyságú Tornai-domság hovatartozása sem. K felé ritkuló triász mészkő sasbércei inkább az Aggteleki-karszthoz kapcsolják, a köztük lévő laza (általában pannóniai) üledékből „faragott” dombhátak, széles völgyek viszont a cserehát tájkép jellegzetes tartozékai.

Az Észak-magyarországi-középhegység medencesorának tagjai domborzatilag általában kettős arculatúak: a hegységek felől szemlélve medence jellegűek, viszont abszolút magasságuk és függőleges tagoltságuk alapján dombvidéki karakterük a meghatározó. A Cserehát esetében különösen szembeötlő ez a kettősség. A szomszédos hegységkeret tagjai – a Bükk, az Aggteleki-karszt, a Tokaji(Zempléni)-hegység – átlá-

¹ KLTE Természetföldrajzi Tanszék, 4010 Debrecen, Egyetem tér 1. A tanulmány a T 19321 sz. OTKA kutatási programhoz kapcsolódik. (Témavezető: MAROSI Sándor).

gosan 300–600 m-rel a Cserehát fölé magasodnak. Így azokhoz képest a Hernád–Bódva közti vidék kifejezetten medence (vagy tágas D-i kapuja miatt félmedence) jellegű. Az Alföld felől közelítve viszont tipikus dombság benyomását kelti (medence-dombság). A centrális helyzetű Vadász-patak völgyét kísérő, D-re futó háta Szikszó szomszédságában viszonylag meredek lejtővel buknak az Alföld felszíne alá. A dombság D-i (alföldi) végződése ezért különösen markáns. A Cserehát környezetéhez viszonyított kettős arculatában a táj fejlődéstörténetének két fő szakasza tükröződik:

A Cserehát mint medence, a maga tengeri-tavi és folyóvízi rétegsorával egy korábbi, alapvetően akkumulációs fejlődési szakasz tükröződje, mint felszabdalt dombvidék későbbi, uralkodóan eróziós, denudációs folyamatok eredménye. A környezetétől szigetszerűen elkülönült táj felszínének mai alakjában a dombvidéki jelleg az uralkodó.

Domborzati kép – tagoltság

A Cserehát *magassági viszonyait* tekintve jól illeszkedik a magyarországi dombságok többségéhez. Az abszolút magasság különbségnél (Kecske-pad – Irotától É-ra – 340 m, Vadász-patak völgyésíjja – Szikszótól D-re – 115 m) jellemzőbb, hogy a dombhátak tetőszintje viszonylag nagyon egyező. A fő völgyközi vízválasztó gerincek általában 275–300 m magasak. Ennél magasabbra csak a táj É-i felének néhány terjedelmesebb tetőfelszíne emelkedik, viszont még Szikszó közelében D-en is előfordulnak 270 m-t meghaladó vízválasztók. A táj felszínének enyhe É–D irányú lejtését az mutatja, hogy a 10 csereháti település, ahol a közigazgatási terület átlagmagassága a 250 m-t meghaladja (a maximális érték 268 m – Szemere esetében), egy kivételével (Abod) az É–ÉK-i részen, zömmel az országhatár közelében helyezkedik el. Viszont az Edelény–Encs vonaltól D-re fekvő 27 községben az átlagmagasság Nyomártól eltekintve sehol sem éri el a 200 m-t (a minimum érték Szikszón 129 m).

A felszín függőleges tagoltságát jellemző *relatív relief* a terület közel felén 60–80 m/km² között van. Ez csaknem pontosan megegyezik az észak-magyarországi medencék egészére jellemző átlaggal (73,5 m/km², ill. 74,2 m/km² – ÁDÁM L. 1984). Ennél magasabb értékek főleg a táj É–D-i és K–Ny-i futású völgyeinek vízgyűjtő területét elhatároló fő vízválasztó hát mentén fordulnak elő. 100 m/km²-t meghaladó relatív relief nagyobb gyakorisággal csak a Ny-i peremvidéken, a Bódva-völgy közelében mérhető (Szendrőlád község területén a relatív relief átlagértéke 102 m/km²). A kis (általában 40 m/km² alatti) reliefenergiájú felszínek széles sávja a Sajó és a Hernád mentén tágas félkörben öleli a dombság magterületét.

A vízszintes tagoltságot jól kifejező *völgsűrűségi értékek* vonatkozásában a Cserehát sajátos helyzetben van. Völgsűrűsége a hasonló magasságú és relatív reliefű magyarországi dombságok között a legkisebb. ÁDÁM L. (1984) az átlagszámot 2,2 km/km²-nek adja meg, a szerző mérései (SZABÓ J. 1982) szerint ez az érték még kisebb (2 km/km² alatti). Az alkalmazott völgyelhatárolási elvek és az alapul vett területnagyságok differenciáiból adódó számszerű eltérések ellenére is világos azonban, hogy a völgyekkel felszabdalt Csereháton – ahol pedig a terjedelmesebb völgyközi háta vagy tetők csak jelentéktelen kiterjedésben fordulnak elő, és a Sajó, valamint a Hernád völgyére lankásan ereszkedő, oldalvölgyekkel kevésbé tagolt félsíkok területi részaránya sem jelentős – a völgsűrűség jóval elmarad a várhatótól. Ennek (a látszóla-

gos ellentmondásnak) az lehet a magyarázata, hogy a csereháti völgyek jelentős része feltűnően széles, lejtői lankások, így egységnyi hosszúságú szakaszuk meglehetősen nagy területet foglal el (adott területre nem „fér” több völgy). Az alacsony völgsűrűségi átlag azonban jelentős területi különbségeket takar. A táj széles D-i, DNY-i sávjában a mért értékek csak 1 km/km² körüliek, viszont a Bódva felé eső részeken, az országhatár közelében, és főként a táj ÉK-i sarkában jóval átlag feletti, a szomszédos dombságokét elérő, sőt helyenként azt némileg meg is haladó a völgsűrűség.

A Cserehát jellemző *lejtőviszonyairól* a tájban célszerűen folytatható gazdasági tevékenységek szempontjából kiemelhető, hogy e dombvidéken nemcsak a meredek (25% feletti), hanem a lankás (12% alatti) lejtők részaránya is viszonylag alacsony (a 25%-nál meredekebb lejtők részesedése Szendrőlád kivételével a 85 település egyikén sem éri el a 20%-ot).

A lejtőkategóriák alapján számolható ún. *lejtősségi érték* pontszámai (SZABÓ J. 1986), amelyek elvileg 0 és 2500 közé eshetnek, csak 16 településen érik el az 1000-et (a maximum Szendrőládon 1397), és ugyanennyi az 500 pont alatti értékű községek száma. A tagoltság kapcsán említett területi különbségek a lejtősség tekintetében is felismerhetők.

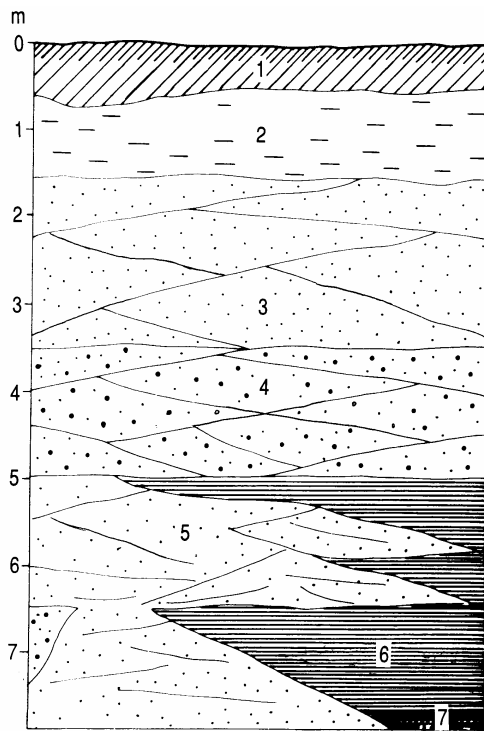
A tájfejlődés fő vonásai

A Cserehát mint medence

Az első fejlődési szakasz a földtani képződmények alapján a sokszor ismétlődő szünetek, sőt számos eróziós időszak közbeiktatódája ellenére alapvetően akkumulációs jellegű volt. A Cserehát zömmel környezetének, ill. környezeté egy részének üledékgyűjtőjeként szerepelt. A szakasz végét a Pannon-tenger/tó visszahúzódása utáni geomorfológiai inverzió jelentette. Ekkor a Cserehát területe a Kárpát-medence emelkedő hegységkeretéhez kapcsolódva jelentős magassági fölénybe került süllyedő alföldi előteréhez képest.

Amint a földtani jellemzésből is kiténik, a csereháti medence kemény aljzatát a Szendrői-hegység ópaleozóos mészkő- és palaövezetének mélyben fekvő K-i folytatása alkotja. A máig szegényes mélyfúrás adatok (RADÓCZ GY. 1971) szerint a Bódva mellékén még mintegy 300 m tszf.-i magasságú óidei mészkő- és palarögök K felé elég meredek – esetleg lépcsős – lejtővel a mélybe süllyednek (Laknál 384 m, Alsóvadásznál 850 m, a Hernád völgyben 1900 m mélyen vannak). Mivel miocénnél idősebb képződmények nincsenek felettük, feltételezhető, hogy hosszú időn át felszínen voltak, vagy ha időnként került is rájuk fiatalabb üledék, az nyom nélkül lepusztult róluk. A Bódva mellékén ma is megfigyelhető szigetszerű megjelenésük alapján – többnyire különálló sasbércek formájában emelkednek ki fiatal üledékköpenyükből – valószínű, hogy a kainozoikumai üledékképződés egy igen egyenetlen, tektonikusan is tagolt felszínen kezdődött, s a lerakódó rétegek (a szarmata üledékek az egész országban itt a legvastagabbak) a felszíni egyenetlenségeket mindjobban nivellálták. A pannóniai tenger-

előntés idején a Ny-i és K-i részek magassági differenciája lényegében eltűnt, sőt a pannóniai üledékek már a Szendrői-rögvidék legmagasabb részeit is befedték. Így az É-i hegységkeret irányából érkező folyók a felsőpannóniai időt követően oszcillálva vízszahúzódó tó viszonylag egyenletes magasságú fenekére hozhatták hordalékukat. E pannon végi és pliocén időszaki folyóvízi akkumuláció homokos-agyagos-kavicsos üledékei – amelyek felszíni vagy felszín közeli maradványai a Cserehát számos feltárárásában (pl. Kupa, Alsógagy, Fáj, Szemere környéke) tanulmányozhatók – jelentik a Cserehát akkumulációs fejlődési szakaszának záró rétegeit (1. ábra). A tavi és folyóvízi üledékek horizontálisan és vertikálisan is igen kevert elhelyezkedése alapján valószínűsíthető, hogy a szárazulattá válás egy viszonylag hosszabb időn át fennálló fluvio-lakusztikus stádium közbeiktatódásával történt.



1. ábra. Homokbánya Alsógagytól K-re a vízválasztó háton. – 1 = enyhén erodált agyagbemosódásos barna erdőtalaj; 2 = kevert homok, agyag, iszap; 3 = közepes szemű homok; 4 = durva és aprókavicsos homok; 5 = közép- és finomszemű homok; 6 = kékesszürke agyag; 7 = sárgásbarna agyag

Sand quarry east of Alsógagy, on the watershed. – 1 = brown forest soil with clay illuviation; 2 = mixed sand, clay and silt; 3 = medium grain size sand; 4 = sand with coarse and small gravel; 5 = medium and fine grained sand; 6 = blueish-grey clay; 7 = yellowish brown clay

A Cserehát területe a szárazföldi felszínalakulás időszakában a Szepes–Gömöri-ércshegység D-i előterében formálódó hegyláb felszín része volt, annak D-i felét alkotta. Az egységes alapú glaciszt a Kanyapta (Torna–Abaúji)-medence besüllyedése szakította ketté. É-i folytatása mind az üledékek, mind a magassági viszonyok alapján az ércshegység pereméig ma is jól követhető Mecenzéfidomság (LUKNIS, M.–MAZUR, E.–KVITKOVIC, J. 1964). A

Kanyapta lokális süllyedését megelőző időszak utolsó nagytömegű üledéke a „kassai kavicsformáció” D-i szárnyát alkotó kavicsstakaró. Ennek maradványai (mintegy 10 m vastagságig) a Cserehát É-i, ÉK-i tetőin ma is megtalálhatók. A legmagasabb tetők durvaszemű üledéke arra mutat, hogy a Cserehát É-i háttérétől való elszakadását közvetlenül megelőzően a kavics forrásául szolgáló É-i hegységkeret erős emelkedésben volt. E tények, valamint a kavicsösszlet krioturbációs formái alapján lehetséges a cserehát akkumuláció lezárulását hozzávetőlegesen a pliocén végére vagy legfeljebb a pleisztocén legelejére helyezni.

A Cserehát dombsággá alakulása

A csereháti akkumuláció megszűnése és a lineáris erózió megindulása elsősorban a hegyláb felszín és az alföldi előtér közt megnövekedő szintkülönbség következménye volt. Ennek a folyamatnak világos bizonyítéka, hogy nemcsak a táj D felé futó dombhátaai végződnek 50–80 m relatív magasságú, meglehetősen meredek lépcsőszerű peremmel az Alföld felett, hanem a fúrások tanúsága szerint a pannóniai rétegek alábukása is igen hirtelenül következik be. A pannóniai rétegek felszínének abszolút magassági értékei: Újfalusi-Kishegy (Szikszó mellett) +160 m, Onga (2 km-re D-re) +95 m, Ónod (10 km-rel D-re) –40 m (FRANYÓ F. 1966). Az emelkedő hegységkeret és a süllyedő Alföld határvonala a Cserehát D-i végződésénél ezért markánsan kirajzolódik. A Cserehát emelkedése – nem vetve el kategorikusan a belső tektonikai vonalak menti összetöredezés lehetőségét (REICH L. 1949; STRAUSZ L. 1939; RADNÓTHY E. 1956; PEJA GY. 1962) – alapvetően egy tömbben történt. Erre vallanak a táj egészén közel azonos tetőmagasságok, és nem zárják ki azt a különböző feltárásokban megfigyelt rendszertelen rétegdőlések sem.

Az emelkedés hatására megkezdődő völgybeágódás legerősebben a tektonikai vonalakkal előjelzett zónákban (Hernád-árok, a Bódva-völgy egyes szakaszai) haladt előre. Az így kialakuló fő völgyek – a mai táj keretvölgyei – mindinkább magukhoz vonzották a táj középső részén D-ies irányba futó vizeket, amelyeknek utánpótlása a Kanyapta-medence süllyedésével egyébként is megcsappant vagy megszűnt. A Hernád és a Bódva formálódó völgye a belső területek helyi erózióbázisa lett. A Cserehát felszabdalódása így döntően a keretvölgyek felől regresszióval kialakuló völgyhálózat következménye. (A Cserehát belsejében a Kanyapta besüllyedésénél korábbi völgytorzókat eddig nem sikerült kimutatni.)

A felszabdalódás jelzett menete jól magyarázza a táj mai völgyhálózatának rajzolatát. A Hernád felé futó vizek a laza üledékanyagban gyorsan mélyítették völgyeiket, ezért a táj K-i kétharmadán hosszú É–D-i irányú konzekvens völgyek (Vadász, Vasonca, Béhus, Petri) alakultak. A Bódva irányába futó vizek völgyfejlesztése nemcsak azért volt lassúbb, mert a táj általános (bár nem túl jelentős) D-ies lejtésirányára merőlegesen képződtek, hanem azért is, mert az ottani vékony pannóniai üledékeket átvágva a kemény paleozóos alapra öröklődtek (*epigenezis*; SZABÓ J. 1978), s a beágódás abban nehezebb volt. Bódva környéki alsó szakaszuk ezért keskeny, sok helyen szurdokszerű, s csak felső szakaszukon – ahol a mélyülő völgyfenekek nem érték el a Szendrő–Rakacai-rögvidék kemény kőzeteit – jelenik meg a csereháti völgyeket általában jellemző lankás lejtőjű széles keresztmetszet. Ez utóbbi völgycsoport tagjai ezért általában lényegesen rövidebbek, mint a meridián irányúak, kivétel csak a Cserehát legnagyobb vízgyűjtő területű völgye, a Rakaca. Jelentékeny méreteit *egyrészt* viszonylagos É-i helyzetének köszönheti. Mielőtt ugyanis a D-ről hátravágódó völgyek völgyfői ilyen É-ra juthattak, a Rakaca – átvágva a rögvidéket – már saját vízgyűjtő területéhez kapcsolta a Cserehát É-i területeit. Gyors regresszióját *másrészről* nyilvánvalóan megkönnyíthette, hogy a Szendrő–Rakacai-rögvidék feldarabolódása már jóval elteme-

tődése előtt megtörtént, és a meginduló völgybevágódás főleg a rögök és a köztük lévő, eltemetett kapuk (FÖLDVÁRI A. 1942) exhumálását végezte.

A Rakaca-völgy hosszabb szakaszon kifejezetten aszimmetrikus (meredekebb D-i, lankás É-i lejtők). Vízyűjtő területe is részaránytalan. É-i, a táj egészének fejlődése szempontjából konzekvens, egymással párhuzamos oldalvölgyei jóval hosszabbak az obszekvens D-iekénél. Az országhatáron sorakozó völgyfők a Kanyapta-medence felé eső fő vízválasztót jelölik ki. Maga a Ny-K-i tengelyű Kanyapta-medence is aszimmetrikus. A Cserehát É-i tetői meredek (helyenként lépcsős) lejtőkkel szakadnak le a medencére, amelynek É-i oldalán az egykori hegyláb felszín konzekvens völgyekkel tagolt háta csak lankásan emelkednek az ércshegység pereméig.

A Kanyapta-medence aszimmetrikus süllyedése alapján felvethető – bár jelenleg még nem bizonyított –, hogy a Rakaca-völgy és vízyűjtő részaránytalansága sem csak a korábbi hegyláb felszín általános lejtésirányára merőleges regressziójának az eredménye. Abban esetleg a Rakacavidék Kanyapta-hoz hasonló aszimmetrikus süllyedése is szerepet játszhatott.

A „Janus-arcú” völgyek – szűk epigenetikus alsó, széles, terjengős felső szakasz – mindenütt tipikusak a Bódva mellékén. A Szendrői-rögvidék É-i oldalán, a Tornai-dombságban is megjelennek. A sokszor festői szurdokok ott a triász mészkő sasbércek közé vágódtak.

Lejtőfejlődés, völgy- és lejtőtípusok

A völgyes tájjá változott Cserehát mai geomorfológiai arculatának csak a „makro” vonásait határozza meg a völgyhálózat rajzolata. A kép részleteinek (a lejtők jellegének) kialakulásában a következő adottságok játszottak jelentős szerepet:

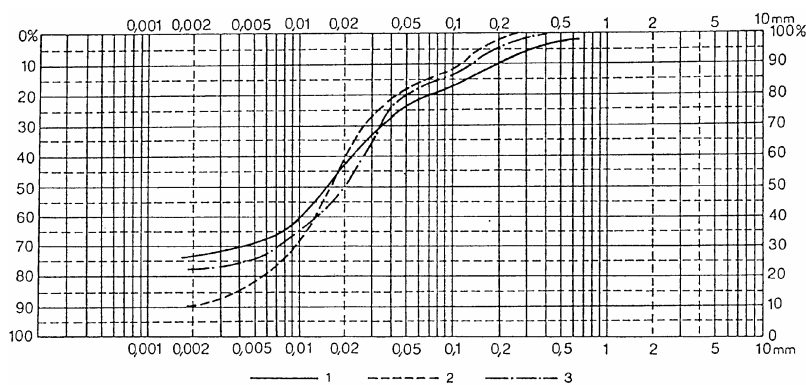
a) A Kanyapta besüllyedésével szigetté vált Cserehát vízbevétele a táj medence jellegéből adódó viszonylag szerény csapadékmennyiségre korlátozódott. Ez jelentős részben hozzájárult ahhoz, hogy a táj belsejében a folyóvízi erózió – főleg a pleisztocén periglaciálisokban – a völgyek többségének formálásában alárendelt szerepet játszott a derázióval szemben.

b) A dombhátak fő tömegét adó eltérő szemnagyságú (agyag, homok, helyenként kavics) pannóniai üledékek állékony-sága kifejezetten gyenge. Ennek a részben redukciós jellegű (kékesszürke), másutt barnás-sárga agyagok többnyire igen magas (sokszor 70% feletti) agyagfrakciója és az agyagfrakció montmorillonitos jellege a fő oka. A bevágódó völgyek lejtői a vízzáró és vízvezető rétegeket egyes szakaszokon többször is elmetszve a *tömegmozgások* számára kedvező feltételeket teremtettek.

c) A pleisztocén óta jellemző tömegmozgások nemcsak a pannóniai, hanem a rátelepült folyóvízi rétegeket is többszörösen áttelepítették és a lejtőkön összekeverték. Ezért ma a völgylejtők többségének felszín közeli anyaga ez az átmozgatott lejtőüledék. A Cserehátról a lösz gyakorlatilag hiányzik. A lösztelenség elsősorban a rossz állékony-ságú üledékeken igen intenzív lejtőfolyamatok következménye. A dombság felszínére érkező hullópor belekeveredett a lejtők áttelepülő anyagába, ezért nem alakulhatott lösszé, jóllehet a sziltfrakció számos, főleg a táj D-i részén lévő feltárás anyagának mechanikai összetételében másodmaximumként egyértelműen kimutatható (2. ábra). Kisebb löszfoltok csak a táj DK-i peremvidékén (a Sajó-völgyi lejtőkön) valamint Forró környékén fordulnak elő. A laza üledékbe vágódó völgyek oldalait a negyedidőszaki

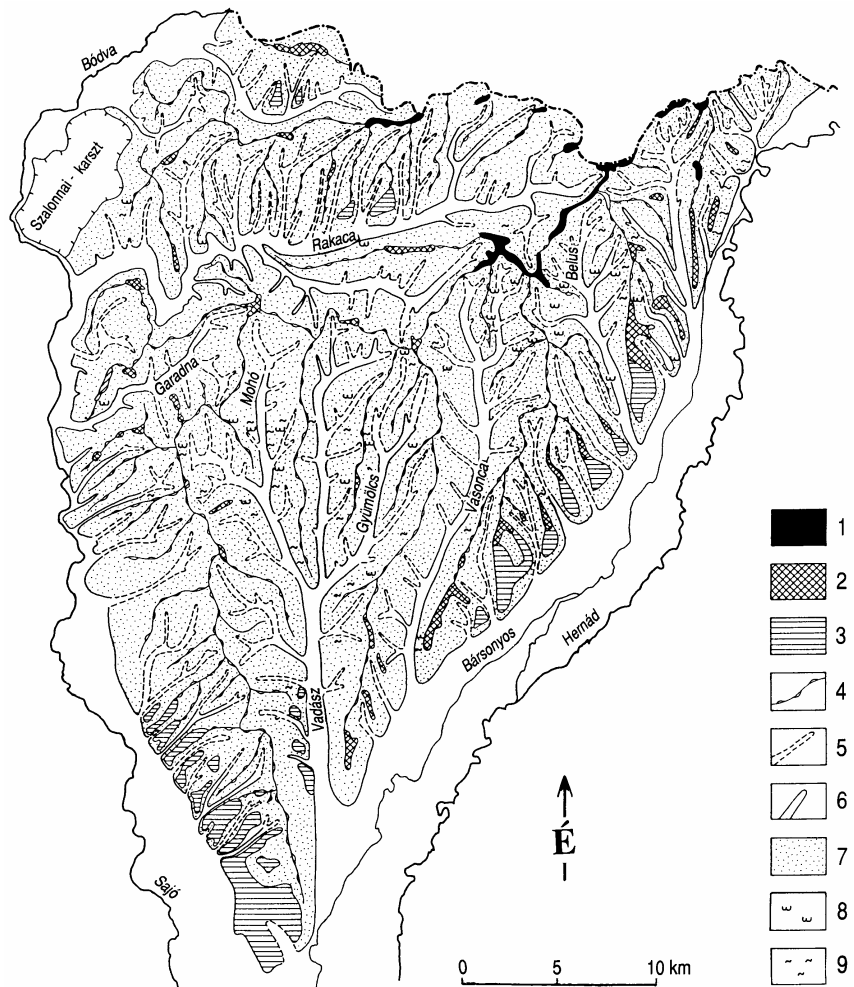
változó klímák alatt sajátos deráziós folyamatok (felszíni leöblítés, talajfolyás, geliflukció, csuszamlások) fokozatosan ellankásították, a völgyeket pedig mindjobban kiszélesítették. Ez a lejtőfejlődés nem kedvezett a völgyi teraszok fennmaradásának sem, így a teraszok nemcsak a dombság belsejében, hanem annak Sajó- és Hernád-völgyi peremén is jórészt elpusztultak. Ez utóbbi részeken a pleisztocénban a lejtőkön a teraszok kavics anyagát is magukba foglaló, viszonylag terjedelmes, helyenként lépcsőszerű hullámokkal tarkított lankás felsíkok (völgyi glacisok) keletkeztek. Ezek a felszínek ma a cserehádi mezőgazdaság legkedvezőbb adottságú területei.

A völgylejtők esésgörbéjének egyenletlensége meglehetősen általános a Cserehát-on. Ennek elsősorban a ma is sok helyen aktív *csuszamlások* a fő okai (3. ábra). A csuszamlások a jelenlegi felszínfejlődésben a lejtőkön működő talaj- és vonalas erózióval lényegében egyenrangú felszínformáló tényezőnek számítanak, s jelentős mértékben hozzájárulnak a Csereháttal kapcsolatban gyakorta emlegetett – „a halmozottan hátrányos helyzetű” – környezet szóhasználatához.



2. ábra. Jelentős löszfrakciót tartalmazó, áttelepített lejtőanyagok a Cserehát D-i részéről. – 1 = Alsóvadász, présházak: vörösbarna lejtőanyag 150 cm-ről (CaCO₃ tartalom 1%); 2 = Homrogd, Kis-tanya: lemezes kevert lejtőüledék 180 cm-ről; 3 = Kázsmárk mellett a lejtőn kialakult vízmosás falából, vörös színű, 150 cm-ről (CaCO₃ tartalom 1%)

Redeposited slope materials from the southern part of the Cserehát with a high content of loess fraction. – 1 = Alsóvadász, wine cellars: reddish brown slope material from 150 cm depth (CaCO₃ content: 1%); 2 = Homrogd, Kis-tanya: laminated and mixed slope deposit from 180 cm depth; 3 = Kázsmárk, from the wall of a gully, red coloured, from 150 cm depth (CaCO₃ content: 1%)



3. ábra. A Cserhát aktív és átmenetileg nyugalomban lévő csuszamlásainak elhelyezkedése a táj geomorfológiai térképén. – 1 = pliocén végi hegyláb felszín többnyire kavicsstakarós maradványai (> 300 m); 2 = tető jellegű, széles völgyközi hátak (280–300 m); 3 = a keretvölgyek teraszszintjei és azok összemosódásával kialakult pleisztocén völgyi glacisok; 4 = keskeny völgyközi hátak; 5 = deráziós völgyek; 6 = túlnyomóan folyóvízi erózióval fejlődő völgyek; 7 = lejtők általában; 8 = aktív csuszamlások; 9 = időlegesen nyugalomban lévő, stabilizálódott, ill. pusztuló csuszamlásos formák (a fehérre hagyott részek a völgytalpak szintjét jelzik)

Position of the active and actually inactive landslides on the geomorphological map of the region. – 1 = remnants of a late Pliocene pediment surface predominantly covered with gravel (> 300 m a.s.l.); 2 = broad interfluvial ridges in summit position (280–300 m); 3 = terrace surfaces of the framing valleys and Pleistocene valley glacis formed as their eluvium; 4 = narrow interfluvial ridges; 5 = derasional valleys; 6 = valleys developed predominantly through fluvial erosion; 7 = slopes in general; 8 = active landslides; 9 = temporarily inactive, stabilised or degrading forms of landslides (blank spots indicate the level of talwegs)

A csuszamlások számára elsősorban a földtani feltételek adottak. A viszonylag lankás lejtők ellenére a kis lejtőszögek sokszor éppen a korábbi csuszamlások következményei. Az enyhén szárazságra hajló éghajlatnak a csuszamlások szempontjából kedvezőtlen vonása a telek relatív szárazsága (az évi csapadék 15%-ával). Ezt némileg ellensúlyozza, hogy a telek hidegebbek, mint a Dunántúlon. A gyakoribb fagyváltóközösség ugyanis előnyös a felszín közeli rétegek vízzel való átitatódásához. Ilyen általános adottságok mellett a rapszódikus jelentkező nedves évek (főleg telek) a csuszamlásos folyamatok hirtelen megélénkülését okozzák, mert a lejtők egyensúlya alacsonyabb víztartalomhoz illeszkedik.

A mozgások nagy többsége a lejtőfelszínek által elmetszett vízvezető rétegeken kialakuló talponti feletti *rétegcuszamlás*, ill. a talajtakaró vagy a lejtőkön áttelepített üledékek alatti csúszópályán kialakuló *köpenyecsuszamlás* (SZABÓ J. 1985). Formailag a többritmú apróhalmazos és a többnyire egyritmú szőnyegcsuszamlások a jellemzők. A földtani felépítés (gyakori rétegváltás) miatt igazi *súvadás kevés van*. A csuszamlások rendszerint felszín közeli csúszópályán történnek, és felszíni kiterjedésük (néhány 100 m²-től néhány hektárig) fészekmélységükhöz képest igen nagy. Általában nem katasztrófászerűek, de évtizedeken át megmaradó egyenetlen felszínük tartósan zavarja vagy akadályozza a mezőgazdaságot. A mintegy 100 csuszamlásos lejtőrészlet tájbeli eloszlása egyenetlen. Legnagyobb számban a Vadász- és a Bélus-patak vízgyűjtőjén fordulnak elő. Feltűnő a Rakacától É-ra fekvő terület „csuszamlás-szegénysége”.

Kistájak és tájrészek a Cserehátban

A Cserehát alapvetően egységes táj. A Bódva–Hernád közti terület nagy részét az egységes földtörténeti fejlődésből adódó, csaknem egységes földtani felépítés, domborzati egyveretűség, szinte homogén éghajlat, közel hasonló vízrajzi és talajadottságok jellemzik. A laza, főleg pannóniai üledékbe mélyedt széles, terjengős völgyek, s az enyhén domború völgyközi hátaik már-már monoton ismétlődése magát az egész tájképet is egységes hangulatúvá teszi, egységes keretbe foglalja. A táj jellege csak Ny-on, a Bódva közelében változik meg. A Tornaszentjakab–Rakaca–Gadna–Edelény közt húzható vonaltól Ny-ra mind gyakrabban tűnnek fel a laza üledékekkel körülölelt, vagy a völgyek oldalában feltároluló kemény kőzetkibúvások. A Rakacától É-ra ezek elsősorban triász korú karbonátos kőzetek sashérszei (*Tornai-dombság*), attól D-re pedig a paleozóos palák, mészkövek tönkrögei (*Szendrő–Rakacai-rögvidék*). E két kistájtól eltekintve a szűkebb értelmű Cserehátban további kistájak elkülönítése nem látszik indokoltnak. A fentebb bemutatott „cserehádi tájjelleg” sajátos módosulásai alapján célszerű azonban a táj néhány részletét külön is jellemezni, annál is inkább, mert néhány ökológiai tényező megváltozása a társadalmi hasznosíthatóságot, a tájpotenciált is befolyásolja.

A Cserehát magterülete

A cserehádi tájjelleg legtipikusabban a két legnagyobb konzekvens völgy (Vadász-, Vasonca-) mintegy 300 km²-nyi vízgyűjtő területén jelenik meg. A szub- és reszekvens, jórészt deráziós mellékvölgyekkel teljesen felszabdalt, közepes meredekségű (5–17%) lejtőkkel jellemzett területen a pannóniai üledékekből álló dombhátak oldalait általában a pleisztocén lejtőfolyamatok által kevert tarka (barnás-sárga, kékesszürke) agyagokkal váltakozó iszapos, homokos rétegek alkotják. A rossz

állékonyságú lejtőkön gyakoriak a pusztuló és friss csuszamlásos formák (a legtöbb a Mohó-völgyben és Csenyété környékén van), a nem túl mély eróziós árkok (Monaj, Homrogd, Gagyapáti) és erős a talajerózió is. A terület É-i felén agyagbemosódásos barna erdőtalajú, D-ebbre főleg barnaföldekkel borított felszíneken az ideálisnál jóval több a szántó, és kevés az erdő (a Vasonca vízgyűjtőjén 10% alatti).

A táj ÉK-i szögletén a helyenként 300 m-nél is magasabb, tetőfelszínekké szélesedő hátaikon (a pliocén glacis valószínű utolsó maradványain) a néhány méter vastag kavicsrétegek az agyagbemosódásos barna erdőtalajok vízgazdálkodását erősen rontják. Részben ezzel függ össze, hogy a Csereháton itt maradt meg a legtöbb erdő. A pannóniai agyagok a lejtőkön gyakran keverednek a kavics alatti pliocén vörösayagokkal. A csuszamlásgyakorosság átlag feletti. Ez főleg a Béhus-patak vízgyűjtő területén okoz gondot a mezőgazdaságnak (SZABÓ J. 1985).

A Cserehát legkevésbé tagolt, legnagyobb összefüggő lankás lejtőoldalakkal jellemzett része DNy-on a Sajó átalakult teraszainak nyomait őrző, alacsonyabb részein lösszel fedett Boldva–Szikszói-sík (PEJA GY. 1962). Hasonlóak ehhez K-en a Hernád-völgyre ereszkedő félsíkok (völgyi glacis). Az idősebb Hernád-teraszokat jórészt eltüntették az areális lejtőfolyamatok, de a fiatalabbak Forró és Csobád közt jól követhetők. A mezőgazdaság számára ezek a legkedvezőbb domborzati adottságú cserehátú térszínnek. A sok évszázados mezőgazdasági hasznosítás is hozzájárult ahhoz, hogy a barna erdőtalajok itt mindinkább mezősségi irányba fejlődnek.

Jelentékeny méretei, sajátos fejlődése és helyzete miatt külön tájrész a Rakacpatak epigenetikus szurdokkal záruló tágas völgymedencéje Rakaca falunál. A helyenként csaknem egy km-re szélesedő vizenyős völgytalp meredekebb D-i lejtőjét közel 10 km hosszú szakaszon nem tagolják oldalvölgyek, csak fiatal eróziós árkok és helyenként terjedelmes sekély csúszások (Szászfával, Büttössel szemben). A lankásan emelkedő É-i oldal párhuzamos mellékvölgyei között viszonylag széles háta sorakoznak. Ezek D-i lejtői viszonylag kedvező feltételeket nyújtanak a mezőgazdaságnak.

A Rakaca-völgy és az országhatár közti É–D-i völgyek völgyfőik környékétől eltekintve különösen szélesek, a völgyközi háta viszonylag alacsonyak, a vidék lejtőssége átlag alatti. Határmenti elszigetelt helyzete miatt féltucatnyi zsákutcás falva a teljes elnéptelenedés küszöbén áll.

A Cserehát Ny-i részének morfológiai jellegét az ópaleozóos kőzetek felszínközeli helyzete módosítja. Ez a terület átmenet a Szendrő–Rakacai-rögvidék felé.

A Szendrő–Rakacai-rögvidék

A szűken értelmezett Csereháttól mind felépítésében, mind morfológiájában erősen elütő kistáj. Jellegét alapvetően a korábban karbon (FÖLDVÁRI A. 1942; REICH L. 1949, 1950; SCHRÉTER Z. 1951), később devon (JÁMBOR Á. 1961; BALOGH K. 1964; MIHÁLY S. 1975; R. KOSÁRY ZS. 1978), sőt ORAVECZ J. (1980) által szilur és ordoviciumi korúnak meghatározott (világos) szürke, részben kristályos mészkő, sötét agyagpala és homokkő vonulatai határozzák meg. A közel 1500 m vastag, már a herciniai hegységképződés során meggyűrt, később többször

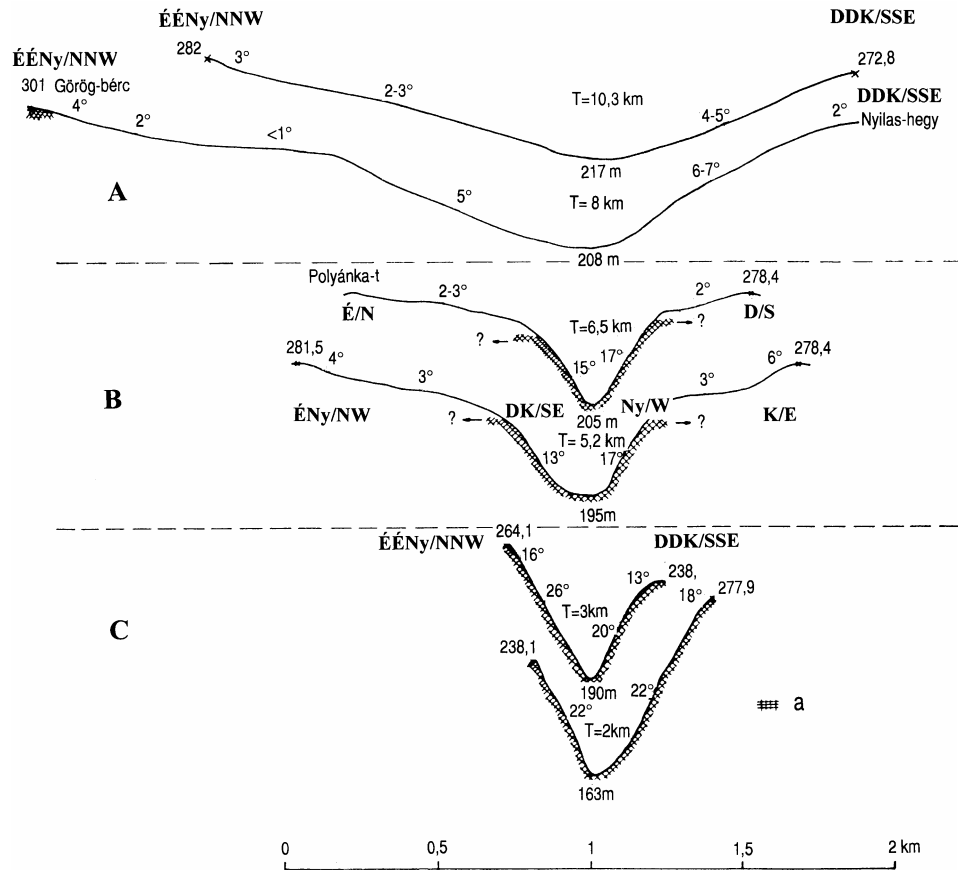
összetört, függőlegesen is elmozdult ópaleozóos összlet legnagyobb, de nem teljesen összefüggő felszíni megjelenése a Bódva-völgy két oldalán, Szendrő és Edelény között figyelhető meg. Innen ÉK felé enyhe íveléssel Rakacáig, DNy-on pedig egyre kisebb felszíni darabok révén Ormosbánya, Izsófalva, Szuhakálló, Kurityán területén át a Sajó-völgyig követhető. A rögök iránya világosan mutatja a hasonló jellegű és korú összletből felépült Upponyi-hegységgel való szoros kapcsolatot. A rögökre tagolódás a csereháti oldalon is jellemző, de a fiatal neogén üledékes köpeny még a rögvidék központi részére is több helyen benyúlik. Ez mintegy jelzi, hogy a magasság tekintetében teljesen a Cserehát és Sajó–Bódva köze dombhátaival illeszkedő, maximum 330 m-ig emelkedő rögvidék legutolsó, a pliocén végétől tartó fejlődési szakaszában exhumálódásban van. Tetőiről a folyóvízi erózió takarította le a neogént, s alakított ki a Bódva két oldalán jellegzetes – és tájképileg is megkapó – epigenetikus völgyrendszert.

Az epigenetikus völgyfejlődésnek Rakacától D-re a Garadna (Abodi)-völgy a legszebb képviselője. Völgyfője a rögvidék legmagasabb tömegébe (Kecske-pad) mélyült, de következő szakaszán már pannóniai üledékbe vágódva folytatódik, kiszélesedik, oldalai ellankásodnak. A völgyfenék azonban néhány helyen eléri az idős mészkőalapot, s ott rövid szurdok alakult ki (Stabil-tanya). Abod alatt ez a különleges helyzet több km hosszan megfigyelhető: az eredetileg laza anyagba vágódó völgy lejtőinek felső része lankás, a mészkő elérése után azonban hirtelen meredekké válik, összeszűkül, tehát egy keresztmetszeten belül jelenik meg a két völgytípus. A Garadna-völgy legalsó, Bódva közeli szakaszán már teljes egészében a kemény kőzetbe vágódott, így kettős osztatúsága eltűnik, és egységes keresztmetszetű mély szurdokot formál (4. ábra).

A rögvidék domborzata egészében véve jóval élénkebb, mint laza üledékű szomszédságáé. Bár magassága ahhoz illeszkedik és helyenként terjedelmesebb tetőmaradványok is vannak (Fazekas-tető, Borda-tető), mind völgsűrűsége, mind reliefenergiája és lejtőssége a legnagyobb a Csereháton. Domborzata és a karbonátos alapkőzet miatt talajai – jelentős részben rendzinák – gyenge termékenységűek, és az egész Cserehátban itt maradt meg a legtöbb erdő.

Tornai-dombság

A Cserehát peremének ez a 70 km²-es kistája az Aggtelek–Rudabányai-hegyvidékhez is sorolható, hiszen a jellegzetes csereháti pannon üledékből kiemelkedő triász mészkő sasbércei a Bódva Ny-i oldalán húzódó Alsó-hegy, ill. a Szalonnai-hegység kőzettani és szerkezeti folytatásai. A sasbércek a Bódva mellékén még csaknem összefüggő vonulatot képeznek, de 2–3 km-rel távolabb már csak kisebb-nagyobb szigetekként emelkednek ki pannóniai környezetükből. Ezért a dombságot K–Ny-i irányba keresztvező völgyek a Szendrő–Rakacai-rögvidéken lévő társaikhoz hasonlóan a Bódva felé tartva kemény kőzetbe (itt triász mészkőbe) vésődnek, s terjengős felső szakaszuk után szűk (epigenetikus) szurdokkal törik át a sasbércek övét. Festői szépsé-



4. ábra. Jellemző völgykeresztmetszetek az Abodi-patak völgyéből. – A = metszetek a pannóniai rétegekbe mélyedt felső völgyszakaszról; B = a szurdok völgyvállakkal jellemzett felső rész; C = a szurdok torkolatkönyéki alsó szakasza; a = paleozóos kőzetek; T = torkolatávolság; magassági torzítás 5-szörös

Characteristic cross sections of the valley of Abodi Stream. – A = sections from the upper part cut in Pannonian layers; B = upper part characterised by gorge valley shoulders; C = lower part of the gorge next to the tributary; a = Paleozoic rocks; T = distance from the tributary; five-fold vertical distortion

gű a Sas-patak szurdoka a Szent János-hegy alatt, és valamivel D-ebbre a Juhász-patak torkolati része, ahol a tornaszentandrás Árpád-kori kápolnával koronázott mészkőszirt emelkedik a völgykijárat felett. A karsztosodó mészkőszirtnek legszebb példája a szomszédos Esztramos-hegy, amelynek kohászati célokra kiválóan alkalmas mészkövet bányászva a karsztfejlődés menetét igazoló emeletes barlangrendszerek kerültek napvilágra. Az Esztramos ma már az Aggteleki Nemzeti Park részeként védett terület.

A Hernád-völgy

Helyzete, határai

A Hernád völgye a legjelentősebb az Észak-magyarországi-középhegységet tagoló harántvölgyek között. Nemcsak azért, mert jelentékeny szélessége miatt igen markáns választóvonal (a magyarországi szakaszán a völgytalp is szélesebb 4 km-nél), hanem mert vízrendszere legmélyebben nyúlik be az Északnyugati-Kárpátokba, s így a Felvidék K-i részének központi területeire hagyományosan a legjobb közlekedési utat jelentette. Mintegy 60 km hosszú magyarországi szakasza önálló kistáj a hazai tájak rendszerében, de az országhatár nem jelenti egyszersmind a táj É-i határát.

A Hernád-völgy Ny-on egész magyarországi szakaszán a Csereháttal érintkezik. Mivel a Cserehát ÉK-i sarkának 280 m magas tetői éppen az országhatáron végződnek, ezért azok É-i oldalán a Hernád-völgy és a Torna–Abaúji (Kassai)-medence között csak egy mindössze 200 m-ig (a Hernád fölé 30 m-rel) emelkedő széles vízválasztóhat jelent bizonytalan határt.

A völgy K-i oldalán a Tokaji-hegységgel határos, de csak az országhatár és Vilmány közti szakaszon. Ettől D-re a hegység és a völgy közé az egyre szélesedő háromszög formájú Szerencsi-sziget ékelődik. Ennek keskeny É-i része (Szerencsköz), valamint szélesebb D-i felének K-i szárnya (Szerencsi-dombság) mind felépítésében, mind anyagában és morfológiájában a vulkáni területhez kapcsolódik. Ny-i részén azonban egyre nagyobb a medence fáciesű pannóniai üledékek szerepe, és magát a Hernád-völgyet közvetlenül már ezek határolják.

Tagoltsága

A völgy, ill. a völgyoldalak tagoltságát döntően a szomszédos tájak jellege, valamint a Hernád tevékenysége határozza meg.

A csereháti oldalt, az egykori hegyláb felszínét konzekvensen felszabdáló, a fővölgyre hegyesszögben érkező oldalvölgyek (összesen 16), valamint a köztük lévő, D felé mind terjedelmesebb, a Hernád felé mérsékelten lejtő völgyi glaci felszínek jellemzik. A lankás lejtőket főleg Forró és Csobád között terasz(ok) tagolják. A K-i oldalon csak Vilmánytól É-ra vannak oldalvölgyek. A Tokaji-hegység felől érkező vízfolyások (6 völgy) a hegységi előtér széles hegyláb felszínét (PINCZÉS Z.–CSORBA P. 1988) szabdallják. A völgytalp és a hegyláb felszín között helyenként teraszok is megjelennek (LÁNG S. 1948). Mindkét oldalra jellemző, hogy ahol a Hernád jelentős oldalazó eróziót fejtett ki, a teraszok hiányoznak (PINCZÉS Z. 1975) és tipikus magaspártok alakultak ki. Magyar területen három markáns magaspárt-szakasz van. Ezek É-ról D felé haladva a bal oldalon az országhatártól Zsujtáig (6 km), a jobb oldalon Hidasnémetitől Méréig (12 km), majd ismét a bal oldalon Gibárttól Gesztelyig húzódnak. Ez utóbbi közel 30 km hosszú, jelentős szakaszán 100 m-nél nagyobb relatív magasságú, és egyet-

len oldalvölgy sem tagolja. Ennek a Hernád intenzív oldalazó eróziója mellett az az oka, hogy a Szerencsi-dombvidék DK-re lejtő felszínén a lefolyás általános iránya nem a Hernád, hanem a Szerencs-patak felé mutat.

A völgyfejlődés alapvonásai

A Hernád magyarországi völgszakasza az ország egyik legfontosabb szerkezeti vonalát (Hernád-vonal) követi. Erre utalnak a kemény paleozóos medencealjzatot elért völgyközeli fúrások eredményei (RADÓCZ GY. 1971), és a fiatalabb – főként pannóniai üledékek sztratigráfiai helyzetéből levonható következtetések. Már RADNÓTHY E. (1956) felismerte, hogy pl. az alsódobszai Felhegyen (Hernád bal part) 200 m magasan húzódó alsó- és felsőpannóniai határ a szomszédos Szikszó-10 fúrásban a felszín alatt 165 m-en rögzíthető. A Hernád-vonal fő vetője tehát a két fúrási hely között fut.

A Hernád mai völgyét mégsem lehet egyszerűen tektonikus árokként felfogni. Bár a szerkezeti vonal preformálhatta a völgyet, s a szerkezeti mozgások fejlődésének egyes szakaszaiban számottevő szerepet játszhattak, a völgy mégis legalább ilyen mértékben eróziós jellegű. Helyén a pannóniai tenger visszahúzódása után aligha lehetett a szomszédos akkumulációs jellegű csereháti hegyláb felszínénél lényegesen alacsonyabb terület, mert az rövid idő alatt magához vonzotta volna a hegyláb felszint és a hordalékkúpjaikat építő vízfolyásokat. Márpedig ezek a Cserehát ÉK-i tetőit fedő kavicsréteg tanúsága szerint, legalábbis annak felhalmozásáig (valószínűleg a pleisztocén elejéig) akkumulációs állapotúak voltak, és a völgyek bevágódása csak ezt követően kezdődött.

A Cserehát K-i felén a völgyek erózióbázisa a Hernád-völgy, tehát kialakulásuk a Hernád-völgy mélyülését követte. A Hernád-völgy jórészt eróziós kivésődésére utalnak a völgy két oldalán létrejött, és részben napjainkig megmaradt teraszok. A völgy süllyedésszerű kimélyülése ellen szól a völgytalp vékony folyóvízi feltöltése. RÓNAI A. (1961) szerint a holocén allúvium alig több 10 m-nél, FRANYÓ F. (1966) térképén pedig a teljes holocén-pleisztocén rétegsor sincs 20 m vastag. Ezt erősítik meg a 80-as évek fúrásai is (KFH-MÁFI 1985). A pleisztocén bevágódás a völgykapu előtti medencerész (előtér) erős süllyedésének volt a következménye. Ezt a hatást fokozta a háttér emelkedése, amelynek mértékében kisebb területen belül is lehettek jelentékeny lokális eltérések.

A Hernád-völgy kialakulásához az is hozzájárult, hogy a csereháti glaciist, ill. hordalékkúpot építő vízfolyások a fluviális felszínfejlődés természetes rendje szerint változtatták futásirányukat az akkumulálódó térszínen, s ez a hordalékkúpról való lecsúszást is magába foglalta. A „Hernád-vonal” mint alacsonyabb területsáv magához vonzhatta a vízfolyások egy részét, megteremtve vagy megnövelve a Hernád folyó őst.

A Hernád napjainkban (és tulajdonképpen a holocénban) már nem bevágódó, hanem kanyarogva feltöltő jellegű. A völgytalpon való meanderezése és időnkénti mederáthelyeződései azonban azt mutatják, hogy a magaspartok kialakításában és folyamatos megújításában döntő fontosságú oldalazó eróziója továbbra is hatékonyan folytatódik. Kanyarulatfejlesztő tevékenysége a szemünk előtt játszódik le, s azt más folyó-

inkhoz képest relatíve kevésbé befolyásolták a szabályozási munkák. Meanderei most is 23 helyen erodálják közvetlenül a magaspartokat. A holocén mederváltozások gyakoriságát nagyszámú elhagyott meder tanúsítja. Közöttük vannak még egészen épek (É-on a Szartos, D-ebbre a Bársonyos), de az eddigi meghatározások szerint a legidősebb sem több 10 000 évesnél (SZABÓ J. 1995, 1996).

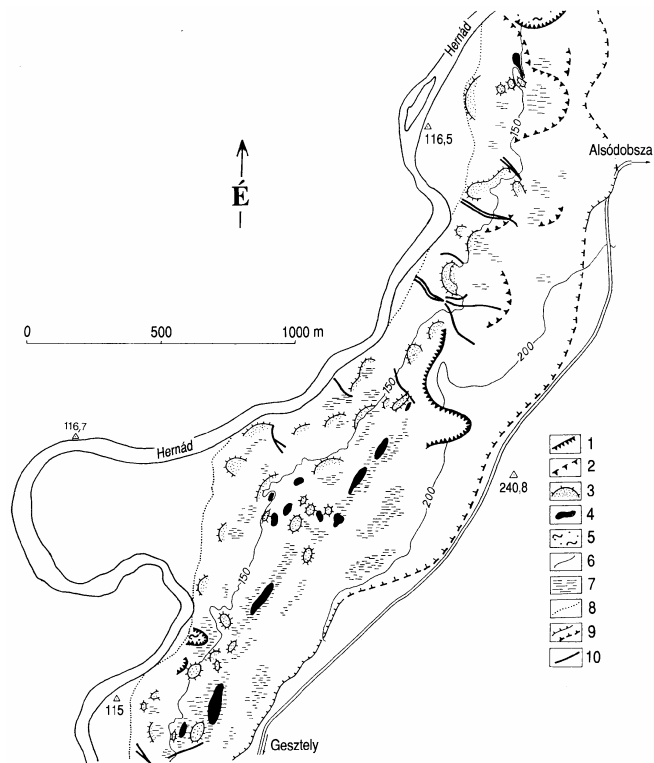
A Hernád-völgy geomorfológiai képe

A 4–6 km széles völgytalpat kísérő lejtők többségén a tömegmozgások jelentik a legfőbb hatótényezőt, és a morfológiai képet is zömmel azok formái határozzák meg. Ennek egyik oka, hogy a völgy többnyire a nagyon rossz állékonyságú pannóniai üledékekbe vágódott, s az azokon zajló intenzív tömegmozgások vagy már eleve megakadályozták a teraszok kialakulását, vagy utólag alakították át azokat. A csereháti oldalon többnyire ez lett a magasabb teraszok sorsa. Hosszabb szakaszon biztonságosan csak egy Novajidránytól Csobádig 35-ről mintegy 15 m-re csökkenő magasságú, valószínűleg fiatal (II/b.) terasz azonosítható (LÁNG S. 1948; BORSY Z.–MOLNÁR B.–SOMOGYI S. 1969; SZABÓ J. 1982).

A tömegmozgások – köztük elsősorban a csuszamlások, részben omlások – másik oka a Hernád oldalazó eróziója. A magasparti szakaszokon a csuszamlásos felszínfejlődés tulajdonképpen minden más formát megsemmisít, s így ott a csuszamlásos formák országos viszonylatban is egyedi gazdagsága figyelhető meg (5., 6. ábra). A csúszópályák a pannóniai üledékek változatos réteghatáraihoz köthetők, s bár általában talppont felettiek, többnyire elég mély fekvésűek (10 m-t meghaladók).

A legnagyobb csuszamlásaktivitás a D-i magaspárt-szakaszon figyelhető meg, elsősorban olyan részeken, amelyekről hosszabb alámosási időszak után a kanyargó meder éppen eltolódóban van (7. ábra). A bal oldali magaspartok néhány m vastag lösztakarója a csuszamlásoknak csak passzív résztvevője, a mozgások csúszópályái a lösz fekjében vannak. Az egyes csuszamlások sokszor egymással is érintkeznek, így a völgy mentében terjedelmes csuszamlásmezők, azok kapcsolódásaiból pedig km hosszúságú csuszamlásrendszerek keletkeznek. A mozgások időbeli periodicitása szabálytalan. Elsősorban nem a folyó vízállásával, hanem az extrém nagycsapadékú telekkel mutatnak szoros korrelációt (SZABÓ J. 1995). Esetenként földrengésekhez is kapcsolódhatnak (SZLABÓCZKY P. 1986).

A csuszamlásos magasparti lejtők gazdaságilag alig hasznosíthatók, több mint 20 km²-nyi területük a Hernád-völgy leggyengébb természeti adottságú része. A termékenyebb talajú teraszfelszínnek, sőt az elhagyott medrek közti magasabb fekvésű völgy-síkok viszont a szomszédos tájakénál is jobb mezőgazdasági potenciállal rendelkeznek. A csuszamlásos oldalak mozgásainak megelőzése nagyobb befektetések esetén is csak bizonytalanul lenne elérhető. Ezért helyesebb volna ennek az országos viszonylatban is különleges magasparti sávnak legalább néhány, településektől távol eső, jellegzetes, formagazdag, intenzív mozgású részét természetvédelem alá helyezni.



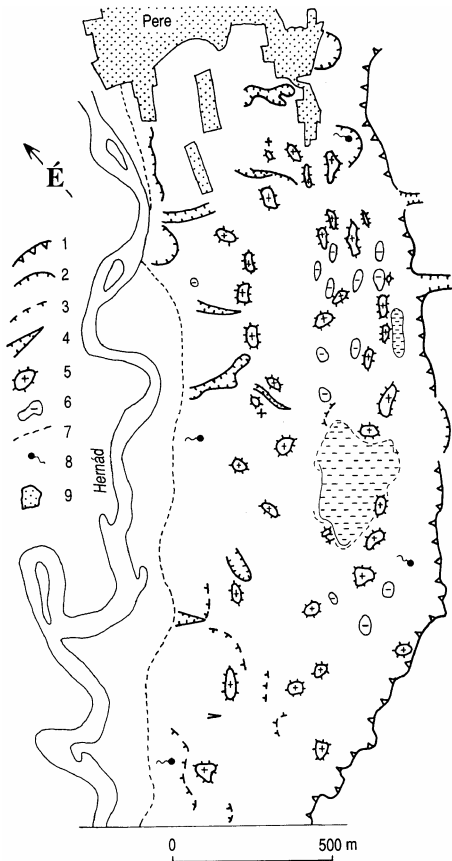
5. ábra. Csuszamlásos formák a Hernád magaspartján Alsódobsza és Sóstófalva között. – 1 = friss szakadásfal növényzet nélkül; 2 = pusztuló szakadásfal; 3 = markáns peremű nagyobb lecsúszott tömegek; 4 = zárt, mocsaras-lápos mélyedések (hepek); 5 = aktív, növényzetmentes csuszamlás felszínek; 6 = szintvonalak (m-ben); 7 = nagyobb, részben zárt hepek; 8 = a magaspárt alsó pereme; 9 = a magaspárti sáv felső, helyenként falszerű pereme; 10 = fiatal eróziós árkok, szakadékok

Forms of landslides along the high bluff of the Hernád, between Alsódobsza and Sóstófalva. – 1 = newly formed wall of sliding without vegetation; 2 = degrading wall of sliding; 3 = larger slid masses with a marked margin; 4 = enclosed, swampy-boggy depression ('hepe'); 5 = active sliding surfaces without vegetation; 6 = contour lines (in m); 7 = larger, partially enclosed hepe; 8 = lower edge of the bluff; 9 = upper edge of the bluff, in some places wall-like; 10 = young erosional gullies

A Bódva-völgy

Helyzete

A Bódva-völgy magyarországi szakasza az Aggtelek–Rudabányai-hegyvidék önálló kistájaként szerepel az újabb magyarországi tájbeosztásban (MAROSI S.–SOMOGYI S. 1990). Joggal tekinthető azonban e hegyvidék és a Cserhát közt húzó-



6. ábra. Csuszamlások a Hernád magaspártja mentén. – 1 = regionális csúszás lábvonala; 2 = regionális csúszás koronavonala; 3 = tereplépcső, árok; 4 = meredek terület; 5 = halom; 6 = mélyedés; 7 = vizállásos terület; 8 = forrás; 9 = település

High bluff of the Hernád affected by landslides. – 1 = base line of the slide; 2 = crown line of the slide; 3 = scarp; 4 = steep slope; 5 = mound; 6 = depression; 7 = area with standing water; 8 = spring; 9 = settlement

oldalak emelkednek. Ezek sokszor csaknem egyenes lejtővel érik el a völgyet határoló hegyek tetőszintjét. A tetőszintek a Tornai-Alsó-hegy és a Szalonnai-hegység esetében 500 m körüliek, a Rudabányai-hegységben és a Szendrő–Rakacai-rögvidékre eső szakaszon 300–350 m magasak.

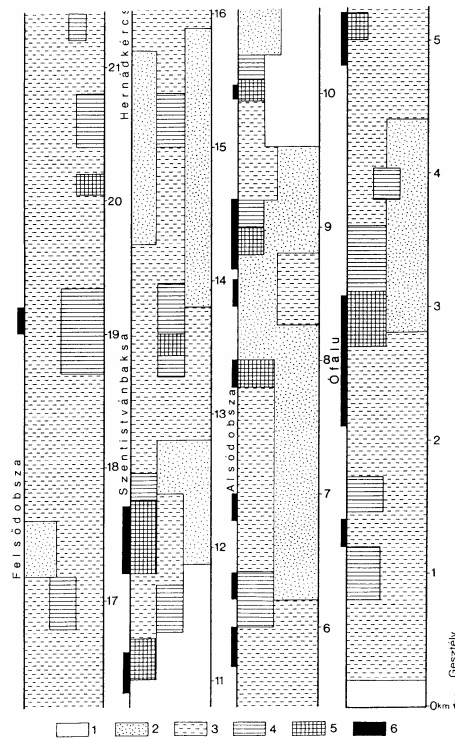
dó, helyenként kiszélesedő határvonalnak (esetleg sávnak) is. Egységes tájként való felfogása azért is problematikus, mert a kerekén 40 km hosszú völgy két feltűnő szurdokában két különálló kistájat keresztez, ill. oszt ketté.

A folyó az országhatárt átlépve mintegy 15 km hosszú szakaszon széles, medence jellegű völgyben folyik, amelyet a magyarországi Felső-Bódva-völgynek nevezhetünk (megkülönböztetésül a szlovákiai Szepsi, vagy méginkább Jászó feletti „valódi” Felső-Bódva-völgytől).

Perkupa és Szalonna közt az összeszesűkülő völgy a Rudabányai-hegységet a Szalonnai-hegységtől választja el, így egy valójában egységes hegyvonulatot fűrészelt ketté. A triász korú karbonátos kőzetekbe vésett rövid szurdok alatt egy klasszikusan szép tágas völgymedence, a Szendrői-medence következik. Ezután a Bódva a Szendrő–Rakacai-rögvidék kemény ópaleozóos kőzeteibe vágódott, s mintegy 5 km hosszú szurdoka (Szendrő-ládig) olyan szűk, hogy a völgy két oldalán emelkedő rögök egy kistájhoz tartozónak tekinthetők (vö. a Cserehát felosztásával). A két medencét és két szurdokot követő legalsó völgyszakasz az Edelénynél tölcészerűen kiszélesedő, a Sajó-völgyre nyíló völgykapu.

Függőleges tagoltság, teraszok

Az országhatártól Edelényig 170 m-ről 130 m-re alacsonyodó völgytalp fölött a szurdokokban és a Felső-Bódva-völgy nagy részén teraszatlan, meredek



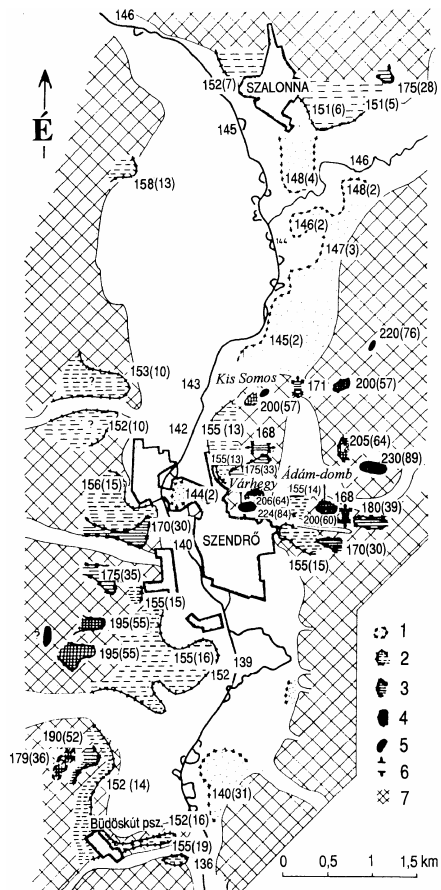
7. ábra. A csuszamlásos lejtőfejlődés aktivitási fokozatai a Hernád bal partján Pere és Gesztely között (0–22 km). – 1 = lejtők csuszamlásos formák nélkül („0” aktivitási fokozat); 2 = erősen pusztuló csuszamlásos formákkal jellemzett partszakasz (I. aktivitási fokozat); 3 = lejtőrészek recens, jelenleg nyugalomban lévő csuszamlásos formákkal (II. aktivitási fokozat); 4 = recens csuszamlásos lejtő aktív részletekkel (III. aktivitási fokozat); 5 = túlnyomóan aktív csuszamlásokkal jellemzett lejtőrész (IV. aktivitási fokozat); 6 = a folyó jelenleg is alámosza a magaspart alsó peremét

Activity levels of the slope development through landslide, on the left bank of the Hernád, between Pere and Gesztely (0–22 km). – 1 = slopes without forms of slides (0 level of activity); 2 = bank section characterised by heavily degrading forms of sliding (I level of activity); 3 = slope segments with recent, actually inactive forms of sliding (II level of activity); 4 = slope affected by recent slide, active in some parts (III level of activity); 5 = slope segment characterised with a predominance of active slumps (IV level of activity); 6 = the river is actually underwashing the lowermost part of the high bluff

A Felső-Bódva-völgy terasztalan impozáns karrlejtője után Bódvaszilastól Perkupáig már három szakadozott teraszszint (10–15 m, 30–35 m, 45–50 m) is megjelenik a jobb oldalon. Sajátosak Bódvaszilás és a Jósva-torkolat közötti, mészkőből kivésett umlauf-bergek (Akasztó-part, Kápolna-tető, Rakacahegy). A bal oldalon csak az alsó terasznak vannak jól felismerhető maradványai (Hídvégárdó, Tornaszentandrás, Dobódél).

Hiányoznak a teraszok a Szalonnai-szurdokban, viszont egész sorozatot képeznek a Szendrői-medencében, amelynek 28%-át teraszfelszínek teszi ki (8. ábra). A többé-kevésbé jól elkülönülő öt terasz területének 90%-a az alsó három szintbe tartozik. Ezek a medence legjobb mezőgazdasági területei: nemcsak az árvizektől, hanem tekintélyes kiterjedésük miatt a talajeróziótól is mentesek. Sziklateraszok mindegyik magassági szintben előfordulnak, de különösen érdekesek a völgy fejlődéstörténetében is fontos szerephez jutó, negyedik és ötödik szintbe (55–65 m, ill. kb. 80 m) tartozó teraszszigetek: Szendrői-várhegy, Ádám-domb, Kis-Somos. Sziklaalapjuk a rögvidek ópaleozóos mészkővéből áll (9., 10. ábra).

Büdöskútpusztánál ismét eltűnnek a teraszok, és csak a Szendrőládi-szurdok végén jelennek meg újra. Az Edelényi-völgykapuban a Szendrő környékihez hasonló gazdagságban sorakoznak, főleg a bal oldalon. A jobb oldaliak viszont terjedelmesebbek, és kisebb megszakításokkal két szintbe rendeződnek. A magasabb (30–35 m) pontosan csatlakozik a Sajó bal partján futó legalacsonyabb teraszhoz (LÁNG S. [1948] szerint ez a Sajó III.sz. terasza).



8. ábra. A Szendrői-medence teraszrendszere. – 1 = 2–5 m-es holocén terasz; 2 = 13–16 m-es második teraszszint; 3 = 30–40 m-es terasz; 4 = 55–65 m-es szint; 5 = 80 m körüli átlagos magasságú teraszmaradvány (tetőszint); 6 = kavicsréteggel igazolt régi átfolyási helyek; 7 = teraszatlan lejtők

Terrace system of the Szendrő Basin. – 1 = 2–5 m Holocene terrace; 2 = 13–16 m second terrace level; 3 = 30–40 m terrace level; 4 = 55–65 m terrace level; 5 = terrace remnant with an average 80 m altitude (summit level); 6 = ancient fluvial channel evidenced by gravel layer; 7 = slopes without terraces

alapján hosszú időn át voltak kitéve felszíni lepusztulásnak, időnként tönkösödésnek. A triász karbonátos kőzetek fiatalabb koruk ellenére ugyancsak sásbércekre darabolódtak,

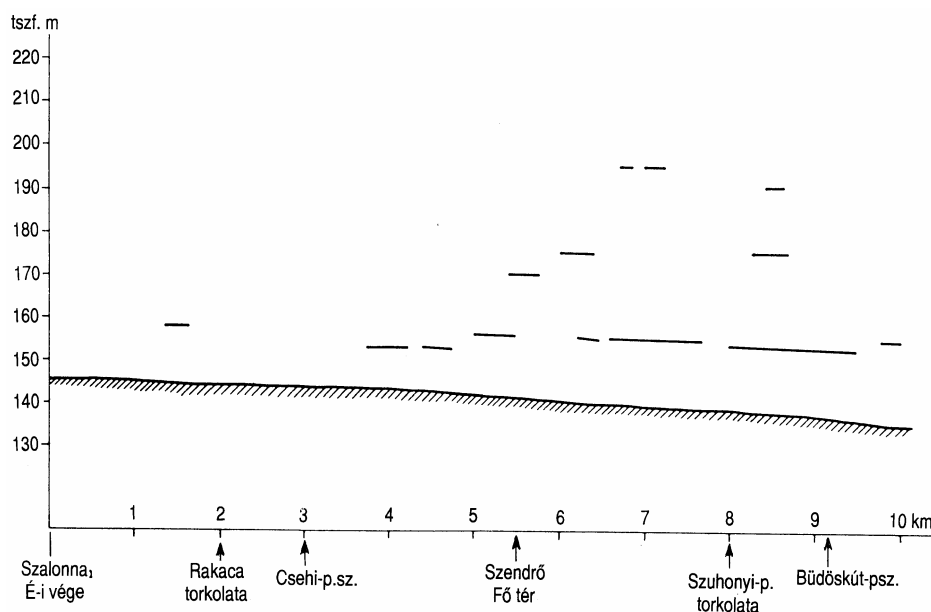
A szépen fejlett alsó szint (10–12 m) D-i peremét a Sajó erodálta, így az igen meredek peremmel végződik. Edelény környékén is több sziklaterasz van, közülük jól ismert a Borsodi-földvár terasz-szigete (15 m). Részletes bemutatásukra itt nincs mód, de említésre méltó, hogy újabb vizsgálatok (RINGER Á. 1994) szerint a terasz jellegű szintek száma a korábban térképezetteknél (SZABÓ J. 1982; MEZŐSI G. 1985) is jóval nagyobb. E szintek egy részének terasz volta azonban még bizonyításra szorul.

A Bódva szurdokokkal elválasztott teraszrendszereinek összekapcsolása ma még megoldatlan, sőt a medencék átellenes oldalain levő teraszmaradványok párhuzamosítása is bizonytalan. Az egyes terasz-szintek konkrét korának meghatározásához kevés a biztos támpont, ezért a korábbi ilyen kísérletek ellenére is csak néhány esetben lehet a völgyfejlődés folyamatából következő általános megállapításoknál többet mondani.

A Bódva-völgy fejlődése

A völgyfejlődésben három folyamat szerepe volt különösen fontos: az exhumáció, az epigenezis és az antecessencia.

1. *Exhumáció (kitakarás).* A Bódva-völgy magyarországi szakaszát teljes hosszában kemény, idős kőzetek kísérik. Ezek többsége ma a felszínen vagy annak közvetlen közelében van. A Szendrő–Rakacai-rögvidék devon mészköveit és paláit a hercíniai hegységképződés óta többszörös tektonikus hatások érték, és a neogén előtti üledékek hiánya



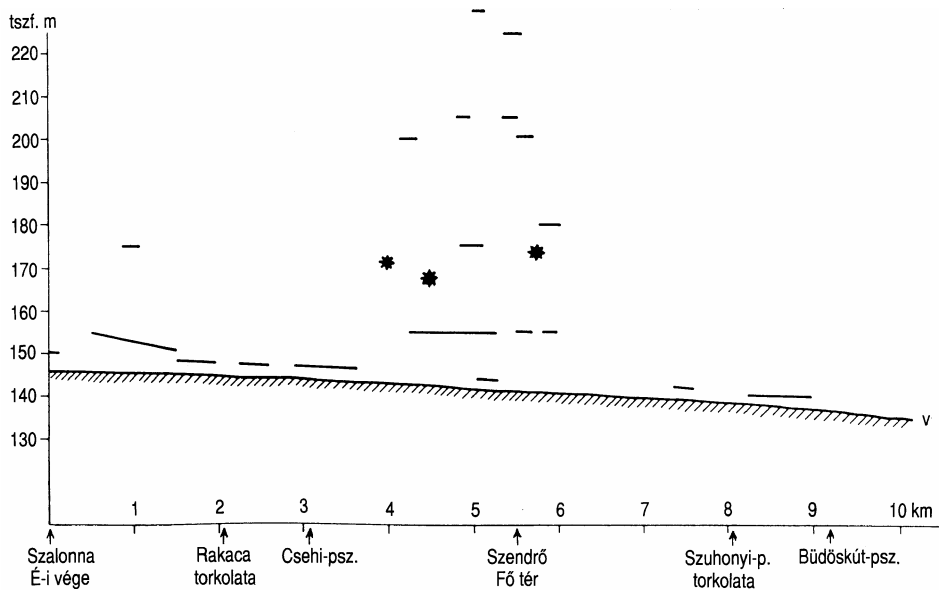
9. ábra. A Szendrői-medence jobb oldali teraszai

Right side terraces in the Szendrő Basin

s mindkét terület alaposan összetöredezve került a pannóniai tengerelöntés alá. A pannóniai üledékmaradványok alapján a transzgresszió csak a legmagasabb (350 m-nél magasabb) részeket nem érintette. Amikor a szárazzá válást követő folyóvízi akkumuláció is megszűnt (vö. Cserehát), az egyenetlenül emelkedő területen a Sajó-völgy erózióbázisához igazodva indult meg a völgyképződés, amely különösen az eltemetett sasbércecs rögök között lehetett gyors, így azok fokozatosan exhumálódva több helyen erősen befolyásolták a kialakuló völgy irányát és helyzetét. Jó példának számítanak erre a Szendrői-medence ópaleozóos anyagú teraszszigetei.

2. *Epigenezis.* A lepusztulás és a völgybevágódás pliocén végi megerősödését követően a mélyülő völgyfenék átréselve a laza üledékfedőt, egyes szakaszokon ráörklődött a kemény kőzetalpra, s abba vésődött tovább. Ez az epigenetikus jelleg jól bizonyítható a Szendrőládi-szurdokban, amelynek kísérő tetőin folyóvízi kavicsmaradványok vannak. Hasonló epigenetikus folyamat a Bódva oldalvölgyeinek alsó szakaszán is lejátszódott (vö. a Tornai-dombság és a Szendrő–Rakacai-rögvidék fejlődését, vagy a Rudabányai-hegység festői szépségű hosszanti helyzetű völgyiszurdokát, a Telekesi-völgyet).

3. *Antecedencia.* Már a környék korábbi kutatói (LÁNG S. 1955; LEÉL-ŐSSY S. 1953) is leírták, hogy a Bódva-völgy egyes szakaszain az antecedencia is szerepet kapott a fejlődésben. Az eltérő magasságú kísérő sasbércek, a völgy több szakaszán kimutatott, s a völgy irányába eső tektonikus vonalak ezt a nézetet alátámasztják. A tektonikus preformáltság mellett alapvetően antecedens módon – az emelke-



10. ábra. A Szendrői-medence bal oldali teraszai. – * = régi átfolyási hely
Left side terraces in the Szendrő Basin. – * = ancient fluvial channel

déssel ellenmozgásban – alakult a Perkupa–Szalonnai-szurdok, kettévágva ezzel a Rudabányai-hegység és a Szalonnai-karszt korábban összetartozó vonulatát.

A völgyképződés intenzív pleisztocén szakaszának magasabb völgyűk maradványait ma a szeszélyes eloszlásban nyomonkövethető teraszokon lehet azonosítani.

IRODALOM

- ÁDÁM L. 1984. Az Észak-magyarországi-hegyvidék alakrajzi jellemzése. – Földr. Ért. 33. 3–4. pp. 321–332.
- BORSY Z.–MOLNÁR B.–SOMOGYI S. 1969. Az alluviális medencesíkságok fejlődéstörténete Magyarországon. – Földr. Közl. 17. (93.) pp. 237–254.
- FÖLDVÁRI A. 1942. Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. – MÁFI Évi Jel. 1936–1938-ról. pp. 819–830.
- FRANYÓ F. 1966. A Sajó-Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében. – Földr. Ért. 15. 2. pp. 153–178.
- JÁMBOR Á. 1961. A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. – MÁFI Évi Jel. 1957–58-ról. pp. 103–119.
- KFH–MÁFI 1985. Magyarország mélyfúrásai alapadatai. – Bp. 1127 p.
- LÁNG S. 1948. Geomorfológiai vizsgálatok a Miskolci kapuban. – Földr. Közl. 68–71. pp. 81–120.
- LÁNG S. 1955. Geomorfológiai tanulmányok az Aggteleki karsztvidéken. – Földr. Ért. 4. 1. pp. 1–20.
- LEÉL-ŐSSY S. 1953. Geomorfológiai és hidrológiai vizsgálatok a Szalonnai-karszton. – Földr. Ért. 2. pp. 323–335.

- LUKNIS, M.–MAZUR, E.–KVITKOVIC, J. 1964. Geomorphological conditions in the region of the East Slovakian Ironworks. – In: IVANICKA, K. (ed.): The Geography of the Region of the East Slovakian Ironworks) – Bratislava, pp.45–64.
- Magyarország Nemzeti Atlasza (főszerk. PÉCSI M.). 1989. – Kartogr. Váll, Bp.
- MAROSI S.–SOMOGYI S. (szerk.) 1990. Magyarország kistájainak katasztere I–II. MTA FKI, Bp. 1023 p.
- MEZŐSI G. 1985. A természeti környezet potenciáljának felmérése a Sajó–Bódva-köze példáján. – Budapest. 216 p.
- MIHÁLY S. 1975. A Szendrői-hegység paleozóos képződményeinek kora. – MÁFI Évi Jel. 1973-ról. pp. 71–81.
- ORAVECZ J. 1980. A földtörténeti ókor első fele Magyarországon. – In: VASVÁRY A. (szerk.): Fejezetek Magyarország geológiájából. pp. 21–36.
- PEJA GY. 1962. A cserehádi tájak földrajzi képe. – Borsodi Földrajzi Évkönyv. pp. 7–31.
- PEJA GY. 1973. Az edelényi táj földrajzi képe. – In: SÁPI V. (szerk.): Edelény múltjából. Edelény, pp.15–38.
- PINCZÉS, Z. 1975. Evaluation of phisico–geographical features of the upper reach of the Hernád–River Acta Geographica Debrecina, Tomus *XIII*. pp. 81–104.
- PINCZÉS, Z. CSORBA, P. 1988. Problems of cryoplanational slope evolution in the NW part of the Tokaj Mountains. – Studia Geomorphologica Carpatho–Balcanica *XXII*. pp. 5–19.
- RADNÓTHY E. 1956. Adatok Szikszó, Megyasszó környéke földtani ismeretéhez. – Földt. Közl. 86. pp. 416–423.
- RADÓCZ GY. 1971. A Cserehát pannóniai képződményekkel fedett területének mélyföldtani felépítése. – MÁFI Évi Jel. 1969-ről. pp. 213–234.
- RAINCSKÁNÉ, KOSÁRY ZS. 1978. A Szendrői-hegység devon képződményei. – Geol. Hung. Series Geologica Tom. 18. Bp. pp. 7–113.
- REICH L. 1949. A cserehádi dombvidék földtani leírása. – Kézirat. MÁFI Adattár T:122. pp. 1–6.
- REICH L. 1950. Földtani megfigyelések a cserehádi dombvidéken és a Szendrői-szigethegységben. – MÁFI Évi Jel. 1949-ről. pp. 155–164.
- RINGER Á. 1994. Északkelet-magyarországi geomorfológiai szintek és régészeti adataik (Felsőpleisztocén folyóteraszok, löszök és barlangi üledékek kronosztratigráfiai rendszere). – Kandidátusi értekezés. Miskolc, 216 p.
- RÓNAI A. 1961. Negyedkori képződmények tanulmányozása a Bódva–Hernád közén. – MÁFI Évi Jel. 1957/58-ról. pp. 165–197.
- SCHRÉTER Z. 1951.: A Szendrői-szigethegység és a határos medencerész földtani vázlata. – MÁFI Évi Jel. 1948-ról. pp. 137–141.
- SÓBÁNYI GY. 1896: A Kanyapta-medence környékének fejlődéstörténete. – Földt. Közl. 26. pp. 193–236.
- STRAUSZ L. 1939. Szikszó környéke. – MÁFI Évi Jel. 1933–35-ről. 505 p.
- SZABÓ J. 1978. A Cserehát felszínfejlődésének fő vonásai. – Földr.Közl. 26. (102) pp. 246–268.
- SZABÓ J. 1982. Felszínfejlődési és természeti tájpotenciál vizsgálatok a Csereháton. Kandidátusi értekezés. Kézirat. Debrecen, 192 p.
- SZABÓ J. 1985. Csuszamlásvizsgálatok a Csereháton. – Földr. Ért. 34. pp. 409–429.
- SZABÓ J. 1986. A Cserehát természeti viszonyai. – In: DORGAI–FEHÉR–SZABÓ–TURNYÁNSZKY: Cserehát: Ember–táj–mezőgazdaság. – Miskolc, pp. 5–87.
- SZABÓ, J. 1995. Stellenwert der Rutschungsprozesse in der morphologischen Entwicklung der Hochuferstrecken von Flüssen – dargelegt am Beispiel des Hernad-Tales. – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft. 137. pp. 141–160.
- SZABÓ J. 1996. Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. – Habilitációs értekezés. KLTE, Debrecen, 206 p.
- SZLABÓCZKY P. 1986. A Hernád magasparti csúszások Pere–Felsődobsza közötti szakaszának bemutatása. – Mérnökgeológiai Szemle, 21. pp. 1–16.

GEOMORPHIC EVOLUTION OF THE CSEREHÁT AND ITS TOPOGRAPHY

by *J. Szabó*

S u m m a r y

The paper deals with this medium (hill) region as part of the macroregion of the North Hungarian Mountains. The basic concept of the elaboration was a geomorphological analysis to be carried out jointly with that of its framing river valleys (Hernád, Bódva) constituting the relief boundary.

A short description of the landscape boundaries is followed by an introduction into the relief features based on the evaluation of the relevant statistical characteristics (mean altitudes, relative relief, slope angles, density of valleys). These figures show a moderate horizontal and vertical dissection in a whole as compared with other hill regions of the country (concerning certain parameters, e.g. density of valleys, the Cserehát has the lowest values among them); most of the relief characteristics tend to decrease from northwest to southeast.

Though the present-day geomorphological characteristics and relief forming processes are related to the hill features, nevertheless the lithological conditions result from a basically accumulational evolution in a basin position. The paper presents a detailed analysis of these two phases of geomorphic evolution emphasising a close relationship of the dissection with the evolution of the framing valleys and with the stages and consequences of the detachment of the Cserehát from the mountain framework. This development gives an excellent example of the relief inversion, of a dissection of an accumulational glacia and its transformation into a valleyed landscape. A predominantly consequent, but in its western part epigenetic valley evolution has played a decisive role in shaping the microregions of specific character. The most actual problem of the geomorphic evolution of the Cserehát is caused by active mass movements on the slopes covered by unconsolidated, sometimes repeatedly redeposited sediments, especially by landslides. After a short description of these slumps, a presentation of the genetically separated sections of microregions closes the part of the paper dealing with the Cserehát proper.

Beside a summary of the general evolution of the Hernád Valley the article provides an analysis of the present-day geomorphological and economic role of the high bluffs suggesting a substantial part played by slumps in their ongoing formation, which is a specific feature in the area of the North Hungarian Mountains.

A similar analysis is focused on the valley segments of different character closely related to the geomorphic evolution of the Bódva Valley (basins and gorges) and on the intrinsic system of terraces.

Translated by L. BASSA