

ÉSZAK-MEZŐFÖLD GEOMORFOLÓGIÁJA*

ADÁM LÁSZLÓ

Bevezetés

Területünk a Mezőföld Duna—Sárvíz közötti részének É-i folytatása. Magába foglalja a középhegységek D-i lábától a budapest—székesfehérvári vasútvonalig húzódó fiatal negyedkori dombvidéket és a Velencei hegységet.

Határai ÉNy-on a Vértes hegység, É-on a Gerecse, ÉK-en és K-en a Kígyós patak, a Benta patak és a Duna völgye, Ny-on pedig a Móri árok és a Fejér megyei Sárrét képezi a határt.

A korábbi kutatók e területet nem tekintették a Mezőföld tartozékának, hanem résztájakra bontva Vértes alja, Gerecse alja, Alcsút—Etyeki dombvidék és Szent László dombvidék néven emlegették. Mi a szóban forgó területet szerkezeti, rétegtani és főleg geomorfológiai fejlődéstörténeti jellegénél fogva a Mezőföldhöz számítjuk, mert a geológiai és morfológiai vonások mindenképpen a Mezőföld Duna—Sárvíz közti területéhez kapcsolják. Észak-Mezőföld egész felszínének morfológiai arculata annyira egyveretű a hozzá kapcsolódó mezőföldi területrészek felszínalaktani képével, hogy azoktól különválasztani semmiféle indok alapján nem lehet.

Idegen szerkezetű elem egész Észak-Mezőföldön — a Velencei hegységen kívül — csak az Etyeki dombvidék Ny-i peremén jelentkezik. Itt a fiatal harmad-negyedkori takaróval fedett alaphegység a felszínhez közel fekszik, elég nagy területen a felszínre is bukkan és szerkezetileg a Középhegységnek D felé kiékelődő vonulata. Az Etyeki dombvidék Ny-i peremének a Mezőföldről való különválasztása tehát jogos lehet, de minthogy a Velencei hegységhez hasonlóan területünkön az idősebb kőzetekből épült idegen rögdarabok csak kisebb szigeteket alkotnak, helyesebbnek tartjuk, ha ezektől eltekintünk és jelenlétüktől függetlenül a Középhegység D-i lábánál húzzuk meg a Mezőföld É-i határát, mert az Etyeki dombvidék Ny-i része és a tulajdonképpeni Mezőföld között sem geológiai, sem morfológiai határmegvonásra lehetőség nem kínálkozik.

Geomorfológiai fejlődéstörténet

Az újharmadkorvégi pannóniai tenger transzgressziója következtében az alsópliocénban Észak-Mezőföld egész területét tenger borította. Az időlegesen előnyomuló sekélyvízű pannóniai tengerből csak az andeziterupcióval áttört Velencei hegység 315 m magas gránittönkje emelkedett ki szigetként. A sekélyvízű pannóniai tenger a Mezőföld térszíne általános, lassú emelkedésének megfelelően vastag rétegekben rakta le agyagos, homokos, kavicsos sekélytengeri üledékeit és a medence fenéktérszínét a középhegységek D-i lábáig kitöltötte.

* Jelen tanulmány Észak—Mezőföld geomorfológiájáról nem adhat teljes képet. A völgyek fejlődéstörténetét, teraszmorfológiáját más alkalommal fogjuk közölni.

A Vértés, Gerecse és Budai hegység lankásabb D-i lejtőin a mezozoos és idősebb harmadkori képződményeket mindenütt pannóniai rétegek fedik.

A felsőpliocén üledékképződésre Észak-Mezőföld térszínén már nem mindenütt került sor, mert a pannóniai beltenger a pliocén közepe felé fokozatosan összezsugorodott és kiédesedett. A pliocén végén területünk már teljes egészében szárazulat. Az eredetileg vízszintesen települt pannóniai rétegekből felépült gyengén emelkedő, északmezőföldi táblán a levantikumban már megkezdődött a felszín letarolódása. A leghatékonyabb felszínformáló denudációs tényező, akárcsak a Mezőföld többi térszínein, területünkön is a levantei vizek felfokozott, felületileg ható felszínlepusztító areális eróziója volt. Ez az eróziós folyamat éppen a Mezőföld É-i részén volt a legerősebb, itt pusztította le a legnagyobb mértékben a pliocén tábla üledékes takaróját. A pliocén-kori felszín olyan erősen denudálódott, hogy helyenként a kivékonyodott takaró alól az idősebb harmadkori és másodkori képződmények is felszínre bukkannak (Étyeki dombvidék).

Ennek a nagyarányú levantei eróziós periódusnak emlékeit őrzik területünk különböző részein a pannóniai üledékek denudált felszínére eróziós diszkordanciával települt levantei kavicstakarók és homokszelvények. A kavicstakarók vastagsága és kiterjedése nagyon különböző. ÉNy-ról DK felé haladva vastagabb rétegeket képeznek, s területünk DK-i részén József-major, Rózsa hegy, Hársas völgy, Pusztazámor, Sashegy és Sósút környékén már összefüggő takaróként borítják a pliocén felszínt.

Észak-Mezőföld morfológiai képeinek kialakításában a nagyarányú, felszínformáló levantei eróziós tevékenység mellett a kéregmozgásoknak is igen nagy szerepük volt. A nagymértékben letarolt északmezőföldi pannon táblát a függőleges mozgások gyors ütemben magasra kiemelték. A kiemelkedés féloldalasan történt, a mezőföldi térszín már ekkor gyengén ÉNy—DK-i irányban lejtett. A kiemelkedés a Mezőföld egyéb térszíneihez hasonlóan itt sem volt egyértelmű. A táblarögök függőleges irányban itt is különböző mértékben mozdultak el, de erőteljesebben kiemelkedtek és jobban feldarabolódtak, mint a Mezőföld egyéb területein. A legerőteljesebben emelkedett ki a terület É-i középső része, ahol átlagosan 180—210 m tszf-i magasságban fekszenek a pannóniai rétegek (alcsúti Csaplári erdő 235 m, Rézhegy 217 m, váli Tekerület hegy 246 m, Csúcsos hegy 236 m, vérteshoglári Miklós hegy 208 m, etyeki Rózsa hegy 215 m, lovasberényi János hegy 232 m).

A szerkezeti mozgásfolyamatok intenzitása a legerősebb a pliocén—pleisztocén határmesgyéjén beállott valachiai mozgások idején lehetett.

Erre vonatkozóan kitűnő bizonyítékot szolgáltatnak a józsefmajori (210 m), hársasvölgyi (153—184 m), rózsahegy (215 m), széles lyukhegyi (205 m), szentgyörgyhegyi (260 m), kőhegyi (205 m), pusztazámori (190 m), sashegyi (180 m), sósúti (150—180 m), mogyoróshegyi (160 m), bányavölgyi (150 m), csillaghegyi (190 m), alcsúti (160—197 m), gyurói (140 m), nagy kiterjedésű, a denudált pannóniai felszínre eróziós diszkordanciával települt levantei kavicstakarók. A különböző szintekben fekvő és a pannon táblarögökkel együtt eredeti településükből ÉNy—DK-i irányban megbillent kavicstakarók az északmezőföldi pannon tábla posztlevantei kiemelkedését nagyszerűen igazolják.

A valachiai mozgásokkal megindult a letarolt pannon felszín nagyarányú feldarabolódása is. A denudált pannon táblát ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i vetődések érték és aprólékosan feldarabolták. Míg a Mezőföld déli, nyugati

és középső részein kifejezetten az ÉNy—DK-i irányú vetődéseknek van jelentőségük, addig a Mezőföld É-i részén a felszín morfológiai képezésében az ÉK—DNy-i irányú vetődéseknek is nagy fontosságuk van. A magasra kiemelkedett sakk táblaszerű rögök mindenütt a hosszanti vetők és az erre merőleges harántvetők mentén emelkedtek ki.

Az erőteljesen kiemelt és feldarabolt pannon tábla a pleisztocén folyamán sem maradt nyugalomban. A vetősíkok mentén egyes táblarögök kiemelkedése tovább tartott, mások viszont lezökkentek és megváltoztatták a felszín relief-energiáját és lefolyásvizonyait is.

A összetöredezett pannon táblarögök letarolódása a pleisztocénban is tovább folytatódott, s habár az eróziós tevékenység fokozatosan vesztett erejéből, Észak-Mezőföld térszíne az újpleisztocénig bezárólag végig denudációs felszín volt. Az ó- és középpleisztocénban a legjelentősebb felszínalakító tényező még mindig a normális denudáció, az areális és lineáris erózió volt.

A hosszan tartó fiatal földtörténeti folyamatok működése eredményeként (areális erózió, lineáris erózió, szerkezeti mozgások) az északmezőföldi letarolt és összetöredezett táblarögök igen élénk domborzatú felszínre alakultak. A normális erózió még az újpleisztocénban is tovább tartott, de ekkor már az akkumuláció volt a jellegzetes, elsősorban az eolikus akkumuláció. A lösz az újpleisztocénig már eróziós dombsággá alakított pannon táblásvidék mélyebb részein halmozódott fel a legnagyobb vastagságban. A szerkezeti mozgások folyamán különböző szintekbe került, erózióval is erősen felárkolt pannon táblarögök közti mélyedéseket mindenütt kitöltötte. Ámde a Mezőföld É-i részén olyan vastag, összefüggő lösztakaró, mint délen és délkeleten, sehol sem képződött; itt csak »fiatal« löszök, az utolsó jégkorszak képződményei borítják a letarolt pliocén felszínt. Idősebb löszök területünkön sehol sem ismeretesek. A löszképződés optimális feltételei területünkön még az újpleisztocénban sem mindenütt voltak meg.

A szerkezeti és térszíni viszonyok nem voltak mindenütt kedvezőek a löszképződésre. Ahol a hulló por törésekkel csak gyengén feldarabolt, lejtősen elhelyezkedő vízjárta területen halmozódott fel, ott nem is tudott lösszé alakulni, mert az erózió vagy a szél könnyen elpusztította. A magasra kiemelt tagolatlan pannon rögök felszíne általában mindenütt lösztelen vagy ha borítja is lösz, az többnyire vékony, nem típusos löszanyag. Az utolsó jégkorszakban a löszképződés mellett a kiújult szerkezeti mozgásoknak ismételt hatékony felszínformáló szerepük volt. Valószínűleg a posztlevantei vetődési vonalak mentén kiújult mozgások darabolták fel aprólékosan az amúgy is élénk reliefenergiájú, nagyobb részében eróziós dombsággá alakult s helyenként már lösszel takart újpleisztocénkori felszínt. Az eróziós dombságot ÉNy—DK-i, ÉK—DNy-i és K—Ny-i irányú fő vetődések érték. A dombvidéket részekre daraboló fiatal vetődési vonalak mentén alakultak ki Észak-Mezőföld nagyobb völgyei, s egyben a vízhálózat mai vonalai is. A vetősíkokat követő folyók eróziós, teraszos völgyeket alakítottak ki: a nagyobbak közül a Császár patak, Váli víz, Szent László víz, Benta patak Würm I és Würm III jégkorszaki feltöltéssel és Würm I—II interstadiális kori és posztglaciális (preboreális) bevágódással kialakították II.a és II.b. sz. (újpleisztocén) teraszaikat. Ezt igazolják az említett völgyekben végzett völgyfejlődéstörténeti és terasz-morfológiai vizsgálatok. Az újpleisztocén kéregmozgások következtében kisebb medencék és völgy-medencék is keletkeztek. Ekkor süllyedhetett meg a Bicskei medence, valamint a Pázmándi és Tárnoki völgy-medence is.

Az óholocén időben a felszín arculata a maitól alig különbözhetett, amikor a holocén kéregmozgások újabb morfológiai elemekkel gazdagították Észak-Mezőföld felszínének domborzatát. Az óholocén mogyorókorszakban alakult ki a Zámolyi medence és a Velencei tómedence. Ugyancsak ez időszakból származó ÉK—DNy-i irányú vetődések mentén keletkeztek a vértessaljai kisebb süllyedéktérszínek és a Velencei hegység É-i előterében a Szűzvári malomárok is.

A fiatal szerkezeti mozgásfolyamatok lezárulásával Észak-Mezőföld felszíni domborzatának kialakulása teljessé lett. A szerkezeti mozgásokkal feldarabolt élénk reliefű lösz borította dombvidék nagyszerűen tagolt tájegységgé alakult. Az egyes tájrészek, amelyek a sok rokonvonás mellett egyéni morfológiai sajátosságokkal is rendelkeznek, az újpleisztocén és holocén vetődési vonalaktól megszabva alakultak ki.

A Szent László víz völgye és a Váli völgy vetője között a *Szent László dombvidék*, a Kígyós—Benta patak tektonikusan meghatározott völgye és a Szent László víz völgye között az *Etyeki dombvidék* és az *Ercsi táblarög* a *Sóskút—pusztazámori rögökkel* együtt, a Benta völgye és az érdi periférikus süllyedékterület között az *Érd—battai pannon rög*, a Váli völgy és a Pázmándi völgymedence között a *Pázmánd—verebi dombvidék*, a Császárvíz völgye, a Lovasberényi völgy és a Vértessacsi völgy vetői között az általuk határolt *Vértessaljai dombvidék*, míg a Császár patak völgye és a Móri árkos süllyedék között a lösz borította *Zámolyi tábla* alakult ki.

A felszín kialakulása

(Morfológiai tájrészek)

Észak-Mezőföld szerkezeti, rétegtani és geológiai fejlődéstörténeti jellegénél fogva annyira egységes felépítésű terület, hogy kisebb tájrészekre való bontása csakis a terület egyéni morfológiai sajátosságai alapján történhet.

1. A Szent László dombvidék

Ez a keskeny, ÉNy—DK-i irányban elnyúló, DK felé fokozatosan alacsonyodó dombvidék a Szent László víz völgye és a Váli völgy süllyedéke között alakult ki. É-on a dombvidék feldarabolódott, lösztakarta pannóniai táblaröge enyhe lejtővel ereszkedik a Bicskei medence süllyedékterülete felé, D-en pedig az adonyi alluviális síkság felé laterális erózióval alámosott meredek töréssperemmel végződik. A két völgy által határolt dombvidék legfontosabb fejlődéstörténeti jellemvonása az, hogy a levantei eróziós periódusban felszíne erőteljesen lepusztult, majd az egész táblarög magasra kiemelkedett és feldarabolódott. A kiemelkedés féloldalasan és erősen aszimmetrikusan történt, mert a dombvidék Ny-i peremén húzódó gerinc sokkal magasabb, mint a dombvidék keleti része, amely legtöbbször minden átmenet nélkül simul bele a Szent László völgy alluviumába. Ezenkívül az emelkedés mértéke területenként is különböző volt. Ezzel magyarázható, hogy a Rézhegyen 217 m, Farkas pusztán 170 m, Hatvani pusztán 200 m, Síma hegyen 178 m, Várdombon 146 m magasságra került a pliocén tábla üledékes takarójának felső szintje.

A Szent László dombvidék egész felszínének geomorfológiai fejlődése a pleisztocén folyamán nem volt egyöntetű és azonos. A dombvidék É-i kisebb részén a levantikumban megindult eróziós tevékenység a pleisztocén jégkorszakok idején is folytatódott s fiatal szerkezeti vetődések mentén erősen feldarabolt eróziós dombvidékké alakult a denudált pannon tábla és felszínén még az utolsó jégkorszakban is csak foltokban képződött vékony, szakadozott lösztakaró. Ez a terület tulajdonképpen a szoros értelemben vett *Alcsút-felcsúti dombvidék*. Ezzel szemben a dombvidék D-i részén, a Tabajd—Bányavölgy puszta közt húzható vonaltól délre eső területen, ahol a pannon táblásvidéket csak kisebb tektonikus vetők érték, a táblafelszín többnyire sértetlen maradt, s rajta vastag lösztakaró képződött.

Az Alcsút-felcsúti dombvidék felszíni domborzatának kialakításában a legnagyobb szerepe a felületileg ható és a felszínt felületileg letaroló areális erózióknak és a fiatal pleisztocén kéregmozgásoknak volt. A területet ért ÉNy—DK-i, ÉK—DNy-i és É—D-i irányú vetődések sűrű hálózata a denudált pannon táblát apró rögökre bontotta. A sakktáblaszerűen feldarabolt rögök közt kisebb-nagyobb süllyedékek keletkeztek. ÉNy—DK-i irányú hosszanti süllyedéktérület választja el az alcsúti Rézhegyet (217,7 m) a 236,9 m magas Szalánka hegytől. A pannóniai homokos, agyagos üledékekből felépült Rézhegy sasbérc jellege erőteljesen kihangsúlyozódik, mert a keskeny rög (300 m széles) Ny-i és É-i oldalán is meredek töréssperemmel szakad le. Az 50—60 m ugrómagasságú vetők mentén kialakult hosszanti süllyedékek a Váli völgy vetőjével párhuzamosak és valószínű, hogy azzal egy időben keletkeztek. A rögök a fiatal vetődések mentén már nem emelkedtek, hanem ÉNy—DK-i irányban gyengén megbillentek.

A Rézhegyet a Szalánka hegytől leválasztó hosszanti süllyedékben alakult ki a Mária völgy, mely a DK felé lejtősödő dombvidéket hosszában szelve a tabajdi süllyedékgig húzódik. Nagyobb mellékvölgye az É—D-i irányban kialakult Kásafőző völgy, melyet már csak gyengébb törés preformált.

Az aszimmetrikus völgyek erősen pusztuló domború lejtői a völgyek egészen fiatal kialakulására utalnak. Állandó jellegű vízfolyásuk nincsen, de ennek ellenére a Mária völgy völgyfője erőteljes hátravágódásban van; s úgy tűnik, hogy hátráló erózióval az alcsúti dombvidék Ny-i peremét átréseli és a Felcsút felől hátravágódott mély aszóvölgyet rövidesen lefejezi és saját lefolyása irányába fordítja. A két völgy völgyfőjét már csak 500—600 m széles, alacsony, hullámos felszínű vízválasztó választja el.

A máriavölgyi süllyedékhez hasonlóan fiatal pleisztocén kéregmozgások hatására alakult ki a Szalánka hegy ÉNy-i előterében a Hosszúúrtási helyi jellegű süllyedéktérület is. A hosszanti tengelyű (ÉNy—DK-i), ovális alakú kis medence a pannon felszínbe süllyedt le. Pleisztocénkori kialakulását a medence felszínét és peremét vastagon beborító levantei kavicsos folyami homok jól igazolja. A Hosszúúrtási süllyedéktérület a K—Ny-i irányú Körtvélyesi völgyön keresztül a Váli völgy felé csapolódik le. A fiatal kéregmozgások hatására a Szalánka hegy (232,7 m) és a Paphegy (228 m) ÉNy-i pereme is keskeny rögökre darabolódott. A rögök közti vetősíkokban kialakult száraz aszóvölgyek is erőteljesen hátravágódtak s jelentős mértékben megbontották a térszín egységét.

A vetődésekkel rögökre darabolt Alcsút-felcsúti pannon táblásvidék a pleisztocén folyamán a felszínt felületileg lepusztító areális erózió hatásának eredményeként jól tagolt eróziós dombvidékké alakult.

A dombvidék féloldalasan kiemelt vastag lösszel takart Ny-i pereme Felcsútnál meredek fallal szakad le a válvölgyi süllyedékre. Alcsút és Tabajd között pedig jól fejlett röglépcsős szerkezettel határolódik el a Váli völgytől. A lépcsőzetes süllyedés minden bizonnyal a Váli völgy kialakulásával kapcsolatos.

A legszebb kifejlődésű a legalsó, 150—160 m magasságban Alcsút, Vértessedoboz, Tabajd vonalában futó szint. Ettől igen éles peremmel válik el a második, 170—175 m magas lépcső. Mindkét röglépcsőt vastag típusos lösz takarja. A második röglépcső szintjéből kiemelkedő 190—200 m magas töréslépcső már nem összefüggő szint. É-i felében a Mária és Kásafőző patakok völgyei vágódtak be és felszínéről az erózió a lösztakaró is lemosta. Valószínű, hogy röglépcsős szerkezet jellegzetes a Váli völgyet határoló Szent László dombvidék Tabajd—Vál közötti szakaszán is, csak a lépcsős süllyedés térszíni egyenetlenségeit a lösztakaró kitöltötte s elsimította az elsődleges szerkezeti formákat.

A Váli völgy kialakulása idejének kortani rögzítése szempontjából igen fontos kérdés, hogy a röglépcsők kialakulása az utolsó jégkorszaki löszképződés előtt már befejeződött-e, vagy, hogy kialakulásuk még az újpleisztocénban is folyamatban volt s velük együtt mozgott a lépcsőket borító lösz is. A lösztakaró kialakulását, a lösz keletkezését és településviszonyait a röglépcsős szerkezet kétségtelenül kedvezően elősegítette. Ezt szépen igazolja a lösz vastagsága is (10—20 m), hiszen a Szent László dombvidéken itt a legvastagabb a lösztakaró. De az egymástól éles peremmel elhatárolódó röglépcsők löszlejtőinek meredeksége és ÉNy—DK-i irányban történt utólagos megbillenése arra utal, hogy kialakulásuk még az újpleisztocénban is folyamatban volt és velük együtt mozgott a lépcsőket borító lösz is.

Annyi bizonyos, hogy mind a Váli völgy vetője, mind pedig a Szent László dombvidék ÉNy-i részét rögzítő daraboló vetődések fiatal pleisztocén szerkezeti mozgások tanúbizonyságai. Ezt látszik igazolni a tabajdi határban kialakult Bélápa tó is. A tómedence ÉNy—DK-i tengelyben a pannon felszínbe süllyedt be. Az ovális alakú süllyedékterület a Mária völgy árkanak a folytatása és fiatal süllyedését a felszínén szétteretett pleisztocén homok feküjébe települt löszréteg nagyszerűen igazolja.

Az Alcsút-felcsúti dombvidék ÉK-i előtere enyhe menedékes lejtővel ereszkedik a Bicskei medence felé. A pannon táblarögnek ez az ÉK-i darabja a Papmajor, Hatvani pusztá, Göböljárás irányában húzódó ÉNy—DK-i vetődési vonal mentén mélyebbre süllyedt és az összetöredezett tábla felszínét a lösztakaró vastagon kitöltötte.

Az eróziós dombvidékké alakult alcsúti pannon táblarögök és a löszborította enyhén lejtő hullámos felszín között nincsen éles határ, mert a lösz az eredeti formákat eltakarta. Az enyhén hullámos, típusos lösszel borított felszínen a lösz lepusztulásformái teljesen hiányoznak. Még a löszmélyutak sem fejlődtek ki. A lösztakaró egységét itt csak a komplex genezisú, ma leginkább korráziós völgyként emlegetett kisebb tálalakú völgyek és ma is fejlődésben levő fiatal eróziós völgyek bontják meg.

A völgyek már erősen hátravágódtak a löszlejtő inflexiós vonala felé és mély völgyfőjükkel már elérték a pannon táblarög löszborította töréssperemét.

A Szent László dombvidék középső és déli részének fejlődése elég jelentős mértékben különbözött az Alcsút-felcsúti dombvidék felszínének fejlődésétől. A pannon táblarög ÉNy—DK-i irányban féloldalasan, erőteljesen

kibillent és felszínén kisebb süllyedések is keletkeztek, de nem darabolódott fel olyan aprólékosan, mint az Alcsút-felcsúti dombvidék. A táblarög erőteljes kibillenését a pannon rétegsor felső szintje jelzi. Ezzel magyarázható, hogy amíg Bélápa pusztán, Farkas pusztán, Marianna pusztán még 180—200 m magasságban van a pannon rétegsor felső szintje, addig Martonvásár—Baracska vonalában ugyanez a rétegsor 110—120 m tszf-i magasságban van. Délebbre még ennél is mélyebben fekszenek a pannóniai rétegek. A denudált pannon táblát az utolsó jégkorszakban képződött vastag lösz takarja. É-ről D felé a lösztakaró vastagsága fokozatosan növekszik, s ezáltal jelentősen enyhíti a pliocén tábla meredekségét. A dombvidék formakincse elég szegényes, a nagy kiterjedésű lösztakaró felszínét a lösz lepusztulásformái és a suvadások még alig tudták megbontani. Az enyhén hullámos löszplató K-i és Ny-i peremét konszekvens és szubszekvens vízfolyások völgyei csipkézik. Ezek többségükben a lösz karsztosodásával és normális erózióval keletkezett löszszakadékok, amelyek a bennük lefolyó csapadékvizek hatására már erősen átalakultak eróziós szakadékvölgyekké. Különösen a löszplató Ny-i, a Váli völgy felé tekintő peremét csipkézik sűrűn az eróziós szakadékvölgyek s Tabajd és Kajászó között már erősen hátravágódtak a löszhátság belsejébe. Itt a löszszakadékok a 10—15 m-es mélységet is elérik. Különösen a nagy záporosók idején harapódnak hátra gyorsan és tágítják völgyfőjüket. Gyurótól É-ra és Barackától D-re a korráziós völgyek jellegzetes tálalakú medencéi. Farkasfája környékén pedig a jelenleg is fejlődésben levő juvenilis formákat mutató uvalaszerű hosszanti mélyedések sűrű hálózata adnak élénkebb jelleget a lösztájnak. A dombvidéket keresztező löszmélyutak Tabajdtól D-re mindenütt gyakoriak. Kialakításukban az uralkodó ÉNy-i szeleknek semmi szerepük nincsen.

2. Az Etyeki dombvidék

Az Etyeki dombvidékhez számítjuk a Szent László víz völgyétől K-re, a Kígyós és Békás patak völgyéig terjedő területet. Szerkezeti és rétegtani viszonyainál fogva a dombvidék Ny-i részét nem sorolhatjuk a szoros értelemben vett Észak-Mezőföldre, mert átmeneti területet képez a Középhegységtől a Mezőföld felé. A területet azonban nem célszerű megfelelni, ezért az egész dombvidéket Észak-Mezőfölddel együtt fogjuk tárgyalni.

Az Etyeki dombvidék felépítésében a pliocén homokos, agyagos üledékes takarón kívül idősebb neogén üledékes kőzetekből álló rétegsor is részt vesz. Ezenkívül a vastagpados szarmata mészkövet helyenként áttörve felső triász dolomitöreg is felszínre kerülnek. A terület nagy részét utolsó jégkorszaki lösz borítja, s így a pliocén-pleisztocén takaró alól csak kisebb-nagyobb foltokban kerülnek a felszínre az idősebb neogén rétegek.

A változatos felépítésű és szerkezetű dombvidék geológiai és morfológiai fejlődése sok tekintetben más volt, mint a Szent László dombvidéké. Itt az üledékes rétegek települése erősen zavart: az egymásután többször megismétlődő vetődésrendszer mentén nagyobb arányú függőleges elmozdulás történt. De az egymásután megismétlődő kéregmozgások mindig egyértelműleg és azonos irányban hathattak, mert az idősebb és fiatalabb üledékes takarók dőlésiránya mindenütt megegyező.

Jaskó a dombvidék felszínének a kialakulását gyűrődéssel magyarázza. Szerinte a felszínt felépítő neogén rétegek gyűrű szerkezetűek, s az egész domb-

vidéken a vetődések szerepe lényegtelen a gyűrődések mellett. A *Jaskó* által feltételezett nagyarányú redővályúk és redőboltozatok kialakulásáról nem igen lehet szó, hanem a felszíni domborzat kialakításában a vetődések mellett a dombvidék gyenge felboltozódásával kell számolnunk.

A felboltozódás ideje a pliocén-pleisztocén határmesgyéjére tehető, amikor a valachiai mozgások hatására a mezőföldi pannon tábla is erőteljesen kiemelkedett. Lehetséges, hogy a töréses felboltozódással együtt járt a Szent László völgy Vérti völgyszakaszának és a Benta Sós-kút feletti töréses völgyének a kialakulása is, de sokkal valószínűbb, hogy az említett völgyek vetői fiatal pleisztocén mozgásokkal alakultak ki.

Az Etyeki dombvidéket morfológiai alapon két kisebb rész tájra kell bontanunk. A két rész táját egymástól a Sajgó patak futásával jelzett törésvonallal határolhatjuk el.

A dombvidéknek a Sajgó patak völgyétől Ny-ra eső része idősebb neogén üledékes kőzetekből felépült ÉNy—DK-i irányú vonulat, amely tulajdonképpen a Középhegység legmagasabban maradt DNy-i nyúlványa. Főleg szarmata durva mészkő, felsőmediterrán osztérés mészkő és pannóniai homokos, agyagos üledékek építik fel, de a neogén rétegek a lösztakaró alól csak foltokban kerülnek a felszínre. A harmadkori rétegek mindenütt az erősen összetöredezett és különböző szintekbe süllyedt triász földolomit alaphegységre települtek. A dolomitrgök kisebb foltokban, a Sándor hegyen (249,2 m), Málé hegyen (254,1 m) és a Csúcsos hegyen (251,5 m) a vastagpados szarmata mészkőrétegekkel körülbukoltan a felszínre is kerülnek.

A 230—250 m tszf-i magasságban fekvő szarmata rétegekre települt pannon üledékek igazolják, hogy a pliocén korszak lezárulásával, a levantai időtől kezdve emelkedett ez a vonulat is a mai magasságra.

A neogén vonulat Ny—K-i irányú aszimmetrikus keresztmetszete azzal magyarázható, hogy az Etyeki dombvidéknek ez a Ny-i szegélye féloldalasan emelkedett ki, s a fiatal, pleisztocén kéregmozgások idején, amikor a dombvidék É-i, K-i és D-i peremterülete lesüllyedt, a féloldalasan kiemelt neogén vonulat központi része nyugalomban maradt, vagy csak kisebb mértékben süllyedt le. A vonulat magasabb központi részéről a pannóniai üledékek a pleisztocén denudációs periódusban teljesen lepusztultak, vastagabb rétegekben csak az É-i és K-i peremterületein maradtak meg. A pleisztocén denudáció a neogén vonulat D-i felében volt a leghatékonyabb, itt nagy területen a szarmata mészkő térszín is laposra denudálódott. Közel vízszintes felszíni denudációs térszín a jellegzetes, amelyet a vízhálózat is csak gyengén darabolt fel. Ez a denudációs tábla D felé lankásan lejtősödik és Szent György malom—Hársas völgy vonalában töréssperemmel végződik el. K felé a denudációs plató észrevétlenül megy át a pusztazámori levantei kavicsos borított pannon rögös vidékbe.

Etyek—Göböljárás pusztája vonalától É-ra a neogén vonulat aszimmetriája még jobban fokozódik, s habár ebben az irányban való lejtősödése sokkal enyhébb, a felszín morfológiai arculata mégis változatosabb. Vastag lösztakaróval borított hullámos felszínből emelkednek ki a Sándor hegy, Málé hegy és a Csúcsos hegy dolomitrgői. A Csúcsos hegytől É-ra a dombvidék hirtelen energikus lejtővel ereszkedik le a Bicskei medence keleti szomszédságában kialakult lapos, teknőszerű süllyedéktérszínre. Morfológiai szempontból ez a terület érdekesebb, mert jobban tagolt és felszíni formákban is gazdagabb. A vastag lösztakaróba a Szent László víz völgye és a Sajgó patak völgye felől

mély aszók vágódtak hátra, s a hullámos löszterszín egységét elég jelentősen megbontották.

A keskeny neogén vonulat Ny-i irányban a Szent László víz völgye felé hirtelen végződik el. A Málé hegytől a Szent György malomig a vonulatnak meredek peremtörése van.

Morfológiai vizsgálataink szerint a Szent László víz völgye nem egyszerű eróziós völgy — amint azt Jaskó feltételezte — hanem 50—100 m-es ugrómagasságú vetődéssel előrejelzett eróziós teraszos völgy. A vetődést az idősebb neogén rétegek települése és a völgyaszimmetria is kétségtelenné teszi. A völgy balpartján a Szentgyörgy hegyen a szarmata mészkő 250—260 m tszf-i magasságban van, míg a völgy szemközti jobboldalán 180—190 m magasságban fekszik; tehát 60—70 m-rel alacsonyabb szintbe került.

Még nagyobb ugrómagasság állapítható meg Göböljárás pusztától É-ra. Ezen a szakaszon a völgy balpartját dolomitra települt vastagpados szarmata mészkő építi fel. A szarmata mészkő 240—250 m magasan fekszik. A völgy jobboldalán az alluvium szintjében (130—140 m) még pannoniai rétegek települnek, a szarmata mészkő több mint 100 m-es ugrómagassággal vetődhetett fel.

A völgyet előrejelző szerkezeti vonalra utalnak a feltörő hévizek hatására murvásodott, porlódott dolomitrészek is. Ilyen porlódott dolomitrészek ismeretesek a Ginza pusztai kőfejtőben, a Szent László víz baloldalán.

A Szent György malomtól D-re a Szent László völgy már pliocén és pleisztocén rétegekbe vágódott be, ezen a szakaszon a völgyaszimmetria még erősebben kidomborodik.

A Sajgó patak töréses völgyétől K-re elterülő dombvidék felépítése és szerkezete hasonló a féloldalasan kiemelt Ny-i vonulatéhoz, azzal a különbséggel, hogy itt az idősebb neogén üledékes kőzetekből épült tábla erősen összetöredezett és megsüllyedt, s a pliocén üledékes takarónak nagyobb szerepe van a dombvidék felépítésében.

Ez a terület is a levantei időtől kezdve emelkedett ki, mégpedig úgy, hogy a Középhegység D-i lábától ÉÉNy—DDK-i irányban lejtett a felszín s a hidrográfiai hálózat is ebben az irányban alakult ki. A laza szerkezetű pliocén üledékes takaró a pleisztocén folyamán a középhegységekből leszaladó vizek erős denudációjának volt kitéve. A gyors denudáció igen vastag rétegösszletet pusztított le erről a térszínről is, csak a vastag levantei és helvét kaviccsal borított területek őrizték meg többé-kevésbé eredeti magasságukat. A kavicstakarós felszínnek valósággal kipreparálódtak környezetükből. A pleisztocén denudáció hatékonyságát a letarolt pliocén tábla felszínén szétteretett, ma a lösz fekjét alkotó eróziós diszkordanciával települt pleisztocén murvás, kavicsos homokszelvények is nagyszerűen igazolják. A murvás, kavicsos folyami homokban sok helyen felismerhetők a jégkorszak szoliflukciós formái.

Az Etyeki dombvidék mai felszínének kialakulása fiatal pleisztocén kéregmozgásokkal hozható összefüggésbe.

A dombvidék felszínének mai lejtésviszonyai ugyanis arra engednek következtetni, hogy fiatal vetők mentén a neogén táblarög kibillent eredeti fekvéséből. A táblarög Ny-i, É-i és K-i határán futó törésvonalat a Sajgó, Kígyós és Benta patakok jelzik, de DK-i és DNy-i határa is szerkezeti vonal.

A táblarög D-ről igen enyhén lejt ÉÉK felé, tehát a felszín magassága D-ről É felé fokozatosan csökken. A táblarög DK-i része csak gyengén lezök-

kent, míg az Etyek—Bia vonaltól É-ra fekvő terület É-i irányban jelentősen megbillent. A kibillent tábla É-i széle és a Gerecse DNy-i pereme közt nagyjából K—Ny-i irányban húzódó lapos teknőszerű süllyedékterület keletkezett, amelyet tulajdonképpen a Bicskei medence K-i folytatásának kell tartanunk.

A fiatal szerkezeti mozgásoknak igen nagy felszíninformáló jelentőségük volt, következményükként a felszíni domborzat arculata is jelentős mértékben módosult.

A szerkezeti mozgások különösen a dombvidék jelenkori vízhálózatának kialakulására voltak döntő befolyással. A Gerecséből leszaladó vizeknek erózióbázisa a lapos süllyedékterület lett, de az Etyeki tábla É-ra történt megbillenése következtében a dombvidék nagyobb részéről is a süllyedékterület felé irányulva alakult ki a hidrográfiai hálózat.

A pleisztocén denudációs tevékenység területünkön még az újpleisztocén elején is folytatódott, s az É-ról és D-ről leszaladó vizek jelentős mértékben kitöltötték a fiatal süllyedékterületet. Már erősen előrehaladt a felszínnek a levantei időben kezdődő letarolása, amikor a lepusztult térszint utolsójégkorszaki lösztakaró borította be. A lösz a letarolt felszín mélyebb részein halmozódott fel a legnagyobb vastagságban, s az árkolásokat, mélyedéseket és a pleisztocén süllyedéktérszíneket teljesen kitöltötte. A legvastagabb a lösz az említett Bicske—Herceghalom vonalában húzódó pleisztocénkori süllyedékterületen (15—25 m). Átlagosan 30—40 m vastag pleisztocén homok és lösz tölti ki a teknőszerű mélyedést. A lösztakaró a süllyedék É-i és D-i pereme felé fokozatosan kivékonyodik és Etyek É-i előterében már csak 1—3 m vastag.

Ez a térszín később részben az említett patakok (Sajgó, Kígyós patak) völgybevágódása miatt, részben pedig még fiatalabb vetődések következtében erősen feldarabolódott.

A legjobban tagolt a felszín a dombvidék ÉNy-i felében, ahol a Sajgó patak völgyével (ÉNy—DK-i) párhuzamos hosszanti vetők mentén kialakult konszekvens és szubszekvens vízfolyások már az É felé való lejtősödés irányában indultak meg, s a vastag lösztakaróba mélyre vágódva a löszfelszint keskeny, egymással párhuzamos gerincekre bontották. A legszembeütőbb a Sajgó patak és szubszekvens mellékvölgye által közrefogott Nazarén hegy (182,2 m).

Érdekes módon változott meg a terület újpleisztocén előtti hidrográfiai hálózata is. A Sajgó patak és a vele párhuzamosan futó konszekvens vízfolyások eredetileg a terület primér D felé való lejtősödése irányában indultak meg. A Sajgó patak Etyeken áthaladva Pusztazámor felé folyt le. Az Etyeki tábla megbillenésével kapcsolatosan kialakult keresztirányú süllyedékterület a folyót derékba törte, s a völgy felső szakaszának és az etyeki völgyszakaszának is erózióbázisa lett. Az etyeki vízválasztótól D-re eső völgyszakasz az újpleisztocénban ellözsösödött, később pedig a Zámori patakkal talált kapcsolatot.

A helyi erózióbázisként szolgáló keresztirányú süllyedékterület a feltöltődés után is a mai Kígyós patak völgyének tengelye volt, amely a Békás patakkal egyesülve a Benta völgyben folytatódik.

Más a felszíni arculata az Etyek, Bia, Sóskút, Pusztazámor között elhelyezkedő táblának. Ez a térszín a pleisztocén denudációs periódusban eléggé egységes felületre tarolódott le.

A gyengén hullámos térszín Ny-i részét a jelenkori vízhálózat is még csak kezdetlegesen vagdosta össze. Viszonylag már élenkebben tagolt a terület D-i, DNy-i pereme, ahol a lösztakaró is vastagabban halmozódott fel és a szubszekvens vízfolyások völgyelésekkel a platójelleget megszüntették.

3. A Pusztazámor—sóskúti pannon rögvidék

A Pusztazámor—sóskúti pannon rögvidékhez azok a magasra kiemelt, DK felé lejtősödő levantei kavicstakaróval borított pannon rögök tartoznak, melyek az Etyeki dombvidék DNy-i peremétől K felé Sóskútig terjednek. Felszínalaktani jellegénél fogva a rögvidék tulajdonképpen egy keskeny Ny—K-i irányban húzódó eróziós halom- és dombvidék, amely É és K felé meredek töréssperemmel tekint alá az etyeki és a bentavölgyi süllyedékre, DK felé pedig enyhe lejtővel csatlakozik a löszborította ercsi pannon táblásvidékhez. A pannon rögvidék kialakulása a mezőföldi tábla kiemelkedésével indult meg. A pannon tenger visszavonulása után, a levantei időtől kezdve emelkedett ez a rögvidék is a mai magasságra, mépgedig úgy, hogy az ercsi táblaröggel együtt féloldalasan emelkedett ki, s így a DK felé lejtősödő felszín a levantei eróziós periódusban végig a felületileg ható és a felszint felületileg letaroló areális erózió hatása alatt volt. A levantei denudációs periódusban a felszín eléggé egységes felületté pusztult le, s erre a gyengén hullámos, denudációs felületre eróziós diszkordanciával a levantikum végén vastag kavicstakaró települt. A pannon táblarög kiemelkedése a kavicstakaró lerakódása után, a posztlevantei időben is tartott, s az egymás mellett sorakozó rögök sorozatát az egységes pannon táblarög feldarabolódásával vetődések alakították ki, úgy, hogy a függőleges mozgások folyamán az egyes rögök különböző szintekbe kerültek és a felszínüket borító levantei kavicstakaróval együtt eredeti településükből DK-i irányban megbillentek. Ezzel magyarázható, hogy a Rózsa hegyen 216,6 m, a Sashegyen 183,6 m és a sóskúti rögön 150 m magasságra került a levantei kavicstakaró felső szintje. A rögök mikro-tektonikus feldarabolódása és DK-i irányban történt kibillenése fiatal pleisztocén szerkezeti mozgásokkal hozható összefüggésbe. Valószínű, hogy ekkor alakult ki a Tárnoki völgymedence a Benta patak töréses völgyével és ekkor keletkeztek az Ercsi táblarög helyi jellegű hosszanti teknőszerű mélyedései is. A pleisztocén jégkorszakok folyamán a kavicstakarós rögök továbbra is a denudáció uralma alatt voltak, de a rögök letarolódása már kisebb méretű volt, mert a vastag kavicstakaró védte a felszínt az erős denudációtól.

Domború lejtőkkel határolt, szubszekvens és reszekvens mellékvölgyek vízfolyásaival felárkolt eróziós halom- és dombvidékké alakult a rögökre darabolt pannon felszín.

4. Az Érd—battai és Ercsi táblarög

A Pusztazámor—Sóskút környéki pannon rögök DK felé lankásodó lejtői a lösszel takart Ercsi dombvidékre tekintenek le. Az Ercsi dombvidék ugyanolyan féloldalasan és aszimmetrikusan kiemelt pannon táblarögből áll, mint a Szent László dombvidék, csak jégkorszaki és posztglaciális geomorfo-

lógiai fejlődése mutat más képet. Ez a táblarög posztlevantei-pleisztocén kiemelkedése idején még összefüggött az Érd—battai táblaröggel, s DK felé lejtősödő felszíne átszolgált az Alföld Ny-i szegélyéig. Csak később, az újpleisztocén mikrotektonikus mozgások darabolták részekre a nagy kiterjedésű egységes pannon táblásvidéket.

A levantei-pleisztocén eróziós periódusban a pannon tábla lepusztulása hasonló módon történt, mint Észak-Mezőföld. többi részén, azonban ezen a területen a felszínt areálisan letaroló gyors denudáció a laza üledékes takarót nagyobb mértékben pusztította le; erősen letarolt, nyugtalan hullámos felszínt alakított ki.

A pliocén tábla lepusztulását a szerkezeti mozgások is elősegítették. A denudált tábla felszínén lapos, teknőszerű mélyedések keletkeztek, s a süllyedéktérszíneken mély eróziós völgyek vágódtak be.

A pannon táblásvidék a pleisztocén folyamán gyengén tagolt eróziós halomvidékké alakult. Az erózióval felárlkolt pliocén tábla eredeti magasságát csak a kavics- és agyaktakaró felszínek őrizték meg, mert a vastag levantei kavics- és agyaktakaró a laza üledékes rétegeket a lepusztulástól megóvta. A hosszantartó folyóvízi eróziós tevékenység és a felszínt felületileg leöblítő erózió a kavics- és agyaktakaróval fedett térszíneket környezetüktől teljesen elkülönítette. Hosszanti és ovális alakú normális lejtőkkel határolt jelentékeny térszíni kiemelkedések, eróziós szigethegyek keletkeztek, amelyek a pliocén tábla egykori magasságáról ma is jól tanúskodnak. Az Ercsi táblarög É-i felében az Öreg hegy (178 m), Csillag hegy (196,7 m), Szarkamáj hegy (186 m) tetején a levantei kavics- és agyaktakaró foszlányait ma is meg lehet találni. Nagyon valószínű, hogy a jóval nagyobb kiterjedésű Erdőhát hegy (182,4 m) kialakulása is hasonló módon történt és felszínéről csak később pusztult le a védőtakaróként szolgáló levantei kavics.

Az eróziós halomvidéket kialakító normális lepusztulási folyamatoknak még az újpleisztocén elején is hatékony felszínformáló szerepük volt, de az utolsó jégkorszakban már az eolikus akkumulációnak, a folyamatban levő löszképződésnek volt nagyobb felszínmódosító jelentősége.

Az utolsó jégkorszakban (Würm) az eddig folyóvízi és areális erózióval denudált halomvidéken is vékony (2—6 m) lösztakaró képződött. Az utolsó jégkorszaki lösz az eróziós és vetődéses eredetű térszíni mélyedéseket, árkokat kitöltötte s az eróziós halomvidék felszínalkati jellegét jelentős mértékben megváltoztatta. A gyenge reliefű térszinek löszplató jellegűvé váltak, a pannon alapzatú izolált térszíni kiemelkedések, az eróziós szigethegyek pedig eolikus körülbukolt hegyekké alakultak (Erdőhát 182,4 m).

Területünkön azonban még az utolsó jégkorszaki löszképződés sem volt zavartalan. Az eolikus akkumulációval egyidejűleg folyóvízi akkumuláció is folyamatban volt. Erre utalnak a helyben képződött típusos löszrétegsorok fekvését és azokat tagoló pleisztocén folyami homokszíntek, valamint a mai Érd—battai és Ercsi táblarög Duna felé tekintő DK-i felében felhalmozódott átmosott, áttelepített, erősen homokos kifejlődésű, szennyezett löszös üledékek.

Már az utolsó jégkorszakból származó átmosott, áttelepített löszös üledékek is elborították az eróziós halomvidék felszínét, amikor a területet újabb szerkezeti mozgások érték. Úgy tűnik, hogy idősebb vetődési vonalak mentén újraéledt szerkezeti mozgások darabolták részekre a pleisztocén folyamán eróziós halom- és dombvidékké alakult lösszel takart pannon táblás-

vidéket. ÉNy—DK-i irányú fő szerkezeti vonalak mentén az egységes pannon tábla táblarögökre bomlott s vele együtt a lösztakaró is összetöredezett. A táblarögök kialakulását okozó szerkezeti mozgásfolyamatok még e kis területen belül sem hatottak egyértelműleg, mert az egyes rögök süllyedése és kibillenése különböző mértékű volt.

A legerősebben süllyedt meg a pannon tábla ÉK-i szegélye. A süllyedés eredménye az érdi periférikus öblözet kialakulása lett. Egy másik kisebb szabású hosszanti süllyedékterület az érdi öblözet DNy-i szomszédságában a sóskúti pannon rögök és a Tétényi fennsík között keletkezett: ez a Tárnoki völgymedence, DK-i folytatásában a Benta patak töréses völgyével.

A pannon tábla többi része nem süllyedt meg, hanem az ÉNy—DK-i irányú törések sorozata az egységes felszínt táblarögökre szabdalta fel. Az érdi alföldi peremsüllyedék és a Benta tektonikusan meghatározott völgye között a nagyobb felében átmosott lösszel takart Érd—battai pannon rög, a Benta patak és a Szent László víz völgye között pedig az ercsi pannon rög alakult ki.

A fiatal pleisztocén törésekkel feldarabolt táblarögök a vetődési vonalak mentén még függőleges irányú mozgásokat is végeztek. Az Érd—battai táblarög ÉNy-i irányban, az Ercsi táblarög pedig DK-i irányban féoldalasan lebillent, ezenkívül az Ercsi táblarög az érd—székesfehérvári ÉK—DNy-i idősebb szerkezeti vonalban kiújult harántvető mentén gyengén lesüllyedt. A süllyedés az Ercsi táblarögöt É-i és D-i részre bontotta.

A táblarögöt feldaraboló fiatal szerkezeti mozgások újpleisztocén kora jól igazolható. Az Érd—battai és az ercsi pannon rögök átmosott, áttelepített löszborította felszínén szétteregetett kvarckavicstakaró foszlányait lehet nagy területen megtalálni. A kvarckavics a sóskúti pannon rögök levantei kavicstakarójából került mai helyére, s csak az utolsó jégkorszakból származó löszös üledékek kialakulásával, illetve azok áttelepítésével egyidejűleg, a Benta patak töréses völgyének kialakulása előtt rakódhatott le. Morfológiai megfontolásunk alapján a nagy kiterjedésű táblarög feldarabolódása csak az újpleisztocén második felében következhetett be. Úgy tűnik, hogy ezzel egyidejűleg keletkezett a táblarögök keleti peremét megszabó törésvonal is.

A löszborította táblarögök mai felszínalakotani jellegét a fiatal vetődések mellett a pleisztocénvégi és holocénkori általános letarolódás (felületi leöblítés, lineáris erózió és defláció) szabta meg. A legélénkebb felszíni domborzat az Ercsi táblarög É-i felében alakult ki. Itt a magasabb térszínnek vékony lösztakaróját a felszínt areálisan letaroló felületi leöblítés teljesen lepusztította, s a táblarög lejtőit normális lejtőkké alakította. A lösszel kitöltött mélyedéseket, árkokokat a lejtőn leszaladó vízfolyások kitakarították, s a szubszekvens mellékvölgyek a táblarögöt élénk domborzatú felszínre szabdalták fel. A táblarög alakotani sajáttsága ismételt az eróziós halomvidék jelleg lett.

A gyengébb reliefenergiájú Érd—battai rögön és az Ercsi táblarög D-i részén a pleisztocénvégi normális lepusztulásfolyamatok már kevésbé voltak hatékonyak, a felszíni leöblítés csak a táblarögök töréses lejtőit alakította át normális lejtőkké. A lösszel fedett táblarögök felszínalakotani domborzata alig módosult. Uralkodó alakotani sajáttsága a kibillent aszimmetrikus tábla-jelleg maradt.

Az Érd—battai rögöt az Ercsi táblarögtől elválasztó újpleisztocénkori vetődésben alakult ki a Benta patak Sóskút—Százhalombatta közti völgy-

szakasza. A folyó ezen a völgyszakaszán Würm jégkorszaki felkavicsolással és posztglaciális bevágódással kialakította II. sz. (újpleisztocén) teraszát. Majd az óholocén boreális (mogyorókor) meleg sztyeppkorszakában alsószakaszjelleggel újra feltöltötte völgyfenekét és oldalozó erózióval széles (500—600 m) völgyi síksággá dolgozta ki a Tárnoki völgymedence fenekét. A boreális kori feltöltődést már nem követte újabb bevágódás, így az óholocénban kitöltött kavicsmeder a jelenkori vékony alluvialis feltöltés alatt van. Idősebb szerkezeti vonal mentén újraéledt vetődésben, már a posztglaciális időszakban alakult ki a Zámori patak völgye. A szerkezeti vonalat másoló eróziós völgy a pusztazámori kavicsstakarós rögöket választja el az Ercsi táblarög eróziós halomvidékké alakított É-i részétől. A völgy posztglaciális kialakulását morfológiai bizonyítékok igazolják. A völgy teljesen terasztalan, még holocén teraszai sincsenek, s a Zámori patak alsó szakaszán a Benta II. sz. (újpleisztocén) teraszába vágta be keskeny medrét.

5. A Pázmánd—verebi dombvidék

Ez a dombvidék a mezőföldi pannon táblásvidéknek legmagasabbra kiemelt részeit foglalja magába. Elég jól tagolt, erősen hullámos, barázdált felszíni, féloldalasan kiemelt löszel takart táblarögökből áll.

A nagy kiterjedésű, ÉNy—DK-i irányban hosszan elnyúló dombvidék K-en a Szent László dombvidéket határoló Váli völgyre röglépcsőkkel hanyatlik le, É-on és Ny-on pedig a Vértesacsa és Lovasberényi patak futásával jelzett szerkezeti vonal a határa. DNy-on rövid szakaszon a Velencei hegység gránittömszére támaszkodik.

A szerkezeti vonalakkal szegélyezett pannóniai rétegekből felépült löszborította dombvidék tulajdonképpen a Szent László dombvidék pannóniai felszínének a Váli völgyön túli folytatása. Jégkorszaki és posztglaciális fejlődéstörténete fő vonásaiban amazéval egyezik is, a különbség csak az, hogy a pannon táblásvidéknek ez a darabja jobban kiemelkedett és szerkezeti feldarabolódása is nagyobb méretű volt.

Felszínét a vetődések és a szubszekvens eróziós mellékvölgyek a pleisztocén folyamán halom- és dombvidékké alakították. A pannóniai táblarögök dombvidékké alakított felszínén utolsójégkorszaki lösz képződött, s a helyenként vastagon felhalmozódott lösztakaró eltakarta az eredeti formákat s nagymértékben csökkentette az eróziós dombvidék felszínalakítási jellegét.

A dombvidéket az ÉNy—DK-i hossz tengelyű Pázmándi völgymedence egy keskenyebb Ny-i és egy szélesebb K-i részre tagolja.

A legnagyobb fokú tagozottságot a dombvidék ÉK-i része mutatja. A felszín morfológiai arculatát itt a szerkezeti feldarabolódás szabta meg. A nagymértékben letarolt és eróziós völgyelésekkel felárkolt pannon táblarög K-i része párhuzamos, hosszanti vetődések mentén összetöredezett, feldarabolódott: keskeny sávban röglépcsős felszínre alakult. A szabályos kifejlődésű töréslépcsők ÉNy-ról DK felé fokozatosan alacsonyodva az alsóúti Csaplári erdőtől egészen Kajászóig követhetők a Váli völgy jobbpartján. A röglépcsők eredeti szerkezeti formájukat jól megőrizték, mert a felszíni letarolódás ellen a vastag lösztakaró megvédte. A legnagyszerűbb formában a röglépcsős felszín a Csaplári erdő és Vál között fejlődött ki, ahol a Váli völgyvel párhuzamosan három löszel fedett röglépcső kitűnően tanulmányoz-

ható. Ezen a szakaszon a szerkezeti lépcsők meredek lejtővel és igen éles peremmel hanyatlanak le a Váli völgyre. A legépebb a legfelső, átlagosan 200—220 m magas a tszf., tehát a Váli völgy alluviuma felett 80—100 m magasan futó szint. Felszínét a normális denudáció egységes felületre pusztította le, a felszínét borító lösztakaró nagy része is denudálódott, csak vékony szakadozott lösz borítja. Helyenként elszórtan kvarckavics is előfordul rajta.

A második röglépcső 170—190 m, a legalsó 150—170 m magas a tszf. E két utóbbi lépcsőt vastag lösztakaró fedi, de a lépcsők meredekségét csak éppen hogy enyhíti, azok meredek lejtővel és éles peremmel válnak el egymástól.

A röglépcsők kifejlődése még az újpleisztocénban is folyamatban volt s velük kapcsolatosan és egyidejűleg történt a Váli völgy kialakulása is. Ezt látszik igazolni a legalsó és a második röglépcsőnek utólagosan történt feldarabolódása. A hosszanti vetőkre merőleges harántvetők mentén a szerkezeti lépcsők összetöredezték és DK-i irányban leszakadtak. Velük együtt mozgott a lépcsőket borító utolsó jégkorszaki lösz is és a röglépcsőkkel együtt összetöredezett. A lépcsők formáin és felszínük lejtésvizszonyain kívül erről tanúskodik a röglépcsőket borító utolsó jégkorszaki löszben települt folyam homokrétegek folytonosságának a harántvetők mentén való megszakadása is.

A legalsó és a közbülső lépcső homlokát és felszínét szubszekvens és kisebb reszekvens oldalvölgyek már erősen feldarabolták. Ahol a leszakadt rögök erősebben lezökkentek, hosszanti és ovális alakú helyi jellegű süllyedések keletkeztek a röglépcsők között (Katalin pusztá, Füzma tanya). A röglépcsőket átréselő nagyobb völgyek a leszakadt rögök lábánál vágódtak be hátráló erózióval és lecsapolták a rögök közötti süllyedéktérszíneket.

A DK felé fokozatosan alacsonyodó röglépcsők meredekségét a vastagabb lösztakaró nagymértékben enyhíti, s az elsődleges szerkezeti formákat jól eltakarja. Vál felett még szép szabályosan kifejlődött röglépcsők jelentkeznek. Itt a nagy kiterjedésű halom- és dombvidék egész szélességében szerkezeti lépcsővidékké alakult. A jó megtartású röglépcsők négyes sorozata fejlődött ki. A legalsó, 20—25 m vastag lösszel fedett rög csak enyhe menedékes lejtővel határolódik el a 170—180 m tszf-i magasságban húzódó szinttől. Felszínükön a lösz jellegzetes lepusztulásformái (mélyút, löszszakadék, löszcirkusz, tornyok) típusos kifejlődésben mutatkoznak. A harmadik röglépcső felszínét a normális denudáció itt is eléggé egységes felületre pusztította le. A legfeltűnőbb a legfelső, átlagosan 220—240 m magasan követhető szint. Felszínéről a lösztakarót az erózió lepusztította, s a szubszekvens vízfolyások árkolásai, az areális erózió és a suvadások a röglépcső felszínét eróziós halomvidékké alakították át. A formák erősen lekerekítettek, a szelíd, lankás lejtőket vastagon borítja a leöblítés útján keletkezett törmelékes agyagos lösz. A szelíd halomvidékből csak a szubszekvens és reszekvens vízfolyások együttes eróziós tevékenységével környezetüktől elkülönített kisebb neogén rögöknek meztelen darabjai emelkednek ki szigetszerűen (Csúcsos hegy 238 m, Nyáros tető 250 m, Tekerület hegy 248 m).

A löszborította szerkezeti lépcsők elmosódott szintjei Váltól D-re is követhetők, de olyan szép szabályossággal kifejlődött röglépcsők, mint Vál és Alcsút között, már nem fordulnak elő. Utoljára szép kifejlődésben Kajászó felett jelentkeznek, de már erősen lealacsonyodva és vastag lösszel borítva. A Guba hegy környékén szelíd lejtővel bele is simulnak a DK felé lejtősödő Pázmándi lösztábla felszínébe.

Ezen a szakaszon a lösszel fedett röglépcsők inkább épségben maradtak, mert sem a lépcsőket feldaraboló újpleisztocén szerkezeti mozgások, sem az eróziós mellékvölgyek nem szabdalták fel. A röglépcsők közel vízszintes felszínű lösztakarója morfológiai szempontból semmi érdekességet nem mutat. Annál élénkebb a legalsó röglépcső peremének lejtője. A röglépcső peremének lejtője mindenütt löszlejtő, ezért a lösz speciális lepusztulásformái (löszszakadék, mélyút) tagolják a lépcső homlokfalát. Váltól D-re még élénkebb a meredek löszlejtő formakincse. Itt egymástól különböző genezist és fejlődést mutató korrációs völgyek vágódtak be a lépcső löszlejtőjébe. Jól meg lehet különböztetni őket a röglépcső homlokát beréselő szubszekvens vízfolyások mellékvölgyeitől. Kialakításukban a lösz karsztosodásának, a lejtők suvadásának és a lejtőleöblítésnek van a legnagyobb szerepe.

A dombvidék legészakibb magasra kiemelt röge az alcsúti Csaplári erdő (235,9 m) szelíd, lankás lejtővel csatlakozik a röglépcsős területhez. Ez a rög a Váli völgy és a Vértesacsa patak futásával jelzett vetődési vonalak mentén féloldalasan van kiemelve, azonkívül még É-i része lépcsősen is össze van töredevezve. Tökéletes hasonmása a Váli völgy balpartján ugyancsak vetődésekkel kinyírt sasbérc jellegű Rézhegynek (217,7 m).

A lekerekített hátú, fedetlen, meztelen rög a levantei idő óta denudációs felszín. É-i és ÉNy-i homlokfala szubszekvens oldalvölgyekkel erősen sűrűn beréselve, meredek töréssperemmel szakad le a Vértesacsa völgyre.

A dombvidéket Vértesacsa, Vereb, Pázmánd vonalában lösszel kitöltött hosszanti süllyedéktérület, a Pázmándi völgymedence tagolja. A süllyedéktérület a pannon táblarögök pleisztocénkori feldarabolódásával kapcsolatban és azzal egyidejűleg keletkezett. Valószínű, hogy a Váli völgygel egyidős és a rajta keresztül folyó patak a Vértesboglári és a Vértesacsa patakokkal együtt az újpleisztocén elején a Vértestől Sztálinvárosig még egységes lefolyásos völgyet képezett. A terület hidrográfiai hálózata azóta lényegesen módosult. Az újpleisztocénban a medencét vastag (15–20 m) lösz töltötte ki s a medencén keresztül folyó pataknak a Vértesacsa völgygel való kapcsolata megszakadt. Az utóbbi az újpleisztocén végétől a Váli völgybe vezeti vizét. De ellöszösödött a korábbi egységes lefolyásos völgy Kápolnásnyék—Pusztaszabolcs közti szakasza is, és lösz töltötte ki a völgy alsó szakaszát is Hangos puszta és Sztálinváros között.

A terület mai vízhálózata csak az utolsó jégkorszak (Würm) végén és a posztglaciálisban alakult ki. A Pázmándi patak és szubszekvens mellékvölgyei a lösszel kitöltött medence újpleisztocén felszínébe vágódtak be és feldarabolták a völgymedence eredetileg egységes lösztakaróját. A Pázmándi patak völgyfője ma erőteljes hátravágódásban van Vértesacsa felé, de a Vértesacsa völgyet már nem tudja a korábbi lefolyás irányába fordítani, mert annak völgyfeneke 20–30 m-rel mélyebb szintben van.

A szerkezeti mozgások során keletkezett Pázmándi völgymedencétől Ny-ra elterülő dombvidék D-i része a Velencei hegység gránittömegére támaszkodik. Ugyanolyan féloldalasan kiemelt löszborította pannon táblarögből kialakított hullámos halomvidék, mint a völgymedencétől K-re fekvő domb-ság, azonban felszíni domborzatának kialakításában a szerkezeti mozgásoknak kisebb szerepük volt.

A pliocén felszín laza üledékes takarója a pleisztocén denudációs periódusban csaknem vízszintes felületre pusztult le, s rajta az utolsó jégkorszakban vastag lösztakaró képződött.

A dombvidék felszínének morfológiai jellegét a mélyre vágódott eróziós mellékvölgyek szabták meg. A Pázmándi völgymedencével párhuzamos ÉNy—DK-i irányú szubszekvens vízfolyások a felszín általános lejtősodásának megfelelően ÉNy—i és DK-i irányban indultak meg s a vastag lösztakaróba mélyen bevágódva a felszínt keskeny gerincekre szabdalták. A feldarabolásban és a szubszekvens mellékvölgyek kialakításában nemcsak az eróziónak lehetett szerepe, hanem a völgyeket kisebb vetődések is preformálhatták. A vetődések kimutatása ugyan nem lehetséges, de erre utalnak a völgynek a Mezőföld szerkezeti vonalaival sajátosan egyező merev, ÉNy—DK-i irányú futásai és az erős völgyaszimmetriájuk.

A DK felé lejtősödő felszín völgyeinek mélyülése és hátravágódása erőteljesebb, a kacsaringós futású vízválasztó gyorsan alacsonyodik és állandóan É felé tolódik. A Pázmándi patak Vereb alatt torkolló egyik mellékvölgye a keskeny vízválasztót rövidesen átréseli és a Pázmándi patak eróziós tevékenységével együtt a verebi Alsó szőlőhegyet (198,2 m) eróziós szigetheggyé alakítja.

A csaknem vízszintes felszíni egységes löszplató már csak erősen hullámos felszíni keskeny gerincek formájában van meg. A hosszanti gerincek között húzódó szubszekvens mellékvölgyek vizei részben Pázmánd felett, részben pedig Pázmándtól D-re a Velencei hegység szigetszerűen feldarabolt rögei közt átfolyva egyesülnek a Pázmándi patakka. A Pázmándi patak ma a Velencei tóba ömlik.

Pázmándtól D-re lapos sülydedéktérszínből hirtelen emelkednek ki a Velencei hegység apró rögökre darabolt szigethegyei (Csúcsos hegy 268,4 m, Cseket hegy 193,6 m, Cseplek hegy 222,7 m, Zsidó hegy 202 m). A harmadkor végén a pannon tenger üledékes takarója a rögöket is teljesen elfedte. Hogy ma újból izolált térszíni kiemelkedésekként, helyenként jelennek meg, az azzal magyarázható, hogy D felé a pannon tábla egyre jobban lezökkent, s a laza üledékes takaró a rögök felszínéről is denudálódott. Az újpleisztocénban a megsülylyedt területen is vastag lösztakaró képződött, a rögök közti térszíni mélyedéseket is kitöltötte s az exhumálódott rögöket körülburkolta.

A zezugosan futó verebi vízválasztótól É-ra a dombvidék felszínének fejlődése más volt, mint a Vereb—Pázmánd közti területen. A pannon rétegekből felépült pliocén tábla az utolsó jégkorszaki löszképződésig szintén denudációs felszín volt, azonban itt az újpleisztocén löszfelszínt sem a szerkezeti mozgások, sem a vízfolyások nem vagdosták össze. A dombvidék felszínalakítási jellegét a magasra kiemelt (átlagos magassága 210 m), közel vízszintes felszíni löszfennsík adja meg.

A löszfennsíktól DNy-ra a dombvidék utolsó darabja a Velencei hegység ÉK-re kiékelődő gránittönkjére támaszkodó lovasberényi János hegy (232,7 m). A 20—25 m vastag lösszel borított, É-ról és Ny-ról törésekkel határolt pannon rög kialakulása ugyanúgy történt, mint Észak-Mezőföld többi részében, csak amíg a többi rög DK felé billent ki, addig a János hegy ÉNy—DK-i és K—Ny-i peremtörések mentén ÉNy felé billent meg s felszínét kisebb vetődések mikrotektonikusan is feldarabolták.

A pannon alapzatú löszhegy mai formájának kialakulása fiatal szerkezeti mozgásokkal hozható összefüggésbe. Az utolsó jégkorszaki löszképződés idején a János hegy még összefüggött a pátkai lösztáblával, attól csak a posztglaciálisban különült el. Ezt jól igazolják az izolált hegy É-i felében a lösz közé települt dolomitkavics és homokrétegek és a helyben képződött típusos

löss felszínét borító áttelepített, szemnyezett, lejtőtörmelékes löszös üledékek, amelyek csak a Vértes hegység felől mosódhattak le.

A János hegy kialakulásával és felszínének feldarabolódásával járt együtt a Lovasberényi patak szerkezeti völgyének és a Velencei hegység É-i előterében húzódó szűzvári süllyedékkerületnek a kialakulása is.

A szerkezeti mozgások során a János hegy vastag lösztakarója is összetöredezett és ÉNy—DK-i fő vetődési vonal mentén elkülönült tőle a Kazal hegy (186 m) is. A két hegy közti szerkezeti vonal Lovasberénytől É-ra is folytatódik. Ez jelezte előre a Rovákja patak futását is a pátkai löszplató Ny-i peremén.

A keskeny, ÉNy—DK-i irányban elnyúló Kazal hegy teljesen löszből épült fel, s a Velencei hegység tönkjétől ugyancsak a szerkezeti vonal mentén kialakult és a hegység belsejébe mélyen visszavágódott Mária völgy választja el.

A vastag, típusos lösszel borított János hegy formakincse változatos és igen élénk. Felszínén a löszre jellemző karsztos lepusztulásformák nagyszzerű kifejlődésben jelentkeznek. Mély löszszakadékok és löszmelyutak tagolják felszínét. Gyakoriak a szép löszpiramisok és löszcirkuszkok is. Jellegzetes formái még a komplex genezisére utaló korráziós völgyekre emlékeztető lapos, enyhelejtőjű, tálalakú völgyek. Ezek élesen különböznek a hegy É-i peremébe hátráló erózióval mélyre vágódott eróziós völgyektől.

6 A dombvidék északi peremterülete

(Vértesalja)

Az egész Mezőföld legészakibb része tartozik ide. Habár „ terület felszíni domborzata eléggé heterogén arculatú, részekre tagolni nagyon nehéz. É-on, ÉNy-on és Ny-on a Vértes hegység, a Zámolyi medence és a Császárvíz szerkezeti völgye zárja le, DK-en, K-en, és ÉK-en pedig a Lovasberényi, a Vértesacsai és a Váli völgygel határolható körül.

Ez a terület is a levantei időtől kezdve emelkedett ki, s a Vértestől DK felé lejtősödő denudált pannon tábla a pleisztocénban még összefüggött a Pázmánd—verebi dombvidék táblarögével s az utolsó jégkorszakig bezárólag denudációs felszín volt. Idősebb lösz ezen a területen egyáltalán nem keletkezett, mert azt északmezőföldi táblarögök közül ez a terület esett legjobban a denudáció hatáskörébe. A denudált pannon tábla felszínét a posztlevantei-pleisztocén mozgások csak gyengén szabdalták fel, a mai felszín kialakulása az utolsó jégkorszaki löszképződés után bekövetkezett fiatal szerkezeti mozgásokkal magyarázható. A vastag lösszel borított táblarög felszínét valószínűleg idősebb törésvonalak mentén kiújult posztglaciális vetődek érték. A pannóniai táblával együtt a lösztakaró is összetöredezett s a vetősíkok mentén a fiatal mozgásokat is jól igazoló, fiatalos eróziós völgyek és periférikus medence-szerű süllyedékkerületek keletkeztek.

A táblarög DK-i és K-i része a Lovasberényi és Vértesacsai völgyek futásával jelzett szerkezeti vonal mentén DK felé megbillent és elkülönült a Pázmánd—verebi dombvidéktől. A legerősebben billent ki a táblarög Lovasberény és Pátka között. Itt közvetlenül a Velencei hegység É-i lábánál a pannon tábla pereme erősen megsüllyedt, s a Velencei tó tengelyével párhuzamos,

ÉK—DNy-i irányú árkos süllyedék keletkezett. Ez a fiatal süllyedékterület a Szűzvári malomárok. Egészen bizonyos, hogy a fiatal árkos süllyedék a Velencei tó óholocén mogyorókorszaki besüllyedésével egyidejűleg keletkezett. Lovasberény és a Sághegy között ezt az árkot követi a Lovasberényi patak is.

A Velencei tómedencével és a szűzvári malomárokkal egy időben, az óholocén boreális (mogyorókorszak) meleg sztyep időszakban alakult ki a Zámolyi medence is.* A medence a Vértes hegység D-i lába előtt árkos vetődés mentén a pannon felszínbe süllyedt be.

A Zámolyi medence süllyedésével kapcsolatosan a pannon táblarög ÉNy-i pereme a süllyedékterület felé erőteljesen megbillent és felszínét a térszín általános lejtőződésének következtében kialakult vízfolyások völgyei gyengén felszabdalták.

A Zámolyi medence ÉK-i folytatásában is (Csákvártól-Bodmérig) fiatal óholocénkori peremsüllyedések választják el a pannon táblarögöt a Vértes lábától.

A minden oldalról törésekkel határolt, vastag lösszel takart pannon táblát ÉNy—DK-i irányú konszekvens és szubszekvens eróziós völgyek párhuzamos hátságokká darabolták fel, s hullámos halomvidéki jelleget adtak neki.

A legjobban tagolt a felszín a dombvidék ÉK-i felében, ahol a Váli völgyel párhuzamosan futó Bodméri és Vértesboglári völgyek és a Vértes-acsaí völgy szubszekvens mellékvölgyei szabdalták fel a lösztérszín lankás hátságát. A mélyre vágódott, széles alluviumú eróziós völgyek ÉNy—DK-i irányú szerkezeti vonalat követnek és erősen aszimmetrikusak. Kialakulásuk a posztglaciális időbe tehető. Ekkor keletkezett a Csákvári süllyedékterület ÉK-i folytatásában a lankás dombvidéket a Vértestől elválasztó vértesboglári medenceszerű süllyedék is. Posztglaciáliskori kialakulását a süllyedékterület DK-i előterében húzódó kisebb vetődésekkel is felszabdalt lösszel borított pannon rögök (Miklós hegy 208,8 m, Porkoláb hegy 205 m) felszínére települt kavicstakaró nagyszerűen igazolja. A Vértesből származó dolomit-kavicstakaró a Würm jégkorszaki lösz felszínére települt, s csak a vértesboglári helyi jellegű süllyedék kialakulása előtt rakódhatott itt le. Tehát a medence csak az utolsó jégkorszaki löszképződés és a fedőjébe települt kavicstakaró kialakulása után süllyedhetett meg. Az egyenetlenül besüllyedt keskeny medencét ma a Vértesboglári és Bodméri völgyek csapolják le. Még élénkebb a felszín morfológiája a dombvidék K-i peremén, ahol a szárazfenekű mély aszók, meredekfalú löszszakadékok és medenceszerű mélyedések, a ma leginkább korráziós néven emlegetett komplex genezisű völgyek bontják meg a hullámos felszíni vastag lösztakaró egységét. Az utóbbiak mindig konszekvens eróziós völgyekre nyílnak.

A lösszel borított pannóniai tábla a legépebben a dombvidék Ny-i felében maradt meg. A felszínt a vízhálózat itt még csak gyengén vagdosta össze. Csak a Zámolyi medence és a Szűzvári süllyedékterület felé megbillent tábla peremébe vágódtak be lapos fenekű eróziós mellékvölgyek, de a vízválasztót a visszavágódó völgyfők még nem szabdalták fel. A széles vízválasztóterület uralkodó felszínalaktani sajátsága a platójelleg maradt. Ez a pátkai löszplató.

* *Ádám László*: A Velencei tó és a Zámolyi medence kialakulása. Földrajzi Közlemények. 1955. 4. sz.

Felszínén a lösz karsztos lepusztulásformái egyáltalán nem fejlődtek ki, mert a homokos lösztakaró felső szintje erősen vályogosodott és a terület állandó mezőgazdasági művelés alatt áll.

7. A Zámolyi tábla

Ez a löszös üledékekkel borított pannon tábla Észak-Mezőföld legnyugatibb fekvésű és legkevésbé tagolt része. Szerkezeti viszonyait és felszínalak-tani jellegét tekintve tulajdonképpen a pátkai löszplató Ny-i folytatása.

A minden oldalról törésekkel kiszabott táblát É-on a Zámolyi medence, K-en a Császárvíz völgye, Ny-on és DNy-on a Móri árok és a fehérvári Sárret, D-en pedig a Velencei hegység gránitrögei határolják.

A tábla É-i darabja közel vízszintes felszínű tagolatlan löszfennsík, D-i része pedig a Sárret Ny-i peremét határoló törésvonal mentén kibillent eredeti fekvéséből. A kibillenés féloldalasan és erősen aszimmetrikusan történt. A kibillent tábladarab ÉK-ról igen energikusan lejt DNy felé, tehát a tábla magassága É-ról D felé erőteljesen csökken. (Mária pusztánál 204 m, a Városi vízművek környékén 160 m, a Sárret peremén 110—120 m.)

A pleisztocén folyamán ez a táblarög is denudációs terület volt, s felszínén még az utolsó jégkorszakban is csak foltokban képződött típusos lösz. A tábla nagyobb részét nem helyben képződött, lejtőtörmelékes, szennyezett agyagos lösz borítja, éppen ezért a lösz lepusztulásformái a felszínen sehol sem jelentkeznek. É-ról D felé a löszös üledékek vastagsága fokozatosan növekszik, s a kibillent táblarög D-i felében már mindenütt elfedi a pannon rétegeket. Itt a löszös üledékekkel borított tábla felszínébe mély eróziós völgyek vágódtak be hátráló erózióval. Feltűnő, hogy a fiatal eróziós völgyek nem ÉK—DNy-i irányban, a térszín általános lejtőződésének megfelelően alakultak ki, hanem ÉNy—DK-i irányt követnek, és hátráló erózióval gyorsan harapóznak hátra.

A fiatal völgyek futása arra enged következtetni, hogy a táblarög ÉK—DNy-i irányban történt kibillenése az eróziós völgyek kialakulásánál is fiatalabb szerkezeti mozgásokkal hozható kapcsolatba. Lehetséges, hogy a fehérvári Sárret süllyedésével egyidejűleg billent ki. Ebben az esetben a fiatal eróziós völgyek tanúsága szerint a Sárret medencéje is a posztglaciális időben süllyedt be.

A Sárret kialakulása még távolról sem mondható megoldottnak. A rendelkezésünkre álló morfológiai kutatáseredmények és az ebből levonható következtetések egyelőre még sok ellentmondást tartalmaznak. E kérdés eldöntéséhez feltétlenül szükséges a Móri árok fejlődéstörténetének az ismerete.

*

Észak-Mezőföld geomorfológiai fejlődéstörténetének ismerete alapján főbb vizsgálateredményeinket a következőkben foglalhatjuk össze:

1. A részletes szerkezeti, sztratigráfiai és morfológiai vizsgálateredményeink alapján bebizonyosodott, hogy fiatal negyedkori dombvidékünk geológiai és geomorfológiai fejlődéstörténete az Alföld geológiai és geomorfológiai fejlődéstörténetével nem egyezik, attól főbb vonásaiban eltérő szerkezeti, sztratigráfiai és geomorfológiai fejlődéstörténeti jeleget mutató tájegység.

A Mezőföldet tehát nem tekinthetjük az Alföld tartozékának.

2. Fiatal dombvidékünk kialakításában a pleisztocén és holocén szerkezeti mozgásoknak, a felszínt felületileg letaroló (areális) erózióknak és a vonalas erózióknak volt a legnagyobb szerepe.

3. A pleisztocén szerkezeti mozgásfolyamatok Észak-Mezőföld térszínén és az Alföldön nem egyértelműleg hatottak. Míg a pleisztocén első felében a süllyedő Alföld felszínét a feléje irányuló folyók állandóan töltögették (Duna—Tisza köze), a felszínén nagykiterjedésű törmelékkúpot építettek fel, addig az északkezezőföldi pannon tábla erőteljes kiemelkedése és feldarabolódása volt folyamatban.

Az északkezezőföldi pannon táblarögök legkevesebb 200—250 m-es posztpliocén-pleisztocén kiemelkedésről tanúskodnak.

4. Bebizonyosodott továbbá, hogy Észak-Mezőföld területén a pleisztocén első felében a legjelentősebb felszínformáló szerepe a levantikumban megindult areális és lineáris erózióknak volt. A pannon táblarögök kiemelkedésének idejét (ó- és középpleisztocén) erősen hatékony denudációs periódus jellemzi.

5. A völgyfejlődéstörténeti vizsgálatok során kiderült, hogy a Mezőföld nagyobb völgyeiben¹ (Váli völgy, Császárvíz völgy, Seregélyesi völgy) az újpleisztocénben két (II.a, II.b sz.) teraszszint képződött. Ezzel az újpleisztocén teraszok száma eggyel szaporodott.

6. A vizsgálatok világosságot derítettek az egészen fiatal kéregmozgások gyakoriságára és felszínformáló szerepére.

7. A Császár patak és a Seregélyesi völgy teraszainak kimutatásával időben pontosan rögzíteni tudtuk a Velencei tómedence, a Zámolyi medence és a Pátkai völgymedence kialakulását.

8. Végül bebizonyosodott, hogy a felszíni domborzat formáinak kialakításában a szerkezeti mozgások és a folyóvízi erózió mellett a tömegmozgások folyamatoknak is rendkívül fontos szerepük volt.

IRODALOM

1. *Jaskó Sándor* : Adatok az Alcsut—Etyeki dombvidék földtani ismeretéhez. Földtani Közlöny, 1939.
2. *Jaskó Sándor* : Adatok a Bicskei neogén öböl földtani ismeretéhez. Földt. Int. évi jel. 1939—1940.
3. *Jaskó Sándor* : A Bicskei öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai.
4. *László Gábor* : Részletes újrafelvételek Pest és Fejér megyében. Földt. Int. évi jel. 1925.
5. *László Gábor* : A fehérmegyei Váli völgy környékén eszközölt geológiai újrafelvételről. Földt. Int. évi jel. 1924.
6. *Strausz László* : Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. Földtani Közlöny, 1942.
7. *Taeger Henrik* : A Vértes hegység földtani viszonyai. Földt. Int. Évkönyve, 1909.
8. *Vendl Aladár* : A Velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. Földt. Int. Évkönyve, 1914.
9. *Vendl Aladár* : Jelentés a Fejérvár megyében végzett reambuláló felvételtől. Földt. Int. évi jel. 1912.
10. *Vitális Sándor* : Alsótriász a Bicskei medencében. Földtani Közlöny, 1939.
11. *Vajk Raul* : Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. Földtani Közlöny, 1943.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ СЕВЕРНОГО МЕЗЁФЁЛЬДА

Л. Адам

Резюме

Подвергаются подробному анализу геоморфологические условия Северного Мезёфёльда на основе индивидуальных морфологических свойств мелких территориальных единиц. В настоящем резюме излагается лишь история геоморфологического развития упомянутой территории в целом.

Вследствие трансгрессии паннонского моря конца ново-третичного периода, в нижнем плиоцене вся территория Северного Мезёфёльда была покрыта морем. В соответствии с пологости поверхности Мезёфёльда в неглубоком паннонском море образовались толщи глинистых, песчаных, галечниковых осадочных пород, наполняя дно бассейна вплоть до южного подгорья среднегорий. На пологих южных склонах гор Вертеш, Герече и Будинских гор формации мезозоя и раннего третичного периода везде покрыты паннонскими толщами. В верхнем плиоцене осадочные отложения уже не везде встречаются по Северному Мезёфёльду потому, что к середине плиоцена паннонское внутреннее море постепенно суживалось и становилось пресноводным. К концу же плиоцена рассматриваемая территория была уже сушией всецело.

На слабо пологом плато Северного Мезёфёльда, состоящем из паннонских слоев, первоначально отложившихся горизонтально, денудация поверхности началась еще в левантийском периоде. Из денудационных факторов, преобразовывающих поверхность, самым значительным являлась усиленная ареальная эрозия левантийских вод, разрушавшая поверхность. Поверхность времени плейстоцена подверглась столь сильной денудации, что местами из-под утончившегося покрова вышли на поверхность формации раннего третичного периода и даже мезозойские формации. Следы этой сильной эрозии левантийского периода являются левантийские галечниковые покровы и песчаные профили, отложившиеся вследствие эрозионной дискорданции на выветрелую паннонскую поверхность в различных местах рассматриваемой территории.

Кроме крупной левантийской эрозии, в морфологическом развитии Северного Мезёфёльда весьма большую роль играли и движения земной коры. Выветрелое паннонское плато Мезёфёльда было высоко поднято вертикальными движениями. Вследствие одностороннего поднятия плато оказалось слабо пологим в СЗ—ЮВ направлении. Процессы тектонических движений были самыми сильными, по всей вероятности, во время валахских движений, наступивших на рубеже плиоцена и плейстоцена, но они продолжались в после-левантийские времена. Это подтверждается и наличием в различных горизонтах галечниковых покровов, опрокинутых в СЗ—ЮВ направлении вместе с паннонскими глыбами. Валахскими движениями началось сильное раздробление выветрелого паннонского плато. Оно под воздействием сбросов СЗ—ЮВ направлений сильно расчленилось. Во время плейстоцена поднятие отдельных глыб продолжалось вдоль сбросовых линий, другие же, погрузившись, изменили энергию рельефа и условия стока поверхности. Денудация измельченных глыб паннонского плато продолжалась и в плейстоцене, и, хотя эрозионная деятельность постепенно ослабевала, Северный Мезёфёльд остался денудационной поверхностью вплоть до конца нового плейстоцена. Нормальная эрозия продолжалась еще и в новом плейстоцене, однако в это время характерным явлением было скопление, а именно золотое. В погруженных частях паннонского плато, превратившегося к концу нового плейстоцена в эрозионную возвышенность, лёсс накопился в большом количестве. Он заполнил все впадины между глыбами плато. Однако такой толстый и связанный лёссовый покров, который наблюдается в южных и юговосточных частях Мезёфёльда, здесь не образовался. Зато выветрелая плейстоценовая поверхность покрыта «молодыми лёссами» — формациями последнего ледникового периода.

В последнем ледниковом периоде (Вюрм) помимо образования лёсса возобновленные тектонические движения опять стали играть значительную роль в преобразовании поверхности. Холмистый район пересекался сбросами СЗ—ЮВ, СВ—ЮЗ и В—З направлений. Вдоль молодых сбросовых линий образовались сравнительно крупные долины, а также и линии нынешней гидрографической сети Северного Мезёфёльда. Текущие по сбросовым линиям реки образовали эрозионные долины с террасами: из сравнительно более значительных ручейков следует упомянуть Часар, Вали, Сент Ласло, и Бента, которые образовали свои ново-плейстоценовые террасы № II/a и II/b ледниковыми выносами вюрма I и вюрма III и врезыванием вюрма II и послеледникового периода. Вследствие ново-плейстоценовых движений коры образовались и небольшие бассейны и долинные впадины. К этому времени можно отнести образование бассейна Бичке и также и долин-

ных ложбин Пазманд и Тарнок. Движения коры обогатили рельеф поверхности Северного Мезёфёльда новыми морфологическими элементами и в древнем голоцене. В эпоху лесного ореха древнего голоцена возникли Жамойский бассейн, а также и бассейн озера Веленце. Вдоль сбросов СВ—ЮЗ направления, возникших в эту эпоху, образовались небольшие погруженные пятна в районе Вертешалья, а также и сюзварский грабен к северу от гор Веленце. Завершением процессов молодых тектонических движений завершилось и образование рельефа поверхности Северного Мезёфёльда. Расчлененный тектоническими движениями, покрытый лёссом холмистый район разнообразного рельефа превратился в благоприятно изрезанную краевую единицу. Отдельные части района, располагающие при множестве сродных черт и индивидуальными морфологическими свойствами, обусловились ново-плейстоценовыми и голоценовыми сбросовыми линиями.

GEOMORPHOLOGIE DES NORD-MEZŐFÖLD

LÁSZLÓ ÁDÁM

Zusammenfassung

Der Verfasser behandelt nach einzelnen kleinen Teillandschaften und auf Grund der morphologischen Eigenschaften die geomorphologischen Verhältnisse im nördlichen Abschnitt des Mezőföld. In diesem kurzen Auszug veröffentlichen wir bloss die geomorphologische Entwicklungsgeschichte des untersuchten Gebietes.

Infolge der Transgression des Pannonischen Meeres am Ende des Neotertiärs wurde das Gesamtgebiet des nördlichen Mezőföld im unteren Pliozän vom Meere bedeckt. Das seichte Pannonische Meer hat der allgemeinen, allmählichen Steigung des Meerbodens entsprechend seine lehmigen, sandigen, schotterigen Sedimente in mächtigen Schichten abgelagert und den Meerboden bis zum Südpiedmont der Mittelgebirge aufgeschüttet. An den sanfteren, südlichen Hängen der Vértes, Gerecse und Budaer (Ofner) Gebirge sind die mesozoischen und älteren tertiären Gebilde überall von pannonischen Schichten verdeckt. Eine Ablagerung der oberen pliozänen Sedimente fand im nördlichen Mezőföld nicht überall statt, weil das pannonische Binnenmeer gegen Mitte des Pliozäns allmählich zusammenschrumpfte und einen Teil des Salzinhaltes verloren hat. Ende des Pliozäns ist das untersuchte Gebiet fast schon vollständig Trockenland geworden. An der ursprünglich horizontal gelagerten, aus pannonischen Schichten aufgebauten, schwach nach N ansteigenden Tafel des Nordmezőföld hat die Abtragung der Oberfläche bereits im Levanticum begonnen. Der wirksamste reliefbildende Denudationsfaktor war die gesteigerte oberflächliche, denudierende areale Erosion der Levantewasser. Die Oberfläche wurde im Pliozän so stark denudiert, dass an einzelnen Stellen die älteren, tertiären und mesozoischen Gebilde über der dünnen Deckschicht ans Tageslicht traten. Denkmäler dieser weitausgedehnten levantinischen Erosionsperiode sind an verschiedenen Stellen des untersuchten Gebietes die an der denudierten pannonischen Oberfläche mit erosiver Diskordanz gelagerten levantinischen Schotterdecken und Sandprofile. In der Ausstattung des morphologischen Bildes des Nordmezőföld haben ausser der ausgedehnten reliefbildenden levantinischen Erosionstätigkeit auch die Krustenbewegungen eine grosse Rolle gespielt. Die denudierte pannonische Tafel des Mezőföld wurde durch die vertikalen Bewegungen hoch emporgehoben. Die Erhebung geschah halbseitig und das Gelände des Mezőföld fiel schon zu jener Zeit schwach nach NW—SO ab. Die Intensität der strukturellen Bewegungen dürfte an der Grenze des Pliozän und des Pleistozän zur Zeit der walachischen Bewegungen besonders stark gewesen sein, setzte sich aber auch in dem postlevantinischen Zeitabschnitt fort. Gute Beweise liefern hierfür die in verschiedenen Höhen gelegenen und mit den pannonischen Tafelschollen gleichzeitig aus ihrer ursprünglichen Lagerung nach NO—SW herausgekippten levantinischen Schotterdecken. Die denudierte pannonische Tafel, war nach NW—SO gerichteten Verwerfungen ausgesetzt und wurde kräftig zerstückelt. Die zerstückelte pannonische Tafel blieb auch im Pleistozän nicht ungestört. Die Erhebung der einzelnen Tafelschollen die Abgleitungsflächen entlang dauerte fort, andere hinwieder sanken ein, wodurch auch die Reliefenergie der Oberfläche und ihre Abflussverhältnisse eine Änderung erfuhren. Die Denudation der zerstückelten pannonischen Tafelschollen hielt auch im Pleistozän an, obwohl die Intensität der Erosion allmählich schwächer wurde, doch ist das Nordmezőföld bis zum Ende des Neupleistozäns eine Denudationsflur geblieben. Die normale Erosion setzte sich auch im Neupleistozän fort, charakteristisch für das Gebiet war aber schon die Akkumulation, in erster Reihe die eolische. In grösster Mächtigkeit hat sich

der Löss bis zum Neupleistozän in den tieferen Stellen der bis zum Neupleistozän bereits zu einem Gehügel umgestalteten pannonisch Tafel angehäuft. Die zwischen den einzelnen Schollen entstandenen Senken wurden überall aufgeschüttet.

Eine mächtige und zusammenhängende Lössdecke, wie im südlichen und süd-östlichen Abschnitt des Mezőföld, ist hier nicht zu finden.

Im der letzten Eiszeit (Würm) hatten ausser der Lössbildung auch die Struktur-bewegungen wiederholt eine Rolle gespielt. Das Gehügel wurde durch NW—SO, NO—SW und O—W ausgerichtete Verwerfungen zerstückelt. Die jungen Verwerfungslinien entlang sind die grösseren Täler des nördlichen Mezőföld und zugleich auch die Umriss des Wassernetzes entstanden. Die den Abgleitungsflächen folgenden Flüsse haben terrasierte Täler gebildet: unter den grösseren haben der Császár Bach, das Váler-Wasser, das Szent László-Wasser, der Benta Bach mit Würm I und Würm III glazialen Aufschüttungen und mit Würm II und postglazialen Einschnitten ihre Terrassen ausgebildet infolge der neupleistozänen Krustenbewegungen sind auch kleinere Becken und Breit-täler entstanden. In diesem Zeitabschnitt dürfte der Becken von Bicske, sowie die Täler von Pázmánd und Tárnok eingesunken sein. Das Relief des Nordmezőföld wurde durch die Krustenbewegungen auch im Altholozän um weitere morphologische Elemente bereichert. In der Haselnussphase des Altholozäns nahmen der Becken von Zámoly, sowie der Seebecken Velence ihre heutige Gestalt an. Ebenfalls die, aus diesem Zeitabschnitt stammenden NO—SW Verwerfungen entlang sind die kleineren eingesunkenen Gebietsteile in Vértessalja, sowie der Graben (Halomárok) von Szűzvár, im Vorraum des Velencegebirges entstanden. Mit dem Abschluss der jungen strukturellen Bewegungen hat der Relief des Nordmezőföld seine Vollreife erreicht, die lössbedeckte, durch Strukturbewegungen zerstückelte Hügellandschaft mit seinem lebhaften Relief hat sich zu einer gut gegliederten Landschaftseinheit verwandelt.

Die einzelnen Teile dieser Landschaft, die neben zahlreichen verwandten Zügen auch individuelle morphologische Eigenschaften besitzen, haben sich durch die neupleistozänen und holozänen Verwerfungslinien bedingt entwickelt.