

## A GERECE PEREMHEGYSÉGI RÉSZEINEK GEOMORFOLÓGIÁJA

LÁNG SÁNDOR

### Bevezetés

A Dunazug hegyvidék nyugati szárnyát elfoglaló Gerecse hegység É—ÉNy-i oldalával a Dunára és a Kisalföld süllyedékére lejt le. Csak DNy-i pereme határos a Bársonyos dombvidékével és a Vértessel. ÉK-re a Dorogi völgyön túl a Pilis, K-re a Zsámbéki medence, DK-re az Etyeki dombvidék és a Mezőföldhöz számítható élénkebb térszínű dombvidék határolja. Kb. 700 km<sup>2</sup>-es területéhez számíthatjuk tehát azt a rögökkel és kisebb medencékkel jellemezhető területet is, amely közvetlenül a Dorogi völgygel és a Zsámbéki medencével határos. A Vértestől a Szári hágóról lejtő Felsőgallai és Szári völgy (régii nevén tata-váli, vagy tata-bicskei törésvonal) választja el.

A Gerecse felszínalaktani problémáival részletesebben még keveset foglalkozott a hazai geomorfológiai irodalom. Erről a területről szóló bővebb terjedelmű, részletkérdésekkel is foglalkozó tanulmány még nem ismeretes. *Korpás Emil* értekezése ugyanis rövid, aránylag kevés részletkérdéssel foglalkozik. *Kéz Andor* tanulmányai csak a hegység szélére vonatkoznak és a Duna völgy gerecsei szakaszának teraszmorfológiai vizsgálateredményeit közlik. Ugyanilyen tárgyú *Vitális Sándor* értekezése is. *Mándy György* részletes morfológiai analízisei csak a Gete hegycsoport területére terjednek ki. Jó analízist végzett *Cholnoky Jenő*, de tanulmánya már sok kiegészítésre szorul. Bár ez sem ad sok újat a Gerecse geomorfológiai problémáiról, úgyszólván tisztán csak morfografikus értékű. *Sédi Károly* az északi Gerecse löszeiről közöl megfelelő beszámolót, de ez is inkább csak morfografikus jellegű. *Betfia* értekezése csak egyetlen falu monografikus feldolgozása. Nagyértékű *Leél—Óssy Sándor* értekezése, aki a Zsámbéki medence modern morfológiai analízise mellett még a Zsámbék és Gyermely közti hegységi perem morfogenetikai kérdéseivel is részletesebben foglalkozik, különösen a Zsámbéki hegy és a Nyakas kuestának vélt gerincét tanulmányozta részletesen.

A földtani felvételezők már jóval sűrűbben látogatták a hegységet, különösen a szénbányászattal, a bauxitkutatással és a karsztvízelőfordulások tanulmányozásával kapcsolatban. Vizsgálati eredményeik nélkül nem is lehet megbízható morfológiai képet rajzolni. De összefoglaló földtani leírás sem jelent még meg erről a területről. A földtani részletvizsgálatokra vonatkozó irodalmi utalásokat a Gerecse kisebb tájainak tárgyalásakor adjuk közre.

Hegységi területünk geomorfológiai tárgyalásakor részletes alaktani vizsgálat tárgyává kell tenni a hegység felszíni formacsoportjai közül a másodkori mészkőrögök formakincsét, a völgyek fejlődésmenetét és végül

a kisebb medencék kialakulásának kérdését is. A hegységről alkotott felszínalaktani összefoglaló képben pedig az említett három relief-típus formacsoportjának kialakulását összhangba kell hozni a Dunazug hegyvidék többi területének és az egész Dunántúli felszíne fejlődésmenetével. A Gerecse karsztjelenségeivel külön kell foglalkoznunk.

A Gerecse felszíne olyan aprólékosan tagolt, kisebb völgymedencékkel, völgyekkel szagatott röghegységi táj, amelyet nehéz különálló, nagyobb kiterjedésű, természetesnek mondható tájelemekre bontani. Tárgyalásaink során igyekezni fogunk kisebb természetes rész tájakra osztani. Ezek a következők: 1. a Gete csoportja, 2. a Zsámbék-Bajna közötti dombvidék, 3. a Peskő-Somlyóvár csoport, 4. a Nyugati Gerecse, 5. a Központi Gerecse. Utóbbival ezen a helyen nem foglalkozom, csak a peremhegységi területekkel.

### Általános megjegyzések

A hegység, mint a Dunántúli középhegység egyik tagja, típusos röghegység. Másod- és harmadkori, valamint pleisztocén és holocén képződmények építik fel. Részletes földtani felépítését és hegyszerkezetét röviden a részlettájak jellemzése alkalmával fogom közölni. Bár a mai felszín kialakításában a belső és a külső erők egyaránt közreműködtek, erősebben mutatkozik itt a szerkezeti morfológiai formakincs. Ez a vonás jellemző különben az összes üledékes kőzetekből álló középhegységeinkre. Ennek okát egyrészt a felszín formáló fiatal (pliocénvégi-pleisztocén-holocén) tektonikus mozgásokban, másrészt abban lehet megtalálni, hogy gyakoriak a normális denudációnak, főleg az erózióknak jobban ellenálló kőzetek, sok a karsztjelenség, ezért a karsztos felszín nehezen pusztul. Így azután sokáig nagyon meredékek maradnak a mészköves (és a dolomitos) lejtők, mert a felszíni vízfolyás kevés, vagy egyáltalán nincs.

### I. A Gete csoportja

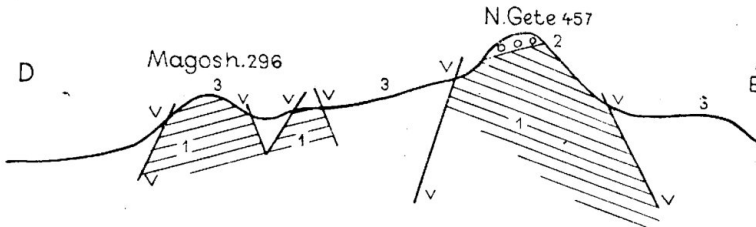
Élénk reliefű dombvidék és alacsony hegység. DK-i határához hozzávehetjük az Uny-Piliscsaba-Tinnye közti, korrációs völgyekkel élénken szabdalta harmadkori dombvidéket is. A tárgyalandó terület térszíne így négy jobban kijelölhető szintre különül: 1. A merész, juvenilis lejtőkkel kiemelkedő, másodkori mészkőrögfelzártnak, 300—457 m tszf.-i magasság között. 2. A harmadkori főleg oligocénkori homokkőből álló dombvidék; ennek felszíne DK-en 270—320 m, ÉNy-ra alacsonyodva 240—250 m. 3. A fiatalabb, pleisztocén és holocén korú teraszszintek és az alacsonyabb, futóhomokos és löszös térszínek. 4. Az alluvium.

A Gete hegyvidék földtani viszonyait aránylag jól ismerjük. Geomorfológiai szempontból a legrészletesebben *Mándy György* tanulmányozta. Eredményei alapján azonban még nem kapunk elég tiszta képet a terület felszínének kialakulására és fejlődésmenetére vonatkozóan. A nem teljesen kielégítő morfogenetikai magyarázat oka az, hogy az egész területen hiányoznak a fiatal korjelző üledékek, amelyek elhelyezkedéséből meg lehet állapítani a jelenkori felszín fejlődését. *Korpás Emil* csak kevéssé emlékezik meg a Gete hegycsoport egyes formáiról, részletes vizsgálati eredményei alig vannak.

*Kéz Andor* a Duna völgy geomorfológiai vizsgálata közben az északi hegységi peremet járta be és csak a folyó pliocénvégi-pleisztocén kori teraszait ismertette.

a) Felépítés, szerkezet

A terület vázát és alapját képező mezozoikus alaphegység töréses rögös szerkezetű, a felszínre csak néhány nagyobb rög alakjában bukkan. A felépítő kőzet itt főleg jól karsztosodó dachstein-mész-kő. (Nagy Gete 457 m, Öregkő 309 m, Hegyeskő 312 m, Magos hegy 296 m, Henrik hegy 339 m.) A dolomit csak alárendelt jelentőségű, a Csolnok körüli rögökben található egy-két helyen (pl. Nagy Gete és Magos hegy DK-i lába). A liasz kori mészkövek is alárendelt jelentőségűek (dorogi Kőszikla). A mélyebb szinteken itt-ott egy-két vízmosás tárja már csak fel a mezozoikus alaphegységet, pl. a Kőtál környékén, Tokodtól DK-re. A nagyobb rögök tört lejtővel emelkednek ki.



1. ábra. Vázlatos szelvény a Nagy Getén keresztül.

1 = Másodkori alaphegység, 2 = a Nagy Gete idősebb (I. generációjú) tönkje a miocén-kori kavicsstakaró foltjaival, 3 = Fiatalabb (egyben alacsonyabb) tönkök (II. generáció).  
v — v fiatal vetődések.

Схематический разрез через Надь Гете

1 = вторичная масса гор; 2 = более старый пенеplain (I генерация) с пятнами миоценового галечного покрова; 3 = более молодые (и одновременно более низкие) пенеplain (II генерация). v—v = молодые сбросы

Profilskizze des Nagy Gete.

1 = Mesozoisches Grundgebirge. 2 = Alteres Peneplain des Nagy Gete (I. Generation) mit Flecken der Miozänschotterdecke. 3 = Jüngere (zugleich niedrigere) Peneplains (II. Generation). v—v = Junge Verwerfungen.

A harmadkor képződményei közül nagy elterjedésű a felső-oligocén korú homokkő és márga, amelyeket többnyire korráziós völgyek hasogatják fel hullámos dombvidékké; Uny és Dág környékén szarmata- és pannon üledékek fedik; csak a mélyebb szinteken bukkan elő. A Gete gerincének közepén, 400—430 m absz. magasságban kevésbé koptatott miocén kavics található. Folyami kavics van Csolnoktól K-re is a Leányvári völgyben. A csúcsrégió egyenletes ezen az oligocén rétegekből álló igen lapos, alig kiemelkedő felületen, melyből még a mészkőrögök sem nagyon emelkedtek ki. A Hegyeskő oldalain levő pliocénvégi mésztufafoltok arra utalnak, hogy a hajdani hévforrások még alacsony viszonylagos magasságban fakadtak fel; jóval csekélyebb volt a táj reliefenergiája. Feltűnő végül a pleisztocénkorú lösz formakiegyenlítő hatása, pl. az Öregkövön vagy a Hegyeskő tövén is. *Mándy* a pusztuló löszfelszínen érdekes formakincset ismertetett. De a jelenkori futóhomok formáit is leírta. A bányafeltárások szerint (pl. Ebszönybánya) a lösz 20—25 m-es vastagságú, veres vályogszalag nincs benne.

Hegységi tájunk felépítését és szerkezetét az esztergomvidéki barnakőszénterület geológiai monográfusai (*Rozlozsnik, Schréter és Telegdi-Róth*) kimerítően és bőven ismertették. A térképükön feltüntetett hegyszerkezeti vonalak szerepét a mai felszín kialakulásában oly módon lehet értelmezni, hogy a régi szerkezeti vonalaknak a mai relief formálásában nincs szerepük. Egyes vetődések a régiek közül azonban a fiatal harmadkor és a negyedkor folyamán *újraéledtek* és vagy csak egyes mészkőrögöket emeltek ki, vagy pedig egyetemlegesen az egész hegységi területet. Utóbbiak a Duna és az Öregárok völgye mentén futnak, az előzők pedig szorosabban a mészkőrögök lábánál, kiemelve még egyszer a rögöket és újra besüllyesztve a részben már poszteocén és posztoligocénkorú széntelepes árkokat is (1. ábra). A vetőknek egy kisebb csoportja egyes mellékvölgyek irányát is megszabta (aszimmetrikus völgyek), kissé feldarabolta a hajdani pannon térszint (tönkfelszint), sőt néhány kisebbfajta hidrográfiai elváltozást (pl. kapturát) is okozott.

#### b) Felszíni formák

A hegycsoport felszíni formáinak analizisére nézve elsősorban *Mándy* szolgáltatott sok adatot. A rögök morfológiájára vonatkozó megállapításaihoz nem sok hozzátenni való van. Legfeljebb, a rögök karsztosodó felszínén nem szabad túlzott nagy jelentőséget tulajdonítani pusztán a szélfúvás hatásának. Pl. a Hegyeskő és a Gete tetején kiálló sziklák elsősorban karrosodnak.

Fiatal (újpleisztocén) teraszokat is írt le a Gete É-i oldaláról lefutó konzekvens aszóvölgyekben és ezek szubszekvens mellékvölgyeiben. Leírta *Mándy* a Csolnokon keresztül folyó Jancza patak völgyének teraszait is: fellegvári (?) és városi teraszt (?) említve. Ezek a II. és a III. sz. teraszoknak felelnek meg. *Korpás* is foglalkozott a terület morfológiájával. A tokodi Kőtál völgyét barlangi beszakadásnak tartotta, míg *Mándy* szerint az felszíni eróziós eredetű sztratoszubszekvens völgy.

A *völgyek*. A Gete környékén a völgyképződés több érdekes típusa tanulmányozható. Így a már említett *tokodi Kőtál völgynek* a Tokod község feletti szakasza vizsgálataim szerint mintegy 3 km hosszú tektonikusan is preformált eróziós völgy, völgyfőjét messze hátratulolta a Nagy Gete D-i lábához. Keresztmetszete a felső szakaszán kissé aszimmetrikus, a Gete fiatalos kiemelkedése miatt. A hegy hosszú, keskeny röge mai, nagy magasságára utólag emelkedhetett, magával ragadván az É-i lábánál levő Kis Gete ma 300 m magas platóját is, amely ugyanolyan jellegű felszín, mint az Anna völgy, Ebszöny és Tokod körüli 250 m absz. magasságú fennsíkrészletek. A Kőtál dachstein mészkőgátja a bevágódni készülő patakvölgy ama részén alakult ki, ahol a hegység nagy ugrómagasságú É-i peremtörése van és a majdnem függélyes töréssík D-i oldalán még magasán maradt a dachstein mészkő, de É felé, Tokod alatt már mélyebbre zökkent. Így, a kemény mészkőgát, valamint a törésvonal fiatalos voltában együttes hatására hatalmas ugrás van a patak esésgörbéjében, szubkonszekvens vízesést alkotva. A bevágódás mértéke kb. 20—30 m, időtartama viszonylag nem lehet nagyon sok: az ópleisztocén folyamán kezdődhetett, ami egyúttal jelzi a vetődés időpontját is. A távolabbi környezet 150—170 m absz. magasságú szintje is megfelel a vélt ó- és középleisztocén szintnek. Teraszképződés persze ezen az öt-hat lépcsőből álló

vízeséses, nagyésű völgyben nem volt. A bevágódás permeábilis takaróból álló térszínen indult meg és csak azután került sor a mészkőbe való bevágódásra. Ennek eredménye V-alakú, szűk völgyszakasz. Az alapkőzet, amiben ez a bevágódás elkezdődhetett, a felső-oligocén homokkő lehetett. A szurdok két barlangja nem bizonyít a barlangi eredet mellett, hanem már hosszú idő óta inaktív forrásbarlangok lehetnek. A barlangok környékén számos kisebb vízkilépés nyoma látszik még. Ezek akkor működtek, amikor még magasabban, 150—160 m-re volt az erózióbázis szintje és ehhez közel állt a karsztvíz szintje is.

A Kötálhoz kis mértékben hasonló szubkonszpekvens rohanója van a szomszédos, Ny-ra levő Mészégető völgynek is. Ennek a bevágódása is feltárja a peremtörés mentén jobban kiemelkedő dachstein mészkövet.

A *Jancza patak* völgye Csolnok felett kezdődik. Egy főága DK-i irányból, Kiscsévpusztá felől jön és a két ág a csolnoki Magos hegy alatt egyesül. A völgyek irányát vetővonalak szabták meg. A pataknak egy másik, Ny felől jövő ága a Magos hegyet kerüli meg és csapolja le a Csolnoktól Ny-ra levő kis medencerészletet. A völgyeket kialakító törésvonalak iránya többféle: Ny—K, É—D és ÉNy—DK irányú. A Jancza patakba torkolló völgyek közül a kiscsévpusztai völgyek lapos, széles talpú, lankás, löszös lejtőjű völgyek, legfelső részleteik tisztán korráziós eredetűek. A Jancza patak alsó szakaszának a Magos hegy tövéénél, Csolnok déli szélén alacsony terasza is van; ez nem igazi terasz, mert az egész völgy löszbe vágódott be és durva hordaléka nincs. Itt 600 m széles süllyedés is van, a patakoknak egészen gyenge az esése. Ezután a fővölgynek egy nagyobb esésű áttöréses szakasza következik, a Magos hegy és Kecse hegy között. Néhány alacsony löszös teraszrészlet itt is található, ezenkívül 30—40 m magasan is vannak löszfedte teraszroncsok. Bal felől a Jancza még a Dág mögül előtűnő völgyet veszi fel. Ennek felső és középső szakasza igen kis esésű korráziós, lösszel bélelt széles völgy, majd torkolati szakasza egészen nagyésű; úgy látszik, a fővölgy fiatal bevágódását követte.

Hasonló természetű esésváltozást lehet észlelni abban a völgyben is, amely a Magos hegy mögül nyílik. Felső szakaszán K—Ny irányú, majd a hegy Ny-i törésénél D és DK felé fordul és a kis esésből nagyobb, rohamosabb esése lesz. Ez a részlete valószínűleg fiatalabb időben keletkezett völgyszakasz. A völgy Ny—K irányú szakaszának Csolnok felé is csak nagyon alacsony nyerge van. Eredetileg a Gete aljáról jövő aszók egyesüléséből származó völgy errefelé, DK-i irányban torkollhatott, csak utólagos tektonikus mozgások következtében alakult ki a Csolnok Ny-i szélén levő meredekfalú gát és a Magos hegy Ny-ra való megbillenésével együtt a völgy lefutása is Ny-i hajlásúvá változott. Az említett hidrográfiai változást a pleisztocén korú tektonikus mozgások következményeként lehet felfogni. A Magos hegy négy tagból álló rögén alacsony nyergek vezetnek át. Ezek némelyike pl. a Gete felől lenyúló aszóvölgyek folytatásában látszik. Mintha ez lett volna a korábbi hidrográfiai irány.

Egyes nagyon meredek lejtőrészek is fiatal tektonikus mozgásokra utalnak, pl. a Csolnoktól DK-re levő oligocén homokkőves rög, melyet vastag lösz simított el. Erről DK felé lapos, korráziós völgy indult meg, Kiscsévpusztá alá. Ezt a völgyet azonban oldalról veszélyezteti a Jancza patak egyik fiatal mellékvölgye, mely a Szalonka hegy É-i oldalára harapódzott vissza, élesen beleharapva a Csolnoki hegy felé vezető nyeregbe. Mivel köröskörül igen

meredek lejtő veszi körül, nem pusztán eróziós eredetű, hanem tektonikusan is előrejelzett.

A Kolostor völgy szintén a nagyobb, tektonikusan is preformált eróziós völgyek közé tartozik. Ez Csolnoktól K-re a Leégett hegy tövénél kezdődik. Legfelső szakaszát, mely a Henrik hegynél kezdődhetett, a Reimann aknánál hátravágódó fiatal völgy hódíthatta el. Lapos vízválasztó tanúskodik erről a Leégett hegy D-i lábánál. A Kolostor völgy ezután DK felé folytatódik és aszimmetrikussá válik. Egyik (bal) oldalán a Leégett hegy folytatásában levő rög lealacsonyodó, tövig löszfedte lapos lejtője határolja, jobboldalon pedig a Juhász hegy \* Kolostor hegy rögei. Ezek azonban igen meredek lejtőjűek, oldalukon előtűnik a laza oligocén korú homokos rétegsor is és csak efelett van a löszfedő. Ez is mutatja, hogy fiatalos kiemelkedésről van szó. Ez a kiemelkedés, valamint a völgy időszakos vízfolyásának alamosása, karöltve a fekvő rétegek elázásával, suvadásos jelenségek előidézője is lehet. Ilyen térszín van a völgy fordulójában a Kolostor hegy környékén is, ennél azonban sokkal típusosabb suvadás figyelhető meg a völgy torkolatában, a Leányvári puszta mellett, ahol egészen le is záródik a völgy és néhány m-re szűkül össze az alluviuma.

A Dank hegy tövéen kifejlődött aszóvölgyet — mely a Nagy Gete É-i lejtőiről szedi össze vizeit — morfológiailag már többször megvizsgálták. *Korpás* epigenetikus völgynek mondja. *Mándy* szerint ez a völgy álepigenetikus, mert a két oldalán, a Dank hegy körül, nincsenek meg a lejtőkön ugyanazok a rétegek, a völgyet vetődés hozhatta létre. Vizsgálataim szerint sok más völgyhöz hasonlóan ez a völgy is aszimmetrikusan vágódott be. A Dank hegy aszimmetrikusan kifejlődött rög, lapja, felszíne ÉK-re kissé megbillent. Gyanítható az is, hogy ÉK-i szélén eredetileg konszekvens vízfolyás haladt a Getéről az Erzsébet akna felé, ezt azonban a vető menti aszimmetrikus kifejlődésű Dank hegy alatti árok teljesen lefejezte.

A felszíni formák kifejlődése — a Gete csoportban is — sok helyen aszimmetrikus. Ennek oka a denudáció mellett *elsősorban* a fiatal, ma is működő tektonikus mozgásokban keresendő. Nemcsak egyes völgyszakaszok és keresztmetszetek váltak így aszimmetrikussá, hanem egyenletes lejtésű nagyobb kiterjedésű felületek is.

### c) Karsztjelenségek

A felszíni karsztosodás mértéke ezen a területen azért olyan csekély, mert kevés a karsztfelszín. Csak néhány kisebb alapterületű rög emelkedik ki az oligocénkori márga- és homokkötakaró szintjéből. A meredek peremű röglejtőkön néhány helyen *karrosodtak* a kopár mészkősziklák. Ilyen pl. a Nagy Gete és a Hegyeskő csúcsának némelyik oldala.

A karsztos felszín kiterjedése a mérések szerint összesen kb. 2 km<sup>2</sup>. Ez elég csekély terület, emiatt karsztjelenségekben nem bővelkedik a felszín. Annál gazdagabb a mélységben eltemetkezett mészkő- és dolomittömegek karsztosodása. Az itteni vizet vezető vagy tartalmazó barlangi járatokat a bányamunkálatok több helyen feltárták és a karsztvízbetörések kiküszöbölése miatt ezeket már behatóan tanulmányozták. A kérdésnek tekintélyes irodalma van.

Az egyes karsztjelenségek közül a *dolinaképződés* egészen jelentéktelen, mert kicsinyek és többnyire csúcsosak vagy gerincesek a magasra feltorla-

szólódott mészkörögök. A hegytetőkön (pl. Nagy Gete) látható néhány igen kicsiny mélyedés egyáltalán nem fogható fel dolinaként. Ugyanez mondható el a *víznyelők* kérdéséről is.

A *barlangképződés* már nagyobb szerephez jut ezen a területen, azonban csak a mélységben rejtőző fedett karszt területén. A felszínen levő üregek közül jól ismert és részben már tanulmányozottnak mondható a *Kötál oldalbarlangja*. *Korpás* annyit említ róla, hogy a hajdani, barlangi eredetű szurdok oldalbarlangja volt. *Mándy* ezt cáfolja és a szurdok keletkezését felszíni erózióval magyarázza. A barlang eredetéről azonban csak annyit mond, hogy szabályos eróziós barlang, a szurdokvölgy negyedik vízése felett. Kialakulását litoklázis könnyítette meg. Képződését úgy látszik a vízések alatt kivájt üstszerű katlanok keletkezéséhez is hasonlítja. Említi még, hogy a folyóvíz a dachstein mészkő litoklázisait is jelentékenyen kitágítja az öt nagyobb és a felettük levő kisebb vízés mentén. Dolgozata másik helyén az esővíz beszivárgásával és oldó hatásával hozza összefüggésbe a barlangkeletkezést.

A barlang keresztmetszetét és fekvését vizsgálva valóban arra a feltevésre jutunk, hogy az üreg kivésésében nemcsak a patak völgy időszakos árvízének lehetett szerepe. Közreműködött itt a karsztvíz is. A köralakú, 3 m átmérőjű és 2 m magas üregben sok az eróziós eredetű oldásnyom, 1—2 dm-es bemélyedések alakjában. Lehet ez olyanfajta karsztvízes járat végződése, amely messzebbre, a hegység mélyébe vezetett, azonban már eltömődött, csak a nyílása tátong még. A feltöltésben a barlangi agyag és a szikla törmelék szerepelhet nagyobb mértékben. Tehát karsztvíz is folyhatott ki ebből a barlangból. A kötáli kőfülke kb. 4 m-rel magasabban, a kötáli barlang felett nyílik, ugyancsak a szurdok nyugati sziklafalában. Mintegy 2,5 m hosszú, 2 m széles és magas üreg, egyik oldala teljesen nyitott. Nagyrészt vályog tölti ki. Falain szintén sok az oldás nyoma. Ezt sem a patakvíz oldotta ki, hanem a meredek peremtörésen előtörő karsztvíz. Erre utal az, hogy a szomszédos, meredek sziklafalakon több helyen látható apróbb-nagyobb vízkilépés nyoma, félgömbalakú, 1—3 dm átmérőjű üregek formájában, melyekből a mélységbe lehet jutni. Ez hévvízes eredetre enged következtetni.

Másik, jól megközelíthető barlang a tokodi Hegyeskő északi oldalán nyílik, 15° O<sup>h</sup> dőlésű dachstein mészkőben, mintegy 290 m absz. magasságban. 5 méter hosszú, eleje kb. 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub> m széles és magas, majd mindjobban összehűkül és ki is töltődik. Tipikus forrásbarlangnak látszik. Valószínűleg azok a hévforrások oldották ki, amelyek a hegy oldalain levő mésztufát is lerakták.

A dorogi kőbányák a felszínen is számos karsztos járatot tárnak fel, ezek kioldódását melegforrásműködéssel is kapcsolatba hozzák. E felszíni járatok sokszor pirités ásványtársulásokat, kalcitbekéregzést stb. tartalmazhatnak.

A tárgyalt hegységi terület karsztjelenségeihez lehet még számítani a sárisápi karsztos langyos forrásokat is. Hőfokuk 16—17 C°, a bányászat miatt erősen elapadófélben vannak. A feltevések szerint tektonikus vonalak mentén a dolomitból törnek fel.

#### d) A felszín kialakulása

A tárgyalt terület, amint már említettük, a felszín fejlődése szempontjából négy nagyobb szintre különül. Első közülük a másodkori mészkörögök hosszú, keskeny horsztsora. Ha a földtani felvételezők szelvényeit

egybevetjük a mai felszíni formákkal, azt látjuk, hogy a felszínfejlődés a harmadkor második felén és a negyedkoron át tartott. Ezt egyrészt abból látjuk, hogy a meredek vetősíkokkal határolt mezozoikus mészkő- és dolomithorizontok közé meredekebb dőléssel jellemezhető eocén és lankásabb dőlésű oligocén rétegek ékelődnek. A harmadkorvégi mésztufa-foltok pedig a legnyugodtabb településűek. Ebből az látszana, hogy a mai, legmagasabbra kiemelkedő rögök feltorlaszolódnak már a harmadkor közepe táján (miocén dereka) elkezdődött (Gete, Hegyeskö, Magos hegy, Henrik hegy), de a mai térszíni formák kialakulása újabb keletű.

Vagyis a mezozoikus hegység-rögök harmadkorvégi feltorlaszolódnak (miocénkor vége) bizonyos régi vetődések felújulása mentén ment végbe, nagyjából a mai röggeremek irányában. Túlságosan időseknek, eocén, oligocén, sőt, idősebb miocén korúaknak sem vehetőek ezek a rögök a mai magasságuk miatt, mert évmilliók alatt régen le kellett volna pusztulniuk.

Még a karrosodott karsztfelszín denudációjával is számolni kell. Részben az oldódás, részben pedig a kifagyás és az általános denudáció (leöblítés, szélfúvás) hatására alacsonyodhatik maga a mészkő- és dolomittérszín is, csakhogy sokkal lassabban, mint az impermeabilis kőzetű felület. Ha a csapadékvíz oldóképessége a mészkövön közepes hőfokon 13 mg/l, és 1 m<sup>2</sup>-re évente 600 mm csapadék hull, amiből a karros felület jelenléte miatt, továbbá a kőzetpedésekbe való beszívargás következtében csak 200 mm-nek vehetjük a teljes értékű oldó hatást kifejtő csapadékot, a többi pedig elhanyagoljuk, úgy a mészkőtérszínről minden m<sup>2</sup>-en 1000 év alatt 1 dm<sup>3</sup> oldódik le. (Az oldó hatást nemcsak a sziklákat verő eső gyakorolja, hanem a gyengén harmatozó köd is.) Vagyis, 1000 évenként csak 1 mm-rel alacsonyodna a mészkőfelszín a mi viszonyaink között, ezt azonban az esetleges kifagyás és inszoláció, szóval a mállás és aprózódás megsokszorozhatja, különösen dolomitos területen. Ennek bizonyítéka az, hogy a mészkőrögök lábánál nagyszerűen kifejlődnek a homorú keresztmetszetű törmeléklejtők. Ennélfogva az előbb kiszámított lepusztulás-koeficiens — becsléseim alapján — mészköves területen 5-, dolomitos területen 10-szeresnek veszem. Pontosan ezt nehéz megállapítani, mert a kifagyás mértéke attól függ, vajon mennyiszor van hőingadozás egy télen át és közben miféle minőségű csapadék éri a felszínt. Közrejátszik tehát a klíma ingadozása és változása is.

Végeredményben, becsléseim szerint a jelenlegi klímaviszonyok mellett 1000 év alatt a mészkőfelszín 5 mm-rel, a dolomittérszín 10—15 mm-rel alacsonyodik, a Duna vízgyűjtőterülete pedig — *Lászlóffy* számításai alapján — 60 mm-rel. Ez a lepusztulás a pliocén kor kezdete óta — kb. 5 millió esztendő — mészkövön 25—30 m, dolomiton 80—100 m, impermeabilis kőzetű térszínen pedig 250—300 m lehet. Ha az oligocén kor végétől számítjuk a lepusztulás mérvét — 13—15 millió esztendő — a mészkövön 80—100 m-es, a dolomiton 200—250 m-es és a többi kőzeten, 700—1000 m-es eredményt kapunk. Az elmondottakból az következik, hogy kiemelt mészkőrögeink térszíne pusztul a legkevésébbet és konzerválja legjobban az eredeti állapotot.

Ha — a Gerecse, a Vértes és a Bakony mészkő- és dolomitrögeihez hasonlóan — a területünkön szereplő meredek lejtőjű mészkőrögök kiemelkedését a közép-miocén óta feltételezzük, talán nem vétünk sokat az igazság ellen, mert ennyi idő óta csak 80—100 m hiányzik belőlük. Ez az elképzelés annyiból is közel áll a valósághoz, a denudáció tartamát, mértékét és eredményét, valamint a dorogi bányavidék szelvényeit tekintve, hogy a mészkő-

rögök oldaláról, lejtőjéről is csak néhány tucat méternyi közetréteg hiányzik, nincs a lejtő tövéénél nagyon széles »denudációs padka«, ahol nagyobb távolságban a rögötől kezdődne csak a mezozoikus rög földalatti része a lejtőtörmelék alatt.

A felszínfejlődés első lépése tehát ezen a területen úgy képzelhető el, hogy a középhegységek területe kb. a miocén derekáig tönkösödött, még mielőtt a mai felszín kezdett volna kialakulni. E tönkfelszínen néhol kvarc-kavicstakaró rakódott le. Majd megújuló törésekkel a miocén végén és később, a középpliocénig kialakult a nagyvonalú rög-orográfia, már elég tekintélyes reliefenergiával. Vagyis kiemelkedtek a mezozoikus kőzetekből álló idősebb tönkdarabok, néhol a kavicstakaróval a tetejükön (Nagy Gete). Ez az I. generációs tönkök csoportja. A rögök körül, mint alacsonyabb térszín, maradt ki a pliocén-tengeri előntéséből és denudálódott alacsonyra a főleg oligocén korú rétegekből álló gyengén hullámos II. generációjú, fiatalabb tönkfelszín.

A második lépés a terület egyetemleges és a már meglevő I. generációjú mészkőrögök, valamint a II. generációjú tönkrészletek pliocénvégi-ópleisztocén önálló kiemelkedésében nyilvánult meg. Erre utal pl. a hegyeskői forrásbarlang nyílásának a II. generációs pliocén kori tönkfelszínénél még magasabbra kerülése. A szintkülönbség oka nemcsak a pliocénban kisimult térszín (impermeabilis oligocén korú rétegek jelenléte!) nagyobb fokú denudációjával magyarázható. A kiemelkedésekkel létrejön a mai vízhálózat őse, amelynek főtengelei a Duna és a szintén idős pliocénvégi-pleisztocéneleji Öreg árok. Völgyét merev és fiatal törésvonalak jelölik ki. A vízhálózat mellékágai azonban később még el is változtak, sok az újabb völgyáthelyeződés, kaptura, aszimmetrikus völgy- és tönkrészletfejlődés kezdete.

A harmadik fázis a pleisztocén korú változások ideje. Völgybevagódás és mérsékeltbb hegységképződés jellemzi (nagy esés görbe megtörések a Kőtál és a Mészégető völgyben). A tektonikailag nyugodt helyeken, távol a rögöktől, a Duna és az Öreg árok mellett pleisztocénkori teraszok keletkeztek. Beljebb, a rögök között és a dombvidék belsejében néhány egészen fiatalos völgyáthelyeződés is látható, mint pl. Csolnok és Dág körzetében. Ilyen pl. a Magos hegy É-i lábánál futó völgy és a Dági völgy.

Nem annyira a denudáció egyenlőtlensége, hanem inkább a lassan, finoman ható legfiatalabb tektonikus mozgások (az újpleisztocén és holocén korban működők) váltották ki a nagyobb területre jellemző térszín-elferdüléseket és aszimmetrikus felületi formák képződését is. A fiatal mozgások nyomait a denudáló erők még nem tudták eltüntetni, az idő rövidsége miatt. Nemcsak a terület pliocénkori térszínének általános érvényű ÉNy irányú lezökkenése állhatott ekkor elő, hanem kisebb területre kiterjedő hatállyal is működtek, számos helyen újabbkeletű hidrográfiai változásokat is okozva.

A pleisztocén folyamán, különösen a közepe és vége felé, nagy jelentőségű volt a lösz formakiegyenlítő hatása. Erre az időre tehető még a mai térszínen is jól látható tektonikusan is preformált, továbbá a tisztán eróziós eredetű és a korrázios völgyek kialakulása és lösszel, lejtőtörmelékkel való feltöltődése. A lösz az idősebb pleisztocén folyamán is képződhetett, csak hogy az interglaciálisokban esetleg teljes mértékben lepusztult, úgy, hogy valószínűleg már csak a fiatal lösz található. Az oligocén homokos-agyagos felszíneken glaciális szoliflukcióval is kell számolni. A lösz fedőjében levő futóhomokot az óholocén és holocén folyamán fújta ki a szél a Duna árteréről, továbbá a közeli oligocénkori homokos rétegekből.

A hegyeskői mésztufarétegek, mivel két szinten található meg, szintén jó kifejezői a térszín fejlődésmenetének. A 240—250 m magasságban levő felső szint még akkor rakódott le, amikor a felsőpliocén térszín volt az erózióbázis. Az alsó mésztufafelszín — 160—180 m absz. magasságban — már a Duna V. sz. teraszának szintjében keletkezhetett. Fauna szempontjából az irodalom bővebben nem közöl ezekről. *Schréter* még pleisztocén korúnak vette a magasban fekvő mésztufafoltokat is.

Területünkön tehát csak a Nagy Gete és a Hegyeskő vehető idősebb (I. generációjú) tönkmaradványnak. A szénbányászat természetesen sok anthropogén eredetű elváltozással jár, a legfeltünőbbek itt a kitermelt széntelepek feletti felszín kisebb-nagyobb rogyásai, amelyek a mezőgazdaságra károsak.

## 2. A Zsámbék—Bajna közti dombvidék

(A Gerecse délkeleti előtere)

### a) Felépítés, szerkezet

Ez a terület, melyet a sárisápi Öreg árok völgye, az uny-perbáli nyereg, a Zsámbéki medence, a Szent László víz völgye és a Vörös hegy — Jásti hegy — Szenék hegy — Domonkos hegy — mogyorósbányai Köles hegy vonallal kerítünk körül, nem is hegységi, hanem inkább maturus-szenilis lejtőjű dombvidék, karsztos mészkő- és dolomitrgöggel. Nagy magasságot azonban ezek sem érnek el.

A körülhatárolt kis tájegység felépítése aránylag egyszerű. A kicsiny kiterjedésű triász kori dolomit- és mészkörögök (mányi Strázsa hegy 265 m, Gyarmat hegy 340 m, Kecsekő 266 m, szomori Kakuk hegy 337 m, Vörös hegy 242 m, epöli Kőszikla 316 m, Kis Szikla 268 m, ill. bajnai Öreg hegy 360 m és Órhegy 347 m) szigetszerűen állnak ki a felsőoligocén homokkőves és agyagos rétegsorból álló hullámos tönkfelület térszínéből. DK felé még szarmata tengeri-partközeli rétegsor is települt egyre vastagabban az oligocén bázisra, Vasztély—Szomor—Máriaalom—Uny vonalától DK-re. Mászol, és pedig a jelzett vonaltól Ny-ra inkább szárazföldi eredetű miocén kavics-takaró foszlányai maradtak meg. Még tovább K-re, a Zsámbéki medence szélei felé, a pannon rétegek kerülnek elő a szakadozott lösztakaró roncsai alól. Itt-ott partközeli pannon kavics rakódott le, mint pl. Nytól D-re és DNy-ra.

*Jaskó* szelvényei az alaphegység triász kori rétegeinek erősebben összetöredezett és meredekre kibillentett rögeit tüntetik fel. Ezek közé kisebb lejtéssel, enyhébben összetöredezett, avagy gyengén hullámos oligocén-pannon rétegsor települ, fokozatosan csökkenő dőlésszögekkel. A mai felszíni formák kialakításában nagy szerepe volt a legfiatalabb korban működő töréseknek (pleisztocén-holocén kratogenezis, mely a korábbiak folytatása volt). Ez a tény azonban nem annyira a geológiai felvételek eredményeiből és kiértékeléséből, vagy a felvételi jelentésekből tűnik ki, — bár újabban a fiatalok mozgásának is kezdenek nagyobb jelentőséget tulajdonítani (pl. *Jaskó*), hanem inkább abból, hogy a rögs szerkezet a lazább oligocén-miocén rétegsoron belül is kialakul: hiába kicsiny a dőlésszög, mégis igen meredek lejtők alakulnak ki, holott az erózió működése a rögek lábánál igen csekélynek látszik, suvadásról és másféle, meredek lejtőt kialakító erőhatásról pedig nem lehet szó.

Az oligocén-neogén rétegsor meredek lejtői úgy alakulnak ki, hogy a fekfűjűkben a nagy mélységben rejtőző mezozoikus alaphegység rögei torlaszolódnak s mozgásuk továbbadódik a felettük levő fiatal és laza üledéksor felé is. Ezeket a mozgásokat a törésvonalak mentén kell feltételezni. E vonalak többnyire a merev lefutású völgyek hosszában futnak, geológus-módszerekkel már nem is mutathatók ki, csak az általuk létrehozott juvenilis formák segítségével, ami már a morfológus feladata.

*Korpás* tanulmánya ezzel a területtel nem sokat foglalkozik, *Cholnoky* figyelmét túlnyomóan csak az ú. n. zsámbéki kettős kuesztaperem morfo-genetikai kérdései kötik le. Legbehatóbban *Leél-Őssy* tanulmánya foglalkozik a területtel. Eredményei korszerűek.

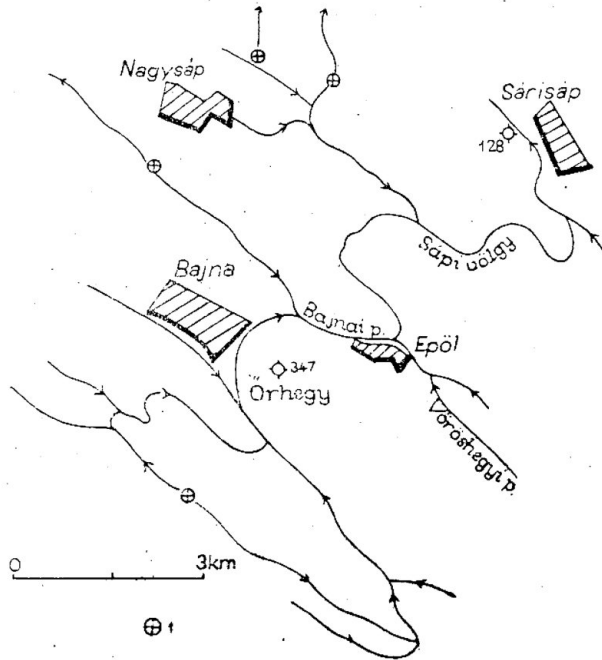
#### b) Felszíni formák. Aszimmetria

A terület formakincse bizonyos mértékig eléggé változatos. Völgyei korrázios, vagy hosszabb és tektonikusan is előrejelzett eróziós völgyek, a deflációnak nincs, vagy csak egészen minimális lehet a szerepe, de semmiestre se kirívó, mint ahogy azt korábban képzelték. Hegyvidéki formái vagy tört lejtőjű dolomit és karsztos mészkőhegyek rögei, vagy rögszerűen fel-emelt oligocén-neogén üledékből álló alacsonyabb kiemelkedések. Medence-szerű süllyedések és kisebb félmedencék is fejlődhetnek ki olyan helyen, ahol nagyobb hézag maradt ki a rögök, vagy kiemelkedő táblák között. Különösen Máriahalom és Nagysáp szűkebb körzetében van medencejellegű térszín. Nagyobb, de nem típusos medencefelszín van Bajna és Gyermely között, kisebb dolomitsasbércekkal. E medencét csak részben kerítik körül a Gerecséhez tartozó, néhol hézagos, sorban álló kisebb dolomit- és mészkő-rögök. Másféle szabályosan kifejlődött relief-típus — a mészkő- és dolomitsasbércek karsztosodó felszínén, valamint a keskeny alluviális lapályokon kívül — ezen a területen nincsen. A *Cholnoky* és *Korpás* által említett zsámbéki és a csabdi-gyermelyi szarmatamészköves »kueszta« ill. réteglépcső-peremről az újabb geomorfológiai vizsgálatok (*Leél-Őssy*) már kiderítették, hogy másféle térszíni forma. Saját vizsgálataim alapján még jobban el kell vetni a régi morfológusok kueszta-elméletét.

*Völgyeinek hálózata* híven tükrözi vissza a táj szerkezetét. Gyaníthatólag fiatalon is működő merev, ÉNy-DK irányú törésvonalak párvonalas hálózata alakult itt ki, kb. 140°—320° irányban, vagyis a sárisápi Öreg árok völgyével nagyjából párhuzamosan. Ezeket a völgyeket pedig egy-két erre keresztben futó völgy fejezi le. Utóbbiak közül a legszebben fejlett a Sápi völgy. Bajna és Sárisáp között, cikk-cakkban futva kerülgeti az útjába eső triász-kori rögöket. Keresztvölgyi szakaszait igen rövid hosszanti völgyekkel is váltogatja. Szintén keresztvölgyi a sárisápi Öreg árok két forrása, Uny, ill. Máriahalom környékén. Ilyen végül a gyarmatpusztai völgy is, amely Vasztélynál a Szent László víz völgyébe nyílik.

A *hosszanti völgyek* közül az *Öreg árok* völgyével később külön foglalkozunk. Ennek legnagyobb mellékvölgye, a nálánál sokkal hosszabb *Sápi völgy* a Bajnai medencét csapolja le. Patakjának forrásai a Zsámbéki hegy és a Nyakas ÉNy-i lejtőin vannak, Anyácsapuszta közelében. Itt kezdődik a fővölgy legjobban előretolt ága. A gyermekyi és a szomori ág már nem toltta ennyire DK-re előre a völgyfőjét. Mindhárom ág egy-egy törés-

vonalon alakult ki. A tengelyként felfogható főtörésvonal a szomorai ág folytatásában húzódik ÉNy felé, egészen Bajnaig. Itt el is hagyja a fővölgy a szétágazó és részben a Bajóti patak völgye felé haladó főtörésvonalat, mert befordul az Órhegy (347 m) ÉNy-i lábánál húzódó kereszt-törésbe. Ezt azonban hamarosan elhagyja a kis patak völgye, de Epölnél újra visszatér hozzá és rövid futás után újra elhagyja, mert másik kereszt-törés mentén éri el a fővölgyet. De mire odaér, még háromszor is kanyarodik a sakktáblaszerűen összetöredezett rögök cikk-cakkos peremei között. Ennek folytán a völgy formakincse elég változatos (2. ábra).



2. ábra. A Bajna—Sárisáp közötti terület völgyhálózata. (A szereplő völgyek merev, egyenes törésvonalakat követnek.)

1 = völgyi vízváltak. A nyilak patakok lefutási irányát jelzik.

Сеть долин на территории между Байна—Шаришáp (Встречающиеся долины следуют прямым линиям излома.)

1 = долинные водоразделы. Стрелки указывают направление стекания воды ручейков.

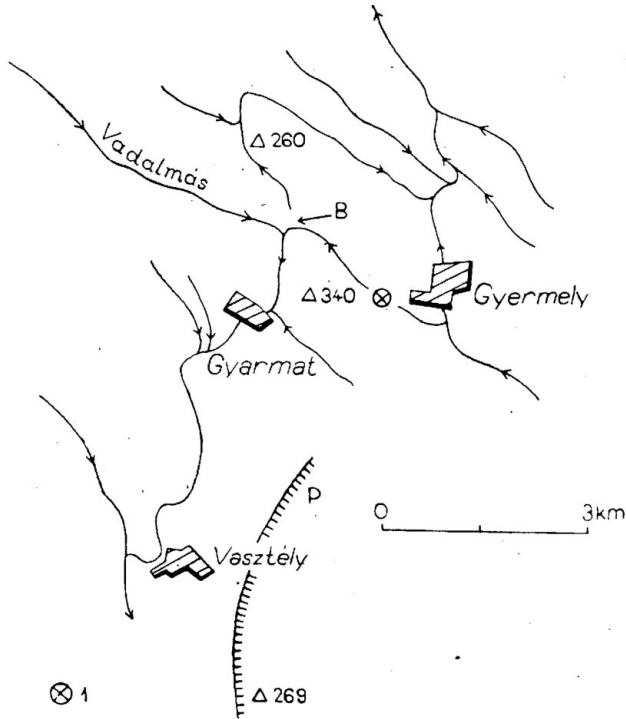
Talnetz des Gebietes zwischen Bajna und Sárisáp. (Die dargestellten Täler folgen den starren, geraden Bruchlinien.)

1 = Talwasserscheiden. Die Pfeile bezeichnen die Abflussrichtungen der Bachläufe.

Ennek a völgynek a formakincséről még a következő részleteket lehet ismertetni. Anyácsapusztai főága a Zsámbéki hegy és a Nyakas közti szarmata kori mészkőgerinc Ny-i lejtőjéről szedi össze vizeit. Egy-két kisebb forrás is táplálja. A három forrásvölgy gyengén vágódott bele a 240—250 m absz. magasságú oligocén korú homokkőves térszínbe, a korrázióképű völgyek hullámosak, 30—40 m mélyre vágódtak csak be. A völgy további szakasza nyílegyenesen halad el Szomor mellett. Először a Kakuk hegy dolomitroge

miatt aszimmetrikus, később pedig azért, mert a baloldala már a Gyermely-Bajna közti medence alacsony felszínébe vágódott be. Jobbkéz felől rövid kis korráziós völgyek torkolnak bele.

A Szomori völgy, mint a Sápi völgy másik főága, a Kakukhegy Ny-i oldalán kezdődik, rövid futással a Szomor—bajnai medence felszínébe vágódott bele, kb. 15—20 m mélységű, széles, lapos völgy. Beletorkollik a Gyermelyi völgybe, mely a Szomor feletti Kakuk hegy DK-i lejtőjén kezdődik és félkörívben Gyermely felé fordul. Itt a Páphegy röge teszi aszimmetrikussá, mert hirtelen emelkedik ki. Széles alluviuma van. Gyermely alatt ez is az igen lapos, löszfedte medencetér szinbe mélyül bele.



3. ábra. A Gyarmat körüli vízhálózat térképe.

B = a fiatal bifurkáció helye. P = a Vasztély melletti fiatal rögperem (l. a 4. ábrát).

A jelmagyarázat további része azonos a 2. ábráéval.

Карта речной сети в окрестности Дьярмат. В = место молодой развилки. P = Край молодой глыбы вблизи с. Вастей (см. рисунок 4). Пояснение знаков дальнейшей части идентичны со знаками рисунка 2.

Karte des Wassernetzes in der Umgebung von Gyarmat.

B = Stelle der jungen Bifurkation. P = Junger Schollenrand bei Vasztély (Siehe Abb. 4).  
(Die weiteren Zeichenschlüssel sind mit denen der Abb. 2. identisch)

A Gyarmatpusztai völgy Gyermely nyugati szélé közelében kezdődik, a Kecsekő alatt gyenge bifurkációja volt a Bajnai medence és a Szent László víz völgye felé. A bifurkáló völgyszakaszok is igen szenilisképű, löszfedte térszínbe vágódtak bele (3. ábra, B-vel jelölt helyen).

A Bajna—Gyermely közti medence a Gerecse K-i részének meredek, széjjelszórt rögei, vagy rögsorai között alakult ki. Felszínén a lösz alatt a pectunculusos homokkő rétegei vannak feltárva egyes aszimmetrikus keresztmetszetű röggeremekben, vagy völgybevágódásokban. Ugyanis a medencefenék nem teljesen sima, hanem gyengén hullámos: igen lapos és sekély eróziós völgyek szabdalják fel, amelyek az ÉNy—DK irányú és néha az erre keresztben haladó törésvonalakat követik. Ez utóbbiak közül egyesek elég fiatalosak, mert egyes medencefenéki részleteket ki is emeltek ezek a kis ugrómagasságú, fiatal törések. Ilyen pl. a Gyarmatpusztától és a Gyermelytől ÉNy-ra húzódó lapos rögszerű gerinc, mely kissé ferdén billent meg és gyenge aszimmetriát is okozott. Hasonlatos kifejlődésű az a medencefenékrészlet is, amely a Csima kápolna dombján (Bajnáól D-re) át ÉNy—DK-re húzódó perem D-i oldalán kezdődik és lankásan lejt D felé. Ettől külön válik ez a kis medenceszárny, amely Bajna szűkebb körzetében mélyebbre zökkent be.

A medence fő lecsapolója, a Bajnai patak az Öreg hegy és Kablás hegy mellett egyenesvonalú tektonikus törésben alakította ki völgyét, melynek egy alacsony II. sz. terasza is van. A völgynek a Bajna melletti kanyarulata epigenetikus-antecedens völgyszakasz, keveset le is vágott az Órhegy dachstein mészkő tömegéből is. Részben hasonló az Epöl és Sárísáp közötti völgyszakasza is, kanyarogva a rögök között. Egy-két kisebb teraszféle foszlány is kíséri (II. és III. sz. teraszok lösszel elsimított térszínének maradványai).

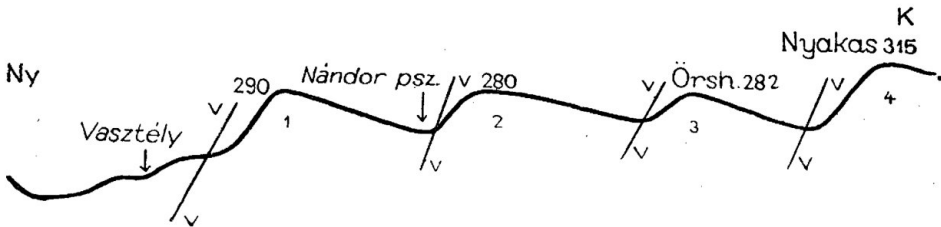
A Bajnai patak mellékvölgyei közül a Bősomlyó felől lejöő völgy cikk-cakkosan kerülgeti a medence közepén levő kisebb erdőfedte horsztokat (Mulató hegy, 245 m) és a rögszerűen felemelt medencefenék részleteket. A Csima kápolna mellett, Bajnáól DK-re torkollik a fővölgybe. A völgy jobboldala valamivel hosszabb és magasabb lejtőjű, tehát aszimmetrikus keresztmetszetű. Baloldala alig emelkedik ki a nagyon lapos medencetérészín területén. Ez a medenceszárny, amely Bajnáól Ny és DNy felé egészen a hegyekig terjed, féloldalasan van kiemelve és szintén egészen csekély mértékben lejt DK felé. Erre futnak le az alig látható, igen gyengén bevágódott korráziós völgyek is, hullámossá alakítva a löszfelszín és beletorkollnak a Bősomlyó felől lejöő, előbb tárgyalt cikk-cakkos lefutású völgybe.

Másik, tektonikusan előrejelzett mellékvölgy jön le a már említett Bajna—Szomor közti törésvonal folytatásában, Bajnáól ÉNy-ra, a Somberek—Lukaskő felől. Ez is aszimmetrikus, mert a völgytől DNy-ra levő medenceszárny van jobban megemelve. Bajna pedig különálló kis katlanban fekszik, ahol néhány kisebb korráziós völgy torkollik közösen az Órhegygel szemben a fővölgybe. De ezek a völgyelések is mind ÉNy—DK irányúak, követik a megfelelő tektonikus irányt. A közben kimaradt gerincek lapos, hullámos térszínén a lösz alatt miocén, vagy pliocénkori kavics foszlányai kerülnek elő, pl. Bajnáól É-ra a Szent János hegyen, vagy a Somberek DK-i lábánál, az erdő szélén félkörben.

Az Epöltől DK-re levő mellékvölgyek szintén az ÉNy—DK irányú tektonikus vetővonalakat követik. Így pl. a Vöröshegyi patak völgye a Vörös hegy dolomitroge mellett halad el, gyenge kitéréssel a meredek lejtőjű dolomitroge miatt. A Babkút és még néhány kisebb rétegorrás vize folyik itt végig. A Vörös hegy Ny-i oldalán levő völgy volt az eredeti fővölgy, azonban töréssel felemelkedve elzáródott és a fővölgy a Vörös hegy D-i oldalára tevődött át. Ugyanígy természetű az innen kissé K-re levő másik völgy is, amely a 191-es magassági pontnál következik. DK—ÉNy-i irányban halad,

D-i küszöbe, ahol a törés bekövetkezett, 10—12 m-es küszöbmagasságú. A Vöröshegyi patak legfelső mellékvölgyei a Zsámbéki hegy és a Nyakas mészkőgerincét támadják hátráló erózióval. Ezt részletesebben *Leél—Óssy* ismertette.

A Vöröshegyi pataknak a leghosszabb mellékvölgye a fővölgygel párhuzamosan ÉK-re húzódik. Jobboldalán féldoldalasan kifejlődött aszimmetrikus meredek lejtő alakult ki, mert nemcsak a pectunculusos homokkőrétegek emelkednek ki hirtelen, elég meredek lejtővel, hanem a Kőszikla (Babál) mészkő-, a Sashegy és Látó hegy apró dolomittrögei is. E rögök mögött, a Sashegy és a Látó hegy K-i oldalán szintén kifejlődött egy DK—ÉNy irányú hosszanti völgy, azonban a DNy felől hátraharapódzó diszkordáns keresztvölgyekkel széjjel darabolódott. A feldarabolódott kis hosszanti völgyfenék-maradványok küszöbmagassága aránylag elég alacsony, 15—20 m.



4. ábra. Vázlatos szelvény a Zsámbéktól Ny-ra levő rögvidéken keresztül.  
v = fiatal vetődés. 1—4 = a vetőktől feldarabolt, fiatal harmadkori rétegekkel takart, harmadkorvégi (második generációs) tönkfelület részei. A Ny-ra néző meredek lejtők a régi, helytelen szemlélet szerint réteglépcsők, újabb felfogás szerint egyszerű, töréses rögperemek. Az egykor egységes tönk felszíni részletei enyhén K felé lejtjenek a köztes völgyek között.

Схематический разрез через глыбовые области к западу от с. Жамбек.  
V = молодой сброс; 1—4 = вследствие сбросов разбитые на куски и покрытые молодыми слоями третичного периода части поверхности пенеплена конца третичного периода (вторая генерация). В западном направлении высятся крутые склоны, которые по старому неправильному толкованию представляют собой напластованные ступени пенеплена, а по новым взглядам просто являются изломанными краями глыб. Промежуточно между долинами поверхностные части когда-то единого пенеплена имеют легкий наклон в восточном направлении.

Profilskizze der Schollengegend westlich von Zsámbék  
v = junge Verwerfung, 1—4 = durch Verwerfungen aufgespaltete, durch junge tertiäre Schnitten verdeckte Teile des spättertiären Penepains (der zweiten Generation). Die westlich gerichteten Abhänge sind nach der alten, unrichtigen Auffassung Schichtstufen, nach der neueren Auffassung bilden sie einfache Bruchschollenränder. Teile der Oberfläche des ehemals einheitlichen Penepains fallen nach O in den Zwischentälern mässig ab.

Nagysáp körzetében szintén rácsos törésekkel alakult ki a hidrográfiai hálózat. Egy hosszanti völgy irányát jelölte ki a Szent János hegytől ÉK-re levő völgy, melynek felső részét a négyszögalaku kis Nagysápi medence bezökkenése vágta le. Ezt a medencét az az ÉK—DNy irányú törés vágja le, amelyben a medence lefolyása, a Szilas völgy is kialakult. Ennek a töréses medenceperemnek és völgynek a DK-i oldala meredekebb lejtőjű, az ÉNy-i pedig lankásabb. Ezután a Szilas völgy olyan törésvonal mentén halad, amely szintén ÉNy—DK irányú és ÉK-i oldalán jobban meg is vannak emelve a

rögperemek. A Szilas völgy mellékvölgyei korrációs völgyek, gyengén hullámos felszínén alakultak ki.

Ugyancsak aszimmetrikus és hol a 3—15<sup>h</sup>, hol a 21—12<sup>h</sup> törésirányt követi az Órisáp majori völgy. Legtöbb szakasza aszimmetrikus, és pedig a tőle DK-re levő részek emelkedtek jobban ki. Ugyanilyen átmetszetű a legnagyobb mellékvölgy is, a Körtvélyes rögétől Ny-ra.

A Zsámbék—Uny közötti mészkőgerincet a korábbi geomorfológiai irodalom, és pedig *Cholnoky* nyomán kueszta, vagyis denudációs réteglépcsőként írta le. A geológiai felvételezők közül *Taeger* és *Ferenczi* töréses szerkezetű rögnek véli, *Jaskó* azonban nem tételez fel törést a hosszanti rög keleti peremén, a Zsámbéki medence felé. *Bulla* kizárja a mészkőperem kuesztaszerű eredetét. Legújabbban *Leél-Óssy* foglalkozott a mészkőgerinc morfológiai kérdéseivel és számos bizonyítékot hozott fel a kueszta elmélettel szemben, és *Cholnoky*, valamint *Jaskó* elgondolásával ellentétben tisztán töréses-rögös strukturájúnak ismeri fel. Ezek között a legfontosabb az, hogy a réteglépcsőszerű formát alkotó szarmata rétegek K-en is (Zsámbéki medence) és Ny felé is (Szomor—Csabdi között) a mélybe vannak süllyedve, felettük tekintélyes (többnyire 100 m-nél is vastagabb) pannon-pontusi fedőréteg fekszik. Továbbá a szarmata mészkő rétegdőlése elég nagy, 15—20°, kb. 3—5<sup>h</sup> irányban és a dőlésszög meg az irány kis távolságon belül is elég hamar megváltozik. Végül, szerkezeti vonallal határolt kisebb rögök is estek utólag le a nagyobb kiterjedésű felszíni mészkőtakaróról, mint pl. a zsámbéki templomrom röge, a perháli Szamar hegy, a mányi Órshegy stb.

*Jaskó* korszerűen végzett geológiai felvételeinek eredményeiből (szelvények!) a szarmata mészkőtábla enyhén hullámos, igen gyengén tördelt szerkezetét ismerhetjük fel, a rétegek ÉK, KÉK felé enyhén dőlnek. De az az elképzelése, hogy a Nyakas egyszerű antiklinális, nem mondható egészen helyesnek.

Saját megfigyeléseim alapján a Zsámbéki medenceperem morfológiai képe a következő módon rajzolható meg. A korábban kuesztának vélt hosszú, keskeny mészkőgerinc Ny és K felől is elég meredek lejtővel emelkedik ki, különösen Ny felé meredek ez a lejtő, 25—30°-ot is elér. A mészkőgerinc csapása D-en kb. 3—15<sup>h</sup>, É-on 1—2<sup>h</sup>—13—14<sup>h</sup> körül van. A rétegek csapása 3—7<sup>h</sup>, a D-i peremen néhol 11—12<sup>h</sup>, vagyis nem is nagyon különbözik a gerinc csapásvonalától. Ez a vonal elég fontos vízválasztó vonalat is hord a Duna-zug hegyvidék központjában (4. ábra).

A meredek rétegdőlést (10—25°), a 15—19<sup>h</sup> irányú rétegcsapást, valamint a Zsámbéki hegy és a Nyakas között húzódó f<sup>g</sup>gerinc 1—2<sup>h</sup>—12—13<sup>h</sup> csapásirányát egymás mellett vizsgálva, a következő megfontolásunk támad. Ha a Zsámbéki hegy (315 m) és a Nyakas (325 m) hosszú, keskeny gerince denudációs kuesztaperem, akkor a tényleges kuesztaperemnek rendszerint a rétegcsapással párhuzamosan kellett volna kialakulnia. A mi esetünkben azonban a Zsámbéki hegyen, vagyis a mészkővonalat D-i végén a rétegcsapás és a Ny-i peremvonal egymásra majdnem merőleges, sőt néhol merőleges is. A típusosabb kueszta esetén a peremen végigsétálva mindenütt majdnem ugyanazon a réteglapon kellene végighaladni. A mi esetünkben azonban ez nem így van. Egyrészt amiatt, hogy délen a csapásirány és a rögperem majdnem merőlegesek, vagyis a dőlésirány csaknem a gerincvonalba esik bele, és a dőlésszög is elég tekintélyes, másrészt pedig itt a felszín 600 m széles vízszintes plató, az a természetes, hogy a gerinc mentén állandóan újabb és

újabb rétegfejekre lépünk. Északabbra, ahol a gerinc elkeskenyedik, merőleges ugyan a Nyakas gerincére a rétegek dőlése, viszont a dőlés foka roppant nagy: 10—25°-os határok között ingadozhat. Emiatt a réteglapok itt is metszik a hajdan kuesztának vélt felszint.

Az előbbiekből következik, hogy a Zsámbéki hegy és a Nyakas közti gerinc valóban nem lehet nyugodtan fekvő rétegekből álló denudációs eredetű »kueszta«. Ahhoz, hogy 5 km-en át ÉÉK, ÉK csapású gerincen tekintélyes, de ingadozó dőlésű (10—25°) rétegfejeket járassunk, amelyek 100—200 m öszsvastagságú mészkőben fejlődtek ki, nem kellett egyéb, mint a terület jelentős összetöredezése. Előbb oly töréseknek kellett itt keletkezni, amelyek ÉNy—DK-i általános csapásúak voltak és kissé összetorlasztották egy darabon (a Nyakas—Zsámbéki hegy pászttájában) az egész mészkőkomplexust. Eközben apró boltozatok is képződhettek, mint pl. a Zsámbéki hegyen, ahol periklinálisak a dőlések. Ezek voltak az idősebb mozgások. Utána keletkezett a *Taeger* és *Ferenczi* által már elég korán jelzett keresztvető, kiemelve a hosszanti rögöt, melynek lapos felszíne hajdani, mélyebben fekvő felszín volt és most magasra kiemelkedve, karsztosodásnak is indul. Mindkét tektonikai folyamat szükséges volt tehát ahhoz, hogy a zsámbéki mészkőgerinc mai formáját megérthessük. E töréseket a morfológiai vizsgálatok alapján is feltételezni lehet. Így ez a vonulat nem lehet tisztán antiklinális. Ilyen forma amiatt se lehet, mert a gerinc K-i oldalán pihenő-, vagy padkaszzerű, mélyebbre zökkent mészköves rögök is akadnak (perbáli Szamar hegy, töki Körtvélyes és 282 m-es m. pont stb.).

A mészkövet feltorlaszoló K—Ny-i mozgások talán még az alsó-pannonban kellett, hogy működjenek, mert a pannóniai üledékek valószínűleg már el sem fedték a szarmáciai mészkőkomplexust. A hosszú, keskeny gerinc mai formájára való kiemelkedése pedig a pliocén derekán kezdődött, és a pleisztocénban is folytatódott, miközben vízválasztóvá alakult át s kétoldalán egyrészt a Zsámbéki, másrészt pedig a Máriahalmi és Bajnai medencék süllyedtek be.

Végeredményben tehát a zsámbéki gerinc is ugyanolyan bonyolultabb szerkezetű sasbérc, mint a Dunazug hegyvidék többi, idősebb, vagy fiatalabb kőzetből álló röge.

#### c) Karsztjelenségek

Tárgyalt területünk karsztjelenségekben aránylag szegény, mert kicsiny területűek és felületűek a szigethegyszerűen kibukkanó mészkő- és dolomitrögök. Egyes lejtőik azonban a fiatakorú kiemelkedés függőleges vetősíkjai miatt túlságosan meredek (Órhegy, Babál hegy, Kis Szikla hegy), az ilyen helyen nagyfokú a sziklafelszín karrosodása, akár a többi karsztos hegységinkben.

Barlangképződés is csak alárendelten van ezen a területen, bár a kutatások során elég sok helyen találtak hévforrástevékenység nyomaival is. Egyetlen ismert barlangja a bajnai Órhegy K-i oldalán levő forrásbarlang. A meredek sziklafalon számos helyen van kisebb rókalyuk vagy még kisebb karsztos járat nyílása is. Mésztufa azonban itt sehol sem fordul elő. A kőfülkék, kisebb karsztos járatok, rókalyukak és a barlang igen vastagpados (1,5m) ÉNy-, É dőlésű dachstein mészkőben vájódtak ki.

Igen kezdetleges dolinaképződés indult meg a Zsámbéki hegy platóján a durvapados szarmata mészkő felszínen. Egy-két igen frissen rogyott, igen tipikus dolina is van itt.

A valószínűleg pliocénvégi mésztufafoltokon különlegesebb karsztosodás nem fejlődött ki, mert a kőzet vékony. A 200—300 m absz. magasságban levő foltok azonban jó morfológiai szintjelző szerepet töltenek be, mert a *Telegdi—Róth* közölte mésztufafoltok (Nagysápi medence D-i széle, Babál szőlőhegy K-i széle) mind 50—80 m rel. magasságban vannak. Csak a Babál szőlőhegy egyik alacsonyabban levő foltja települt löszre.

A bajnai *Öreglyuk* az Órhegy ÉK-i nyúlványán K felé nyílik 222 m absz. magasságban, 21<sup>h</sup> 15° dőlésű 1—1,5 m vastag dachstein mészkőpadok között. Tág, alacsony üreg, mely külső és belső teremből, több kőfülkéből és melléküregből áll. Fenekén mészkőtörmelékes barlangi humusz van. Felmérve nincs.

#### d) A felszín kialakulása

A mai felszíni formák kialakulására nézve a földtani félvételezők nem tudtak még kellő felvilágosítással szolgálni. Az esztergomvidéki szénterületre és távolabbi környékére vonatkozólag már idejekorán megállapodtak abban, hogy a mozaikszerű feldarabolódás — mivel az oligocén rétegeket is érintette — fiatalabb korú. Ez a folyamat érintette — megállapításaink szerint — a neogénvégi kavics- és mésztufa rétegeket is: utóbbiak különböző tengerszínfeletti magasságban fordulnak elő. Végül, ama megfigyelésünk, hogy egészen laza kőzetű rétegeken is megfigyelhetők a meredek lejtők, mégpedig a rácsosan kifejlődött ÉNy—DK-i és DK—ÉNy-i merev vonalak hosszában, arra a feltevésre enged következtetni, hogy fiatalkorú, plio-pleisztocén, sőt holocénig tartó tektonikus mozgások: vetődések szabták leginkább meg a felszín mai konfigurációját. Ennek legfőbb morfológiai bizonyítékai az elég sok helyen látható elhagyott, eltört vagy visszafejlődött völgyek alacsony völgyi vízvázalasztói, vagy völgytorzói, amelyek a mozgások legfiatalabb voltáról tesznek tanúságot (Gyarmat hegy melletti bifurkáció, Vörös hegytől K-re levő eltört és részben obszkevnsé változott völgyek, Sashegy és Látó hegy melletti áttöréses völgyszakaszok, valamint lépten nyomon megismétlődő aszimmetrikus lejtőformák a Bajnai medence peremén és belsejében, és a mezozoikus alaphegység rögein).

A térszín fejlődésmenetének kibogozásában nagy hátrány az, hogy nincsenek a felszínen nagyobb elterjedésben a fiatalabb üledékek. Itt-ott kevés neogénvégi kavics jelzi a szárazföldi akkumuláció és denudáció egy-egy változását. Figyelemre méltó, hogy ugyanazok a miocénkori kvarckavicsok találhatóak a nyugatabbra levő gerecsei mészkőrögök tetején is 4—500 m tszf-i magasságban, meg keletebbre is, a Bajnai medence peremén 250—300 m magasság körül, pl. *Vigh Gyula* szerint a Tarján—bajnai úton vagy az általam talált kvarckavicstakaró roncsok a *Szent János hegy gerincén*, *Bajnától É-ra* (1—10 cm közti szemnagyságú kvarc-, kristályos pala- és mészkő-kavicsok, Gyarmatpusztától D-re a Vadaskert hullámos platóján a 244-es pont körül is van kevés kvarckavics stb.). Az előhozott adatokból arra következtetek, hogy az említett idős kvarckavicsok lerakódása idején nagyjából egyforma szintű lehetett az egész gerecsehegységi terület, aránylag csekély reliefenergiával — a mai viszonyokhoz képest. Ez volt az állapot körülbelül

a miocén korszak folyamán, a mediterrán, a szarmata időszakban és a pliocén elején is.

Mínt hogy a kvarckavicstakaró mind a medencekitöltő *pectunculus* homokkőfelszínen, mind pedig a homokkőmentes és jóval magasabb mezozoikus mészkőrögök tetején és oldalain is jelen van, az következik ebből, hogy vagy a kvarckavicstakaró felső és alsó szintjei származnak két különböző korból, és így a mészkőrögök feldarabolódása már a paleogén korig nyomozható vissza; vagyis a *pectunculus* homokkő csak a medencék területén rakódott le, vagy pedig ha a kvarckavicsok mind egy korból valók, akkor a magas mészkőplatók teteje is meg a *pectunculus*-homokkőves medencetárszínnek is a kavics lerakódása idején egységes denudációs szintet képezhettek. (Ez nem zárja ki azt, hogy a *pectunculus* homokkő lerakódása idején már nem lett volna meg a kis medencék primér beszakadása). A második eshetőség a valószínűbb. A kavicsok a magasabb, miocén szintekről ugyanis másodlagosan mosódhattak le.

Területünk a pliocén korszakban még nem volt olyan erős függőleges tagozottságú, mint a jelen korban. A pannoniai tenger éppen a széléig ért el, a Mátyás mögötti öblözet területéig. A tengerpart közelében szintén lehettek kvarc- és mészkőkavics lerakódások, ezek azonban nem sok helyen maradtak meg, pl. Máriahalomtól K-re és Unyától D-re, a Nyakas gerinc folytatásán. Ugyancsak pliocénkorú szintet jelölnek ki a Babál környékén levő magas fekvésű mésztufalerekódások is. A pliocénkori hidrográfiai vonalak lefutásáról nem sok biztos adatunk van, mert a völgyhálózat képe egészen fiatalos. Még a legnagyobb völgyek (az Öreg árok, a Sági völgy és a Szent László völgy) sem lehetnek pliocén korúak. A Bajnai medence belsejének a fiatal vetődések miatt elég bizonytalan lehetett a vízrajzi hálózata. Ennek köszönhető, hogy ezekben a kisebb-nagyobb medenceszárnyakban a teraszképződés sem volt egészen kedvező. Tekintélyes kiterjedésű darabokon — a vastagabb löszbélést leszámítva — csak 15—20 m-re emelkedik a széles medencéfenék a Bajnai patak alluviума fölé: ekkora szintköteg áll csak rendelkezésre a pleisztocén teraszok képződése számára. Ugyanilyen kicsiny a reliefenergia a nagysági és az őrisági kis löszmedencék területén is. Hogy ezek a keletgerecsei mészkőrögök közti kis medencék és félmedencék egészen fiatal süllyedékek, azt igazolja gyenge reliefenergiájuk, továbbá igen csekély viszonylagos magasságban vannak az ezeket lecsapoló patak-völgyekhez képest, általános magasságuk pedig jóval alatta marad a Duna 8—10 km-re É-ra levő V.sz. teraszainak magasságánál is. Ennélfogva, az említett medencéket besüllyesztő tektonikus vonalak is, továbbá a völgyhálózat legtöbb részét és az aszimmetrikusan fejlődött medencéfenékrészleteket megszabó merev tektonikus vonalak is fiatal, rácsos szerkezetű törések, melyek a fiatal pleisztocénban sőt még az óholocénban is működtek. Végeredményben a Keleti Gerecse hullámos dombvidéke valószínűleg II. generációjú tönkfelület.

A földtani felvételek eredményeiben azt találhatjuk, hogy a geológusok az egyes harmadkori tengerek színleit vélik látni különböző tszf.-i magasságban a Gerecse hegységrogei között. *Vigh* 400 m magasan jelöli meg pl. az eocén-tengeri színlet, azzal, hogy ez a szint egyezik a bakonyi eocén színlet magasságával (Nagykeselyűi padkáján, Sátor hegy és a Hangító abráziós hátán, a Kisnémetegyháza feletti Hársas DK-i gerincén a perforálás mészkő előfordulásait említi, míg a középsőeocénkori tenger partvonalát pl. a Tornjó

hegyen, továbbá a Somlyóváron 25 m-nyire a csúcs alatt jelöli ki). Az oligocénkori abrázíós breccsát a Nagynémetegyháza feletti Csúcshegyen 300 m absz. magasságban emlegeti.

Az elmondottakból az a szemlélet kristályosodhatott ki, hogy a Gerecse dolomit és dachstein mészkőből álló rögei már korán, a harmadkor elején nyerték részben el a mai arculatukat és az újabb tengeri előntések megmégostromolták ezeket a már korábban igen magasra feltorlaszolt rögöket. Abból, hogy az eocén színlőt 400 m, az oligocént pedig csak 300 m körül sikerült megtalálni, arra lehetne gondolni, hogy a kiemelkedés az egész harmadkoron át tartva fokozatos volt.

Paradoxonnak látszik azonban, — és mindjárt meg is dönti a régi ösföldrajzi szemléletet az a tény, hogy az eocén és az oligocén »szinlő« felett még magasabban miocénvégi (!) szárazföldi eredetű kvarckavicsokat sikerült több helyen találni s ilyeneket már *Vigh* földtani felvételei is emlegetnek. Ennek alapján azt kell mondanunk, hogy a röghegységi formák fejlődése fiatalabb multra tekint vissza. Eocén és oligocénkori »szinlőket« in situ, eredeti helyzetben nem lehet a Gerecsében találni. Az eocén kor óta pl. — csak a mai denudáció ütemét, 1 millió év alatt az 50—60 m-es lepusztulást véve alapul — már sokszáz m-es vastagságú rétegsornak kellett lepusztulnia, ami azzal járt volna, hogy az eocén, vagy preeocénkori rögök mind lepusztultak volna a hatalmas méretű denudációs időszakokban. Tehát ahol eocén, vagy oligocénkori abrázíós eredetű parti breccsát lehet még látni, az mind fiatalabban kiemelt rögök oldalain található denudációs foszlány, amely úgy konzerválódott, hogy felette a korábbi geológiai időben még volt védő üledéktakaró, azonban már lepusztult és most az abrázíós breccsa exhumált tömegein van a sor. Azonban ugyanezek az abrázíós breccsarészletek a Gerecsei medencék mélyén, pl. a pectunculikus homokkő fekéjében — tehát jelentős vastagságú védőtakaró alatt — még jelen lehetnek.

### 3. A Peskő—Somlyóvár csoport

#### a) Felépítés, szerkezet

Ehhez a területhez számítjuk a Gerecse hegység választékosabb reliefű déli szárnyát a Szent László víz völgye, a Szári hágó, a Vértestolnai medence és a bicskei medenceszárny között.

A terület elég bonyolult felszínű. Vannak itt nagyobb kiterjedésű dolomitrögök, sőt rögsorok is, ÉNy—DK irányú elrendeződéssel (pl. Curgó hegy—Baglyas—Somlyóvár—Hársas, folytatásuk a Lóingató hegy norikumi dolomitröge). Ilyen a Herkályos — Tornó hegy — Hangita dachstein mészkő és dolomit rögsora, melynek térszine DK felé a Németegyházi medence térszínébe süllyed. Hasonló hozzá a Sátor hegy — Hajagos — Zuppa dolomit rögsora, melynek végső letörése Szár K-i szélénél van az apró dolomithalmok formájában. Végül az utolsó rögsor a Veres hegy—felsőgallai Kálvária hegy — Kőhegy sorozat, a Szári hágó mellékén, ahol a Gerecse és a Vértes hegység válik külön.

Bonyolult felszínük van — bár jóval kisebb reliefenergiával — a medencetértszíneknek is. Ilyen különösen a nagyobb kiterjedésű Németegyházi

medence, valamint a Peskőalji kis löszmedence. Ilyen az a hosszanti félmedenceszárny is, amely a felsőgallai Kálvária hegy és a Tornyó hegy—Hangita között húzódik és eléggé heterogén a lecsapolása.

A tárgyalandó kis táj szerkezete szintén igen bonyolult: a rögök, sasbércsek dolomit- és dachstein mészkő rétegei a kis medencék helyén a mélybe süllyedtek, itt tekintélyes vastagságú harmadkori töltelék is előfordulhat: a feküben széntelepes paleocén rétegek (tatai szénmedence, nagynémetegyházai szén- és a közeli bauxittelepek), valamint eocén és oligocénkori rétegek (pectunculusos homokkő). Csak a DK-i szárnyon, Bicske és Csabdi határában nyomult rájuk a szarmata, végül a pannon rétegsor. A pleisztocén lösz térszínelsimító szerepe is elég nagy. Néhol kissé a futóhomok lepi el a felszínt.

A terület felépítésével és földtani rétegsorával, valamint kialakulásával számos szerző foglalkozott. *Hantken* és az osztrák *Peters* térképezései alapvető jelentőségűek ugyan, de részben elavultak. Újabb részlettanulmányok révén *Telegdi—Roth* jutott érdekesebb eredményekre, különösen az északkelet-dunántúli infraoligocén denudáció problémájára nézve. *Vigh* felvételei főleg paleontológiai és ősföldrajzi szempontból értékesek. *Jaskó* legmodernebb módszerrel végzett tanulmányai közül sajnos csak a bicskei öblözet peremterületeire kiterjedők jelentek eddig meg.

A Gerecse hegység déli szárnyán a morfológusnak igen nehéz dolga van. Erre vallanak *Korpás* és *Cholnoky* értekezései is, akik lényegbevágó morfológiai analízist nem tudtak még ezen a területen végezni.

#### b) Felszíni formák

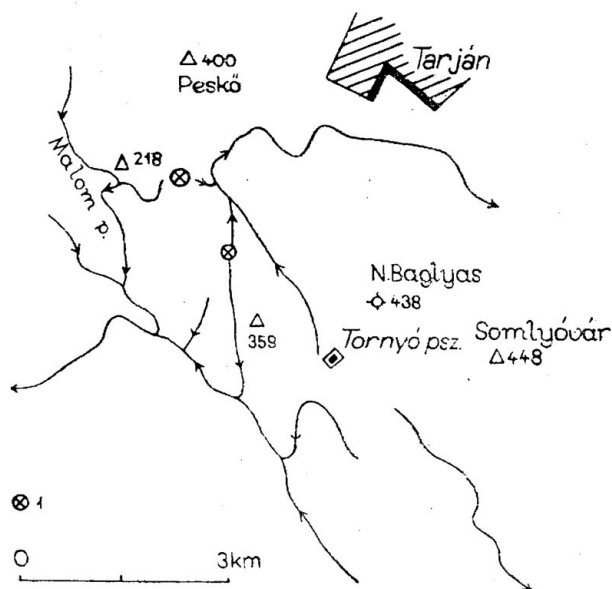
Az élénk reliefű terület felszíni formái nem is nagyon egyszerűek. A völgyek rendszerint rácsos törések mentén preformált eróziós völgyek, kisebb medencéket is csapolhatnak le. Lefutásukban újabbkori (fiatal pleisztocén) tektonikus mozgások felélédeése miatt kisebb-nagyobb változások is állhatnak be. Ezeket ugyan a legtöbb esetben nehéz kimutatni, mert a kavics-teraszok hiányoznak, a völgyek fejletlenek és az újpleisztocén homokos lösztakaró sokszor túlságosan is elsimítja a térszín egykori egyenetlen kisformáit. De a medencék morfológiájája sem túlságosan egységes és egyszerű, ezeket is egészen összeszabdalják a fiatalos vetődések, fenekük pedig emiatt enyhén, vagy erősebben hullámos, de a reliefenergia aránylag csekélyebb. Harmadik nagy relieftípus, ami itt előfordul, a kiemelkedések csoportja. Ezek sorban vagy pedig inkább halmazszerűen elhelyezkedő triász (elvéve jurakori) rétegekből álló kisebb-nagyobb rögök, erősen át vannak járva vető- és diaklázis rendszerrel.

Völgyei közül a leghosszabb a gyérvízű *Váli víz* völgye: merev, ÉNy—DK irányú tektonikus vonal mentén vágódott be. Feje Tornyópuszta és a Somlyóvár között van. Itt a dolomittérszínen hátraharapódzott aszóvölgyek jelzik a kezdetét. A völgyet megszabó törésvonal Tornyópusztán túl egészen a Peskőig folytatódik, az itt bevágódott Tehénkúti völgy időszakos patakja a Szent László vízbe ömlik, mert a Tarjáni medence felé fordul a Peskő DK-i lábánál (5. ábra). A Váli víz a legfelső szakaszán a Németegyházai medence hullámos térszínének nagyobbik felét csapolja le. Teraszai nincsenek, völgye és medre túlnyomórészt a medence vastag löszbélésébe vágódott be. Hosszabb mellékvölgyei rácsos, hálózatos szerkezetű törésvonalrendszereket

követnek, a rövidebbek korráziós, széles lapos völgyek. Egy-két, elég keskeny pástájú lokális süllyedés is előfordul a fővölgy mentén, ahol vastag alluviális feltöltés lehetséges, pl. a Lóingató hegy Ny-i és ÉNy-i lábánál, valamint Kisnémetegyháza puszta szomszédságában. Ezekben a helyeken vastagabb pleisztocénkori rétegsort (lősz, homokot) tárna fel a fűrészerkezet.

A Váli víz Óbaroknál keskenyebb kapun átlépve hagyja el a Németegyházai medencét. Itt a dolomitrögök vidéke közelebb kerül egymáshoz.

A Tehénkúti völgy a Németegyházai medencesorozat ÉNy-i folytatása Tornyópusztán túl a Peskő felé, ahol ÉK-nek fordulva Tarjánnak veszi az irányt. A völgy legfelső szakasza talán még a Váli víz völgyéhez tartozott (ez esetben a Váli víz a Peskőn eredt volna), s lehet itt obszekvenciával is számolni. De az sincs kizárva, hogy a Tehénkúti kis lőszmedence korábban,



5. ábra. Peskő—Somlyóvár környékének vízhálózata.

A jelmagyarázat azonos a 2. ábráéval.

Речная сеть в окрестности Пешкё—Шомйовар

Пояснение знаков идентично со знаками на рисунке 2.

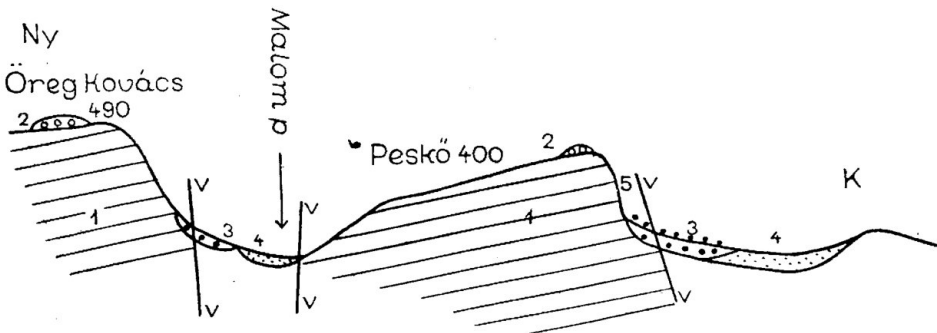
Wassernetz der Umgebung von Peskő—Somlyóvár.

Die Zeichenschlüssel sind mit denen der Abb. 2. identisch.

a pleisztocén folyamán a tolnai Malom patak felé adta vizét. Ugyanis két helyen csak igen lapos vízválasztóküszöb vezet errefelé: a Herkályos hegytől É, valamint K felé. De az is lehet, hogy errefelé csak most van készülőfélben a rossz lefolyású kis lőszmedence megcsapolása. A kérdés megoldása a vastag lősztakaró miatt igen nehéz (5. ábra).

A Felsőgallai patak a szári nyereg környékén szedi össze vizeit, a szomszédos Vértes hegység tekintélyes darabját is lecsapolja, a Máriaszakadék környékén. A fővölgy a felsőgallai Kálvária hegy és a Sátor hegy—Hajagos rögsorai közötti kisebb lőszmedencét csapolja le. Ennek gyengén hullámos

térszínéből apró rögök formájában emelkednek ki a felsőoligocén rétegek, néhol miocén korú kvarckavicssal is elfedve. A kisebb, lokális, egészen fiatal süllyedékek felszíne teljesen sima, pl. a Kálvária hegy K-i lábánál. A mellékvölgyek a Tornyó hegy — Zuppa közötti rögsoron regressziósan hátravágódva a Németegyházai medence Ny-i szélét is megcsapolják, ilyen pl. a Mesterberekpusztai völgymedence a Sátor hegy ÉK-i lábánál, valamint a Bálint-házai völgy a hegytől DK-re. Az előző már csak a tolnai Malom patak közvetítésével adózik a Felsőgallai völgybe, követve a jól ismert rácsos szerkezetű törésrendszert. A kis Mesterberek pataknak egyik mellékvölgye a Hangita ÉK-i oldalán levő félmedencét csapolja meg, mely szintén a Németegyházai medence szárnya. Az említett kis völgy antecedenenciával vágja át a Tornyó hegy és Hangita közti dolomitvonulatot. Hasonló kifejlődésű a Malom patak völgye is a Veres hegytől É-ra.



6. ábra. Szelvény a Peskő környékéről.

1 = A Peskő és az Öreg Kovács idősebb generációjú dachstein mészkő tönkje. 2 = Miocén (?) kavicstakaró foszlánya a tönkökön. 3 = Lejtőtörmelék és periglaciális blokkfácies. 4 = Glaciális vályog. 5 = Peskő barlang a hajdani idősebb tönk lábánál az akkori erózióbázis szintben (pliocén vége). v—v = a tönköket kiemelő fiatal vetődések.

Профиль окрестности Пешкё

1 = дахштейнско-известковый пенеplain более старой генерации гор Пешкё и Эрег Ковач; 2 = обрывок миоценового (?) галичного покрова на пенеplane; 3 = обломочные склоны и приледниковые фация блока; 4 = ледниковый суглинок; 5 = пещера Пешкё у подножья бывшего более старого пенеplena в ярусе эрозионной базы (конец плиоцена). v—v = молодые сбросы, приподнявшие пенеplены

Profil aus der Umgebung von Peskő.

1 = Dachsteiner Kalksteinpeneplain älterer Generation von Peskő und Öreg Kovács. 2 = Streifen der Miozän(?)—Schotterdecke auf den Peneplains. 3 = Abhanggeröll und periglaciale Blockfácies. 4 = Glacialer Ziegeltehm. 5 = Peskőhöhle am Fusse des einstigen älteren Peneplains im Niveau der gleichaltrigen Erosionsbasis (Ende Pliozän).

v—v = junge, die Peneplains emporhebende Verderfungen.

A rögfelszínnek kevesebb morfológiai érdekességgel szolgálnak. *Korpás*-nak az a megfigyelése, hogy a Gerecsében a mészkőrögöknek a keleti oldala a meredek, ezen a területen nem nagyon állja meg a helyét, mert másféle irányú, nagy meredekségű röglejtők a gyakoribbak. Így pl. a hatalmas hosszúságú Lóingató hegy röge DNy felé tekint igen meredek lejtővel, ugyanilyen a felsőgallai Veres hegy is, sőt, hasonlatos a Herkályos, a Tornyó hegy, a

Hangita és a Zuppa is. A nagy kiterjedésű Baglyas—Somlyóvár csoportnak pedig mindegyik oldalán lehetnek igen meredek lejtők.

Az egyes rögök közül a Peskő féloldalasan kiemelt dachstein mészkő rögének K-i pereme táján a piros liász kori mészkőtakaró apró foszlányai is elő-előtűnnek egy-két helyen. A rög legtetején az apró szemű kvarckavicsból álló takaró foszlányai is megvannak. Ez a miocén kor derekának szárazföldi lerakódása. Jelzi, hogy ebben az időben a hegység mai reliefje még semmiesetre sem volt meg: a jól koptatott kvarckavics folyóhordalék lehetett. A Peskő karélyos, K-i lejtője tört és jóval meredekebb, mint az alig 10—12°-os lejtésű Ny-i lejtő. Ny felé a mészkőtömbös-törmelékes homorú lejtősáv is hiányzik, mert erre mindig lankás volt a lejtő, a rög fiatal kiemelkedése ugyanis a K-i peremtörés mentén történt (6. ábra).

A Somlyóvár és a Baglyas hegy rögcsoportja sokkal élénkebb reliefú, mint a Peskő, mert felszabdalták az újonnan bevágódott igen rövid eróziós völgyek. A völgyképződés itt könnyen történt, mert a rögök már dolomitból vannak. Nem is maradt meg sok a hajdani laposabb, hullámosabb tönkfel-színből. Maradékul csak a Hársas 380 m-es platója, a Somlyóvár ÉÉK—DDNy irányú hosszúka, 400—448 m-es rögplatója és a Baglyas igen kicsiny, fennsík-szerű teteje maradt meg. A lejtők meredek ugyan, de a nagyobb kiterjedésű kopár sziklafalak már hiányoznak. Helyenként a budaörsi Csiki hegyekre emlékeztető dolomit-formák fejlődtek ki. A meredek lejtők itt is a mikro-tektonikusan összetöredezett apró rögperemeken és a mellettük bevágódó, szintén mikrotektonikusan preformált aszóvölgyekben fejlődtek ki.

A Lóingató hegy — akár a Peskő is — ugyancsak féloldalasan kiemelt dachstein mészkő rög. DNy-i fala roppant meredek, tövénél rövid kis tört lejtő fejlődött ki. Platója ÉK, K és DK felé igen finoman lejt. Itt már rá is települ a fiatalabb — harmadkori — rétegsor. Fiatal kiemelkedés, igen finom aszimmetria is megfigyelhető a rögön.

A többi rög, vagyis a Herkályos—Zuppa és a Veres hegy—Kálvária hegy tagjai is Ny felé tekintenek meredek lejtővel: féloldalasan vannak kiemelve.

Tárgyalt tájunk tágabb medencéi közül a legnagyobb kiterjedésű a Németegyházi medence. A köröskörül kiemelkedő rögök között, mint szabálytalan alakú mélyedés foglal helyet. Mai formája igen fiatal és a fiatal geológiai időben (negyedkor) kisebb tektonikus felszabdálás is érte. ÉNy—DK és ÉK—DNy irányú törésvonalak nyomai mutathatók itt ki, gyenge völgykereszt-metszeti aszimmetriákat okozva. Ilyent lehet látni pl. a Nagynémetegyházától ÉK-re vezető völgy mentén, ahol a völgy jobboldala emelkedik ki hirtelenül meredekké váló lejtőkkel, míg a baloldal menedékesebb. Hasonlatos a Bálint-házapuszta és Kisnémetegyháza között kanyargó völgy is.

A medence belsejében a magasságkülönbségek legfeljebb 40—50 m-t tehetnek ki, a reliefenergia nem nagy. A felszíni formák sem juvenilisek, hanem jóval lankásabbak, matusak a legtöbb helyen a lejtők, főleg a lösz formakiegyenlítő hatása miatt. Ez a kőzet, valamint a felső-oligocén lazább homokos rétegek is gyenge szoliflukciót is szenvedhetnek.

Valamivel kisebb kiterjedésű az a névtelen medence, amely a Kálvária hegyi rög és a Hangita—Sátor hegy rögsora között húzódik ugyancsak É—D irányban, akár a Németegyházi medence. Itt még kisebbek a magasságkülönbségek a medence belsejében, mindössze 20—30 m-t tesznek csak ki. A kis medence K-i szárnya, a vasútvonal Ny-i oldalán, a Hosszú hegy É-i

folytatásában igen gyengén féloldalasan kiemelt aszimmetrikus rögsorból áll, a kis »rögök« azonban alig 20 m-re vannak kiemelve, azonban lankásabbik lejtőjük K felé néz.

A Tükrösmajori medence a terület K-i részén süllyedt be, a Somlyóvár és a Csabdi mellett helytelenül kuesztának vélt röglépcső között. Lefolyása a Szent László vízbe torkollik. Legmélyebb részei az említett pusztá É-i és D-i oldalán fiatal tektonikus süllyedékek, rossz lefolyású lapályok (pl. a Bitang völgy), valószínűleg vastagabb pleisztocén és alluviális feltöltéssel. Többi része a felsőoligocén rétegekből álló igen gyengén hullámos térszín, csekély relief-energiával, mert itt is érvényesül a lösz formaelsimítő hatása. A bicskei medencezárny felé a Bagó heg—Dobogó magasabb röglépcsője, a Tarjáni medence felé pedig szintén egy jobban kiemelkedő, felsőoligocén rétegekből álló és korrációs völgyekkel élénken tagolt hátság zárja le. A Tükrösmajori medencében is feltűnnek az ÉNy—DK-i irányú és az erre keresztben húzódó tektonikus irányok, bár a rácsos struktúra a medence kis kiterjedése miatt a hidrográfiai hálózaton még nem annyira érezteti hatását.

### c) Karsztjelenségek

Karsztjelenségekben ez a hegység rész is aránylag szegény, mert szűkebb terjedelműek a karsztosodásra alkalmasabb dachstein mészkő rögök. A Peskövön a legnagyobb fokú a terület karsztosodása.

Így a dolinaképződés pl. teljesen alárendelt, mert nagyobb kiterjedésű vízszintes vagy közel vízszintes rögfelület a Peskö tetejének kivételével nincs. Utóbbi helyen találni csak egy-két kisebbfajta dolina-fertést, kb. 1 m mélységgel és 10—15 m átmérővel.

Annál nagyszerűbb a mészkőrögök karrosodása. Különösen a Peskö K-i és a Lóingató heg nyugati pereme karrosodott, mert itt 100 m magas sziklafallal ereszkedik alá a két heg röglatója.

A barlangok közül ismertebb és már a térkép is jelzi a Peskö barlangját. Azonban rossz helyen jelöli, mert a nyílás a 400  $\Delta$  alatt van. Tulajdonképpen kettős barlang található itt, mindegyik repedésrendszer mentén oldódott ki, az egyik (I. sz.) 350, a másik (II. sz.) 360 m tszf.-i magasságban van, nem sokkal lejjebb a heg csúcsa alatt. Az I. sz. barlang csak 2—3 m-es mélységű, befelé emelkedik, jól ki van töltve barlangi barna agyaggal is. A II. sz. 5—6 m hosszú és ugyanolyan magas, tehát már jóval bővebb üreg, egy közel függőleges keresztrepedés mentén oldódott ki a 1,5—2 m-es vastagságú dachstein mészkőpadok között, amelyek kb. 5°-ra 15—17<sup>h</sup> felé dőlnek. Ebben is igen sok a barnás színű barlangi agyag.

Mind a két üreg tipikus forrásbarlang, jó nagy, fél m-nél is nagyobb átmérőjű félgömbszerű üregekkel. Annak ugyan nincs semmi más biztos nyoma, hogy hévizek oldották-e ki, de könnyen lehetséges, hogy utólag hideg karsztforrások is tevékenykedtek a két üreg kiformalásában. Mindenesetre, hévforrásos üledék, vagy pedig karszttravertinó a roppant meredek rögperemeken nem maradt fenn, mert a denudáció miatt a még mindig 50—60°-os meredekségű perem már hátrál. Erről a hegylábi mészkőtömbös hatalmas törmelék-lejtő tanúskodik legjobban, ez különösen a periglaciális kifagyás hatására fejlődött ki itt.

A barlang akkor lehetett aktív forrásbarlang, amikor még ebben a szintben volt a hegy lába. Tehát, tekintve a juvenilis lejtőket, elég fiatalos lehetett itt a kiemelkedés, amire az is utal, hogy nincs a barlangban cseppkőképződés, mert hirtelen szárazra kerülve, kevés vizet kap a felette levő vékony mészkőrétegből.

Kisebb barlangok vannak még a Lóingató hegy oldalában is, ezek azonban a legújabb időkig annyira ismeretlenek voltak, hogy még a részletes térképek sem jelzik jelenlétüket.

#### d) A felszín kialakulása

A mai relief kialakulása a Déli Gerecse területén szintén a harmadkor derekán kezdődhetett. A magasra kiemelt mészkőrögök kvarckavicstakarója (pl. Peskő) még egy szintben volt azokkal a Jaskótól említett terrigén agyagos kavicsrétegekkel, amelyek Bicske és Szár között a mélyfúrásokban a szarmata rétegek fekéjében található. *Jaskó* szerint pedig a neogén tengeri rétegek még egységesen fedték be a Gerecsei peremet. De a fiatalkorú, pliocén és pleisztocén törések — többnyire a régebbi törésvonalak nyomán — hozták létre a mai felszínt is.

A hegységi rögök lassú kiemelkedése már a harmadkor derekán, a szarmata—pannon időszakban megindulhatott, az általános emelkedésben azonban kissé elmaradva medencékké alakultak. A felszín fejlődésmenetének az a térbeli és időbeli rendje, amit *Jaskó* vázol a terület DK-i részéről, általánosságban helyes. Itt is lehet azzal számolni, hogy a merev dolomit és dachstein mészkőrétegek fel is préselődtek a fiatalabb takaró alól. *Jaskó* megfigyelte, hogy a fiatal mozgások flexurákba hajtották, sőt széjjel is törték a neogén rétegeket. Ennek hatása a felszínen abban mutatkozik, hogy lapos rögökre, kissé ferden lejtő táblákra esett széjjel a még megmaradt neogén burok. Sok aszimmetrikus keresztmetszetű rög és völgybevágódás keletkezett ilyen módon.

A terület reliefenergiája a pliocén végén jelentősen megnövekedett. A Peskő és a Somlyóvár 100—150 m, a többi rög (valamennyien I. generációs tönkrészek) 50—100 m-re emelkedhetett ki a környező medencetérszínéhez képest. A pliocén végén a peskői és a lóingatói barlangok még aktív forrásbarlangként ontották a karsztvizet. A relief már nagyon hasonlít a maihoz.

A pleisztocén folyamán további részleges kiemelkedésekkel és lokális besüllyedésekkel tovább fokozatosan fejlődik a felszín, kialakulnak a Németegyházi medence Ny-i felét lecsapoló regressziós völgyek a Sátor hegy és a Hangita két oldalán. Jobban feldarabolódnak a medencetérszínre is, tektonikusan preformált eróziós, valamint tisztán korráziós völgyek vágódtak be. A terület nagy része felszabdalt II. generációs tönkrészlet.

Nagyfokú formakiegyenlítő hatása volt ezen a területen is a porhullásnak. Érdekes, hogy a domboldalakon levő feltárásokban, pl. a mélyutak bevágásában sehol sincs olyan vastag a lösztakaró, mint az alluviumokon, ahol a mélyfúrások adatai szerint a Délkeleti és a Keleti Gerecseben 15—25 m-es löszszelvények is előfordulnak.

Az említett nagy löszvastagság oka abban keresendő, hogy a domboldalokról a pleisztocén és holocén záporai, felhőszakadásai a löszrétegek tekintélyes részét lemoshatták a primer völgybevágódások fenekére, ahonnan az erózióknak még nem állott módjában a löszrétegek eltakarítása. Emiatt van

az, hogy a Szent László víz völgyének fenekén Csabdi felett pl. 16 m-es, Vasztélynál pedig a mellékvölgy fenéken 21 m-es löszréteget fúrtak át. És az is lehet, hogy az idősebb pleisztocén löszrétegek a domboldalokról már lepusztultak (lemosás, szoliflukció), de a völgyek és a kisebb lokális süllyedékek fenekén megmaradtak, fölérjük persze a fiatalabb lösz rétegei mosódtak le, legfelül pedig alluviális vékony üledéksor is települhetett.

Ezekkel a 15—20 m-es vastagságú völgyfenéki töltelék-jellegű löszrétegekkel, valamint a területünkön végig folyó patakok és ezek csekély vízhozamával és kis eróziós tevékenységével, valamint a kavicsos hordalék hiányával magyarázható a fiatalabb (II—III. sz.) pleisztocén korú teraszok hiánya is, noha e völgyek a középleisztocénban már nagyrészt megvoltak.

#### 4. A Nyugati Gerecse

##### a) Felépítés, szerkezet

Hosszú, keskeny rögsor egyrészt a Tatabányai öblözet és a Duna, másrészt a Tardos—Tolnai medence és az Általér völgye között. Sokkal egységesebb középhegységi terület, mint a Gerecsének az előzőekben tárgyalt részei. Ugyanis szorosabban egymáshoz tapadó platószerű rögök sorozatából áll, melyeket mélyebbre zökent tektonikus árkok, vagy kisebb eróziós völgyek hátravágódásai választanak el egymástól. Körülhatárolása eléggé természetes vonalak mentén történt, keleten a Tolnai medencét lecsapoló két patak völgye (Bikol és Malom patak) a határ. A medence, a patakvölgyek és a szomszédos Duna völgy morfológiai kérdéseivel és morfogenetikai összefoglalásával külön fejezetben fogunk foglalkozni.

A hegységi sáv déli vége a tatabányai szénmedence fiatal alluviális süllyedékére törik le, ahol holocén feltöltés van vékonyabb-vastagabb rétegben széjjelteregtetve. Ebből a térszínből alacsonyabb öblözet nyílik ÉK felé a tolnai Malom patak völgye mentén, melyet oligocén rétegek töltenek ki s csak egy-két kisebb hegységörög emelkedik belőle ki (Szállás hegy 276 m). Ez a felszín folytatódik É-ra a Tolnai-, ÉK-re pedig a Peskó alatt a Tarjáni medence felé is. Belőle ÉNy-ra hirtelen emelkednek ki a mezozoikus (főleg dachstein mészkőből álló), lapos tetejű rögök (bánhidai Turul hegy 303 m, Veres hegy 330 m, Csúcshegy 369 m, Halyagos 443 m, Öreg Kovács 518 m, Bartaszvég 541, Agostyáni Öreg Kovács 555 m). A felsorolt mészkőrögök egységes tömbjét még eróziós völgyek is csak itt-ott taglalják. A vonulat az Agostyáni és Tardos közti nyeregben törik le (385 m).

E nyeregtől északra kisebb kiterjedésű, de még mindig lapos tetejű dachstein mészkő rögök következnek (Tardosi hegy 505 m, Agostyáni hegy 429 m, Százvég 430 m); elég éles, eróziós völgygel válnak el tőlük a tovább ÉNy-ra levő Dobó hegy (424 m), Hosszúvontató (450 m), Nagy Somló hegy (424 m), Teke hegy (349 m) és Asszony hegy (375 m) rögei. Sok helyen, főleg a tetejükön kis júra mészkő foltok ülnek. Utóbbi három már nem is platószerű. Hegyes, kis kiterjedésű mészkőcsúcsukat már majdnem egészen elborítja a neokom korú lábatlani homokkő. A Nagy Somlótól ÉNy-ra 300 m tszf.-i magasságú dombvidék húzódik Dunaalmásig, tetején vastag pliocén korú mésztufarétegek takarójával. A fekében a hegység ÉNy-i és Ny-i előterében a pannon korú üledékek is megjelennek. A felszínen sok a lösz. (I. a földtani irodalmat.)

Részletesebb és aprólékosabb geomorfológiai formaanalízist ebben a hegységi részben sem végeztek még. Annál értékesebbek és morfológiailag is jól kiértékelhetők *Gaál István* kutatásai a bánhidai Szelim barlangban. Kiemelkedők még *Vígh Gyula* és *Cramer H.*—*Kolb H.* barlangtanulmányai is, továbbá a Tatai tóra és a tavat tápláló langyos forrásokra vonatkozó hidrológiai tanulmányok. Végül nagy értékűek *Kéz* folyóterasz tanulmányai a Duna mellékén.

#### b) A felszín formaelemei

Az egyes relieftípusok között első helyet foglalnak el a hegyek különféle típusai. Közülük a déli szárnyon inkább a platójellegű kiemelkedések az uralkodók, ezek gyengén karsztosodtak. Karsztjelenségeiket később külön tárgyaljuk. Északon rögszerűek és csúcsosak a kiemelkedő legmagasabb hegyek. Hullámos, több szintben elhelyezkedő felárkolt dombvidék benyomását kelti a Dunaszentmiklós, Neszmély és Dunaalmás közt kiemelkedő harmadkorvégi rétegekből álló dombvidék. Ennek sokkal szelídebb felszíni formái vannak, normális a legtöbb lejtő. A dombvonulat alacsonyabb része a Duna teraszvidékéhez tartozik.

A völgyek között érdekesebbek a mészkőplatók és rögök felé visszavágódott völgyek, főleg Tata, Baj és Agostyán felől. Az északnyugati dombvidék löszlepelbe visszavágódó völgyei már túlságosan sűrűn hálózák be a területet.

A *rögfelszínnek* közül aránylag kisebb kiterjedésű a legdélebbre fekvő bánhidai Turul hegy platójellegű röge. Ennek D-i vége a Kőhegy lapos tetejű, hajóorrzerű foka, északi fele pedig a legmagasabb kiemelkedést hordozza, ez a Csúcshegy (369 m). A rög ÉNy-i oldala, a Csúcshegynél, enyhén fel van kissé torlaszolva, s nem is karsztplatójellegű.

A Turul hegy horsztja csak a Szelim barlangnál s tőle DK-re emelkedik ki igen meredek peremmel. A Csúcshegy körüli részének lejtőviszonyai már normálisnak mondhatók. A karsztjelenségeket itt külön tárgyaljuk.

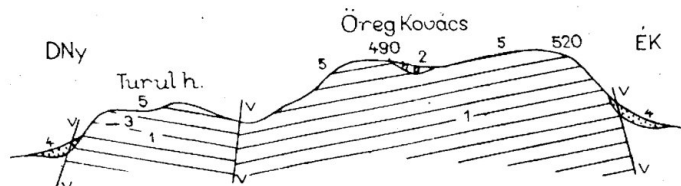
A Halyagos hegy (443 m) röge magasabbra emelkedett és úgy látszik régebben is torlaszolódott fel, mert a szélein valamivel legömbölyödöttebb a platóperem, mint a szomszédos Turul hegy—Kőhegy esetében. Felszíne vízszintes, lapos tönkfelület maradványa. Különösen ÉK-re, a Tolnai medencére szakad le elég meredeken, a lejtőszög 35—40°. Ny-ra enyhébbek a lejtők és két elég mély eróziós völgy is vágódott itt hátra, egyik a Csúcshegy, másik a Kappanbükk felé a határ. A Halyagosról leszakadt különálló kis rög, a D-i végén levő Veres hegy (330 m) környékén sok a terra-rossa. D-i lábánál sok legurult dachstein mészkő tömb látható a pleisztocén lösz és az apróbb lejtőtörmelék közé keveredve. K-i szélén pedig a kis Ózfej (328 m) röge vált le a sima tönkmaradvány oldaláról. A Halyagos igen gyengén karsztosodott is.

A Kappanbükk—Óreg Kovács röge (490—518 m) még magasabbra torlaszolódott fel. Ez igen enyhén megbillentett, ÉK felé kissé meredekebb (35—40°), DNy-ra valamivel lankásabb, rétegfejes mészkőlejtőkkel (25—30°) hanyatlik le az Általér völgyébe. Keresztmetszete tehát KÉK-NyDNy irányban aszimmetrikus, ami az igen gyenge féloldalas megbillentés rovására írható, mely fiatal tektonikus mozgások eredménye. A hegységi rög lapos platóján vagy terra-rossa található, vagy pedig igen kevés kvarckavics. Ez kb. a miocén korban rakódott le, amikor a hegység még nem volt kiemelkedve. A kavics-takaró eredetileg jóval vastagabb lehetett, de a denudáció folytán már lepusz-

tult. Alacsonyabb térszínre áttelepített foszlánya pl. Vértesszöllös K-i szélén a lösz fekjében található meg.

A Bartaszvég (541 m)—Öreg Kovács hegy (555 m) a Gerecse nyugati rögsorának legmagasabb feltorlaszolódott darabja. Ez is a K-i felével van inkább megemelve, mert itt kopasz sziklafalak is láthatók a vastagpados dachstein mészkövön (Kopaszbükk). Ny-ra ez a rögsorozat is lankásabb lejtéssel tekint a Tatai tó fiatal tektonikus süllyedékére. A Szentpéterkép környékén levő mészkőplatórészt, mely csak 330—430 m-es absz. magasságú, egyrészt fiatal eróziós völgyecskék vagdoszták össze, másrészt nem emelkedett ki olyan magasságra, mint az Öreg Kovács platója. Az elkülönítésben résztvesz az agostyáni Bocsájtó völgy is, amelynek völgyfője — felhasználva a fiatalkorú tektonikus törést — nagy darabon vágódott vissza a két platórész közé.

A Tardosi hegy (Gorba), Agostyán hegy és Szászvég háromszög alakú rögplatórésze K felé szintén nagyon meredek lejtőkkel, tagolatlanul esik alá a



7. ábra. Szelvény a DNY-i Gerecsén át.

1 = Másodkori alaphegység, 2 = miocén (?) kavicstakaró foszlány, 3 = Szelim barlang szintje. 4 = lejtőtörmelék és periglaciális blokkfácies, 5 = idősebb generációjú mészkőtömbök különböző magasságra felemelten.

Разрез через югозападную часть гор Gerecse.

1 = зторичная масса гор; 2 = обрывок миоценового (?) галичного п окрова; 3 = ярус пещеры Селим; 4 = обломочные склоны и приледниковые фаци-яблока; 5 = приподнятые на различные высоты известковые пенеппены более старшей генерации.

Profil durch das SW Gerecse

1 = Mesozoisches Grundgebirge. 2 = Streifen des Miozän(?)decke aus Schotter. 3 = Niveau der Szelim-Höhle. 4 = Abhanggeröll und periglaciaie Blockfacies. 5 = in verschiedene Höhen gehobene Kalksteinpeneplaine der älteren Generation.

Tardosi medencére. Ny felől azonban néhány kisebb eróziós völgy vágódott vissza és enyhén hullámosá tette az errefelé lejtősödő mészkőplatót. Főleg K felé, a fiatalabbik törés mentén vágódott hátra a Bicol patak völgye is, lecsapolva a Tardos—Tolnai medence északi szárnyát.

A Dunaszentmiklós—Dunaalmás közti dombvidék, amely a Gerecse ÉNy-i előteréhez tartozik hozzá, 300—330 m absz. magasságú neogén rétegek-ből álló dombvidék, enyhébben hullámos térszíne több szintre különül széjjel. Legmagasabb részei ahhoz a ma 300—330 m körüli széjjelszabdalt platórészhez tartoznak, ahol még igen nagy vastagságban felsőpliocén korú forrásmész-kő rétegsor rakódott le. Néhol 270 m-ig emelkedik csak ez a térszín, különösen a mellékgerincek mentén (Neszvény feletti Meleges hegy, Bicol pusztától Ny-ra levő 273 m-es pont). Dunaszentmiklósnál a Nagy Somló és a Hosszú külső peremét is végigkíséri ez az idős, hullámos szint. A Dunába és az Általérbe torkolló konszekvens vízfolyásokon kívül a hosszabb mellékvölgyeket úgy látszik, tektonikus törésvonalak is kijelölhették, kismérvű völgyaszimmetriát is okozva.

Az előbbinél alacsonyabb szint veszi körül az egész hegység külső oldalát, mely 60—80 m viszonylagos magasságú a Tatai öblözet felé. Ennek fekü közeze pannon rétegsor, melyre kvarckavics, lösz, Bajnál pedig mésztufa is települt. A pannon rétegek a Tata—baji út melletti téglavető feltárásai szerint nyugodt, csaknem egészen vízszintes településűek. Az alluvium közelében és szélén pedig futóhomokbuckák is halmozódhattak fel.

Az említett térszíni lépcső Vértesszöllőstől DK felé fokozatosan elmosódik. ÉNy felé mintha a Duna idősebb teraszainak egyikébe (V. sz.) simulna bele. A dombtetők kvarckavicsrétege *Horusitzky Henrik* szerint levantei korú, mert a belemosott *Congeria ungula-caprae* héjak már koptatottak. *Liffa* viszont a pontusiba helyezi (?), mások a pleisztocénba. A mésztufa, amely a Tata és Dunaalmás közötti dombok tetején fordul elő 230 m absz. magasságban, szintén levantei korú. A dunaalmási pliocénkori édesvízi mészkő feletti homokkőréteg és kavicskonglomerátum — magas helyzete ellenére — *Horusitzky Henrik* szerint levantei korú. *Liffa Aurél* ezt már pleisztocén korúnak mondja. Ez nem egyezik persze a geomorfológiai viszonyokkal, mert a Duna pleisztocén korú teraszai *Kéz Andor* vizsgálatai szerint jóval alacsonyabb térszint képviselnek. Az alacsonyabban fekvő mésztufa rétegek természetesen már pleisztocén korúak. Azt már *Schréter* is említi, hogy a dunaalmási pliocénkori mésztufából származó még fiatalabb korra jellemző gerincesmaradványok nem pliocén, hanem pleisztocén korúak, csak a mészkövet átjáró repedéshálózatból származnak.

A kisebb medencék közül a Veres hegytől és Turul hegytől K-re levő Irtásföldek kis tektonikus eredetű medencéjét is a tolnai Malom patak csapolja le. A frissen lerakódott fiatal löszbe vágta bele kanyarulatait. Medre alatt is vastagabb löszhélésnek kell lennie.

### c) Karsztjelenségek

A Nyugati Gerecse karsztosodása aránylag nagyobb fokú. Ennek több oka van. Magasabb a hegység, túlnyomórészen dachstein mészkőből áll, amely jól karsztosodik, végül a karsztosodásnak kitett mészkőfelszínnek elég nagy térbeli kiterjedésűek a hegység eddig tárgyalt mészkőtérszínehez, avagy a dolomitos felületekhez képest.

Az egyes karsztjelenségek közül a karrosodás aránylag jelentős, mert sok a nagy meredekségű, élesen elkülönülő sziklás, bordázott rögperem. A dolinaképződés aránylag ritka, mert a magasra kiemelt karsztfelszín fiatal geológiai korú, nagyon vastagpados a mészkő. Kicsinyek a karsztplatók és az évi csapadék is elég kevés. Emiatt ritka itt a víznyelő is. Barlanggal azonban gyakrabban lehet találkozni, mert a karsztvíz és a langyos termák hajdani kilépése elhagyott forrásbarlangok, vagy a rókalyukak alakjában látszik a meredek sziklafalakon.

A dolinaképződés halvány jelei már a bánhidai Turul hegyen is láthatók. A hegy lapos platóján, a »Turul« madár környékén vékony, 1—2 m-es löszös homokréteg fekszik a dachstein mészkövön, néhány helyen feltárása is van a futóárkokban. A hegytető ÉK-i szélén 1—2 kisebb fertésre lehet találni, ezek 8—10 m átmérőjűek és  $\frac{1}{2}$ —1 m mélyek, a berogyásos dolinaképződés első, látható jeleiként.

A szomszéd Halyagos hegy platóján szintén található 1—2 hasonló, kicsiny méretű dolina, pl. a DNY-i hegyperem felé. De a hegy É-ra lehanyatló nyergén ugyancsak van belőlük néhány. Átmérőjük 5—10 m lehet. Az Öreg Kovács hegyen is előfordulnak ezek igen szórványosan; feltűnő itt a 490 m és 518 m-es magassági pontok közötti nyeregben egy nagyobb méretű dolina-víznyelő, amely 15 m átmérőjű és 3 m mély. A gyengén lejtő térszínen némi vízgyűjtő területtel is rendelkezik, ezért van víznyelője is. Az alapkőzet, a dachstein mészkő gyakran előbukkan a vékony terra-rossa alól.

A hegységi vonulat északi tagjain: a Teke hegyen, Asszony hegyen és a Somlyón már egyáltalán nincs dolinaképződés, mert nem platójellegűek a rögök, hanem csúcsformájúak. A Gorba-Hosszúvontató környékén azonban még előfordulnak e formák, pl. a Gorba 505  $\Delta$ -tól DNY-ra a nyergen.

A barlangok közül ebben a hegység részben a legjobban tanulmányozott a bányaidai Turul hegyen nyíló Szelim barlang. *Gaál István* ásatási eredményeinek a geomorfológiai vonatkozású értékelése azonban még nem történt eddig meg, noha azokból a környék és a felszín fejlődésmenetére nézve igen érdekes következtetéseket lehetett volna levonni.

A barlang rétegsora *Gaál István* szerint ugyanis a következő: a szikla-alapzatra 3—3,5 m vastag moustérien időszakbeli agyag települt, melyben több humuszszáv van, benne a megfelelő ősemberi kőszerszámokkal. Föléje tűzhelynyomokat is tartalmazó fluviatilis eredetű kvarcos homok települt (0,5—1 m). Ez feltűnően laza szerkezetű, *Pinus montana* (törpefenyő) és *Rangifer arcticus* (őskaribu) maradványait tartalmazta. Ez a réteg a felsőpleisztocén aljáról származik, kb. a Würm I időszakból. Felfelé a harmadik az ú.n. hiénás réteg. Barna agyag, 0,2—4,4 m vastag, sok hiénacsonttal (aurignacien kultúra nyomaival). Közé kevés lösz is települhetett. Fölötte kevés solutréen, majd magdalenien kultúra nyomait tartalmazó lösz települt.

Utóbbi újra glaciális korú. A kettő együtt átlag 1,6 m vastag, az egész rétegsor pedig 10—12 m.

Vagyis két jégkorszak üledéke is szerepel ebben a változatos sorozatban. Az egyik a moustérien felső részében alakult ki. Az erre következő hiénás réteg és a benne, vagy csak felette levő solutréen lösz is éghajlati ingadozások bekövetkezéséről ad számot. *Gaál* egy szubtrópusi és egy erősebb lehülésről tanúskodó időszakasz lefolyásáról számol be, utóbbi talán a Würm II eljegesedés lenne.

A fenti, ősemberi kultúrák és ősemlőstani leletek alapján rögzített eredmények a geomorfológiai megfontolásokkal a következő módon hozhatók összhangba. A feküben levő moustérien agyag a benne levő (2—4 db) humuszszávossal — amint erre *Gaál* is utal — szintén magában hordhatja egyes éghajlatváltozások eredményeit: valószínűleg a Riss jégkorokét és a köztes interglaciális-interstadiális időszakokét.

Igen meglepő a moustérien időszakbelinek meghatározott glaciális korúnak tartott szürke kvarchomok helyzete. A folyóvízi eredet kérdését itt csak úgy lehet megmagyarázni, hogy a homokot — többszöri elárasztással — folyóvíz hurcolta be. Lehetett szó a hegy belsejéből előtörő karsztforrás vízeről is, amely azt a homokot mosta itt össze, amely fenn a platón is előfordul 2—3 m vastagságban. A platóról a kőzetrepedések mentén vagy a kürtön keresztül kellett ennek ide bekerülnie. A barlang belső zugában mésztufás-karsztbreccsás üledék jelzi ennek emlékét. Másfelől felszíni víz is hatolhatott a barlangba, miközben homokot mosott be, ami annál is könnyebb, mert a

hegység nyugati szélén — és a Turul hegy lábánál is — elég sok a pliocén korú üledékből kifújó homok. Ahhoz, hogy ez a folyamat végbemehessen, azt kell feltételezni, hogy a barlang szintje még az újpleisztocén kezdete táján is, vagyis 100—150 ezer évvel ezelőtt — kb. az erózióbázis szintjében legyen, vagyis tekintélyes, 120 m-es fiatalkorú kiemelkedést kell itt feltételezni, mert a barlang absz. magassága 270 m. Utóbbira szintén megvan a lehetőség. A barlang mellékén a dachstein mészkő rétegei (vastag padok)  $4^{\text{h}}14^{\circ}$  alatt dőlnek. A mészkőrétegek itt lapos hullámokba gyűrődtek. A gyűrődések tengelye kb.  $3-4^{\text{h}}$  lehet. A barlang teteje pedig kerek átmetszetű felszakadt kürtő, 5—8 m széles, melyet eredetileg a víz tágíthatott ugyan ki (felszíni víznyelés), majd utólag; omlással is tágult. A mennyezet mészkőrétege a barlang felett tehát aránylag elég vékony. A sziklafal pedig, amelyből a barlang nyílik, igen meredek. Felső 50 m-es szakasza majdnem függőleges falú, csak mélyebben kezd homorú lenni a lejtő, a lejtőszög pedig csökken. Még mélyebben a felső mészkőfelszín, a meredek sziklafalak denudációjából származó törmelék fedi a hegylábát, majd az erdőhatár alatt a pannon agyagra települt lösz és kevesbedő lejtőtörmelék következik, melyet az Általér alluviális síksága szegélyén óholocénkori futóhomok vált fel.

A Turul hegy fiatal kiemelkedésére — fentiek alapján — a hegy lejtőviszonyaiból lehet következtetni. 70—80 fokos mészkőlejtő ugyanis nem lehet geológiai értelemben túlságosan idős. A barlang kialakulása fő vonalaiban a következő módon képzelhető el. Az üreg kioldódása a karsztvíz jelenlétében ment végbe. Túlnyomórészt a mélyből előtörő karsztvíz (hévíz?) oldotta ezt ki. Ebben az időben a barlang még aktív forrásbarlang volt. A források eldugulásával lassankint mésztufa-karsztbreccsa rakódott le az üreg belső zugában. Részben víznyelés útján is tágult kissé az üreg. Ezt bizonyítja a hatalmas méretű felszíni víznyelő, mely eredetileg szűkebb volt, de omlással is tágult kissé, főleg az alulról feltörő — jóval nagyobb tömegű — vizek útját pedig a barlang mennyezetén levő 3—4 m átmérőt is elérő avenek jelzik. Örvénylő vízmozgás oldotta ki ezeket, de omlással is tágultak keveset. A barlang kioldódásának ideje korábban, a pleisztocén elején és közepén kellett, hogy legyen, amikor még az erózióbázis szintjében volt a barlang.

A fejlődés második szakasza akkor kezdődik, amikor — gyaníthatólag a középpleisztocénnal — megindul a hegység eme részének kiemelkedése és a barlang gyorsan szárazra kerül és benne rövid idő alatt 10—12 m vastag közép- és újpleisztocénkori rétegsor halmozódik fel. A hideg-száraz jégkorszakok folyamán inkább löszös-homokos, a melegebb időszakokban pedig humuszos-kőtörmelékes rétegek rakódtak le. Bár a Turul hegy röge, kissé alacsony, felszíne talán még az idősebb generációjú tönkök közé sorolható.

Amikor az ősemberek a barlangot benépesítették, még nem volt meg az a reliefenergia, amely most. A moustérien időből való homok és a hiénás réteg közti ősemberi tűzhely pl. abból a szakaszból való, amikor még fele akkora lehetett a barlang viszonylagos magassága.

A területnek egyik úgyszólván ismeretlen, s eddig még keveset emlegetett barlangja a tardosi Gorbán található.

A Somlyó hegy barlangja a kupalakú dachstein mészkőrög É-i oldalán nyílik 390 m absz. és 289 m viszonylagos magasságban a Duna alluviuma felett. *Vigh, Kolb* és *Cramer* részletesebben tanulmányozták, az eredmények értékelése eddig azonban még nem történt meg teljesen. A barlang hosszú, kanyargós járata tipikus forrásbarlangi ágnak látszik, mely már régen nem működik.

A barlang kioldódását — a felsőpleiocén folyamán — talán azzal a hévforrástevékenységgel lehet összefüggésbe hozni, amely az itt is, ott is már elég magas szinten az idős mésztufafoltokat is lerakta. Gondoljunk csak a Dunaszentmiklós és a Vadács puszta körül előforduló, ma már 360 m absz. magasságot is elérő mésztufafoltokra. Eszerint a barlang nyílása közelében is kellett mésztufafoltoknak keletkeznie, amikor még a nyílás is és a mésztufatelepek is az erózióbázis szintjében voltak. Azonban mind a tektonikus mozgások (vertikális, ferde és horizontális előfordulások), mind pedig a fiatalon bevágódó patak-völgyek miatt a mésztufafoltok összezsugorodtak, különböző magasságra is kerültek és elszakadtak egymástól, meg a barlangtól.

A karsztjelenségek közé számíthatjuk a hegység nyugati lábánál, a Tatán felfakadó langyos karsztos forrásokat is. Felfakadásuk körzetében igen sok mésztufát raknak le, elgátolva vele az Általér völgyét, ahol a Tatai tó vize gyűlt össze. A mésztufa most is képződik az Angolkerti források környékén, a fehéres mésziszap sűrűn gomolyog a forrástölcsérek mélyén. A tó tükre 125 m a tszf. A pleisztocén korban a forrásfeltörések Horusitzky Henrik szerint 130—140 m-es magasságban voltak. Ugyanis a magasabban fekvő mésztufahalmokban pleisztocén korú kövületeket talált. Csakhogy nem a pleisztocén elején törtek itt ezek fel, hanem inkább a végén. Az ópleisztocén korú forrásfeltörések pedig magasabb szinten, 160—180 m-en kereshetők.

A tatai langyos források a hegység nyugati, fiatalkori peremtörésének közzönhetik működésüket, ahol a mélységbe zökken a mezozoikus-paleogén rétegsor és utolsó felbukkanása csak a tavaktól Ny-ra a Kálvária hegyen van. Az előtörő víztömeg langyos karsztvíz, azonos a dorogi és tatai szénbányászat alkalmával fel-feltörő karsztvízzel. Hogy néhány fokkal melegebb (19—21 °C), annak legvalószínűbben az lehet az oka, hogy a vizet közvetítő járat, vagy barlangrendszer a hegység nyugati peremtörése miatt nagyobb mélységbe zökken le, ahol — a felszín alatt 2—300 m-ről lehet csak szó — természetyszerűleg ez a hőmérséklet uralkodik. A juvenilis ill. profundus víznek a karsztvízhez való hozzákeveredése aránylag csekély lehet, avagy egyáltalán nem is lehet róla szó.

#### d) A felszín kialakulása

A tárgyalt hegységi terület felszíni formáinak kialakulása szintén aránylag fiatal geológiai korban ment végbe. Az itt is, ott is előforduló és nagy tengerszint feletti magasságban levő kavicsok jelenlétéből arra kell következtetnünk, hogy a miocén végéig ez a terület, miként a Gerecse és a Dunazug hegyvidék többi része, még szintén nem volt hegység.

Őslénytani bizonyítékok ugyan nincsenek rá, de túlnyomórészt a miocén szárazföldi időszakból származhattak azok a kvarckavicstakarók, amelyek foszlányait Vigh Gyula térképezte legjobban. A Kisgorbán 400 m absz. magasság felett kvarcitpala kavicsot, az agostyáni Tűzköves hegyen nagy vastagságban dogger korú tűzkőtörmeléket, az agostyáni Százvölgyben pedig kristályos palakavicsot talált. Magam az Öreg Kovács hegy platóján 490—500 m magasság körül találtam ilyen kavicsokat. Vigh felső-oligocén és miocén korúnak mondja ezeket. Utóbbi megfelel a geomorfológiai elképzeléseknek is. A jelzett kvarcit- és kristályospala-kavicsok ugyanis olyan denudációs periódus végét jelentik, amikor a Gerecse és a többi, jelenlegi középhegységi terület is már nem volt hegység, hanem tönkké pusztult le, mely kis viszonylagos magas-

sággal és gyenge reliefenergiával simult a miocénkori tengerek partjának szintjéhez. A kavicsok túlnyomórészt egyveretűek lehetnek a bakonyhegységi miocén kavicsokkal, a bükki, a mátrai, a cserhádi, valamint a Szentendre-Visegrádi hegységi és Börzsönyi hegységbeli miocén korú kvarckavicssal, amely az andezittufák fedőjében települt. Az a hosszú szárazföldi időszak, amely ezt az állapotot életrehívta és egy korábbi hegység letarolója volt, azzal szünt meg, hogy újabb kiemelkedésnek indultak a terület egyes részei, mások pedig besüllyedve maradtak. Ez a fejlődés sem volt azonban egységes a hegység valamennyi szakaszán. Az egyes eltérések a következők voltak.

A pliocén elején az egész területen már végbement a hegységi relief primér feldarabolódása, a reliefenergia eléggé megnövekedett. Besüllyedt a Tolnai medence és a Tatabányai öblözet is, továbbá a hegység szélén Ny felé húzódó peremtörések is kirajzolódtak, ahol a pannoniai tenger nyert tért, a hegység belsejében levő kis medencéket azonban még nem érte el. Kialakult tehát a Gorba-Hosszúvontató és az Öreg Kovács—Halyagos (-Turul hegy?) I. generációjú, kiemelkedőfélben levő tönkrészlete.

Ez az állapot azonban még nagyon messze volt a hegység mai képétől. Nem volt még meg a mai vízhalózat sem, a magasságkülönbségek mérvéül pedig a belső területek és a medencetérszínek között összesen 150 m-t lehet csak feltételezni, vagyis a mai értéknek kb. a felét, vagy még annyit sem. Jelentős kiterjedésű területek pedig, különösen Dunaszentmiklós környékétől Ny-ra, és Tata-Vértesszöllőstől K-re tengeri elöntés alatt állottak. A Nyugati-gerecsei I. generációjú mészkőtöncök kiemelkedése tehát a pliocén folyamán nagyrészt már elkezdődhetett.

Utólag azonban még nagyon mélyreható változások állottak be a tanulmányozott felszínen. Szárazra kerültek és simára denudálódtak, majd kiemelkedni kezdtek a fiatalabb II. generációjú tönkök. A pliocénkori tengeri üledékek szintje pl. Dunaszentmiklós-Dunaalmás között 300 m absz. magasság fölé emelkedett, míg a tatai öblözetben DK felé haladva fokozatosan csökken ez a magasság. Bánhida-Vértesszöllős között már a 200 m-t is alig éri el. Ezenkívül, az említett üledékek hiányoznak a Tardos-tolnai medence egész területéről, holott ez a térszín majdnem teljes egészében alacsonyabb, mint a Dunaszentmiklós környékén levő dombvidéken a pannoniai rétegek felülete. Ugyanúgy hiányoznak ezek az innen délre levő Irtásföldek kicsiny medencéjéből is, mely a Peskőtől D-re van, valamint a szomszédos Németegyházai- és a Tarjáni medencéből is. A kis medencék önálló fejlődése miatt a fiatalabb tönkök kijelölése nem mindig sikerül.

Az a körülmény, hogy a hegység ÉNy-i szegélyén levő pannon-pontusi rétegekből álló térszín magasabb, mint a hegység belsejének kisebb medencéi, valamint a pannon-réteges térszín kiterjedésének DK felé való csökkenése olyan fiatalkorú tektonikus mozgások jelenlétére utal, amelyek nemcsak a pannon-pontusi II. generációjú tönkfelszínt darabolták fel és emelték ki különböző magasságra, hanem a hegységtrögöket is, míg a medencék területét besüllyesztették.

Utóbbira azért kell felhívni a figyelmet, mert a hegység regionális kiemelkedése a Duna teraszképződésében is érezhető. A Duna idősebb (III—V. sz.) pleisztocénkori teraszai Kéz vizsgálatai szerint Tata és Komárom között jóval alacsonyabbak, mint a Gerecse széléin, Dunaalmás és Esztergom között. Vagyis a hegység Ny-i szélén az Általér völgye olyan fiatal — kisalföldperemi — lezökkenést jelez, amely még a teraszképződésben is érezte hatását.

Peters M.

Schweizer-Schwarz 124

- Mándy György : Az esztergomi barnaszénerület geomorfológiája. Földr. Közl. LXIII. Bp. 1935.
- Peters Karl : Geologische Studien aus Ungarn. 2. Die Umgebung von Visegrad, Gran, Totis und Zsámbék. Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichsanst. X. Wien 1859.
- Polgárdy Géza : A Gerecse és Gete hegység kalauza. Bp. 1938.
- Rozlozsnik Pál—Schréter Zoltán—Telegdi-Róth Károly : Az Esztergom melletti barnaszénerület bányaföldtani viszonyai. Földt. Int. kiadványai. Bp. 1922.
- Schréter Zoltán : Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben. Földt. Int. Évkönyve. XIX. Bp. 1912. 181. l.
- Schréter Zoltán : Az esztergomi barnaszénerület karsztvize. Hidr. Közl. 1921.
- Schréter Zoltán : Az esztergomi szénerület karsztvizei. Technika, 1949.
- Sédi Károly : A Gerecse löszvidékének morfológiája. Földr. Közl. LXX. Bp. 1937.
- Staff János : Adatok a Gerecse hegység stratigráfiai és tektonikai viszonyaihoz. Földt. Int. Évkönyve. 1906.
- Szádeczky-Kardoss Elemér : A Gerecse magas terraszairól. Földt. Közl. LXIX. Bp. 1939.
- Taeger Henrik : A Buda-Pilis-esztergomi hegycsoport szerkezete és arculata. Földt. Közl. XLIV. Bp. 1914.
- Telegdi-Róth Károly : Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegységben. Földt. Közl. I, VII. Bp. 1927.
- Telegdi-Róth Károly : A tokod-dorog és tatabányai barnaszénmedencék közt elterülő vidék és a móri árok környéke. Földt. Int. Évi Jel. Bp. 1922—1923.
- Venkovits István : Adatok a dorogi mezozoós alaphegység szerkezetével kapcsolatos üregekhez és vízjárásokhoz. Hidr. Közl. XXIX. Bp. 1949.
- Vigh Ferenc : Az esztergomi szénmedence hidrológiája és a vízveszély elleni védekezés módzatai. Bány. Koh. Lapok. 1944.
- Vigh Gusztáv : A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. — Földt. Közl. LXXIII. Bp. 1943.
- Vigh Gyula—Cramer H.—Kolb H. : Beobachtungen im Gerecse-Gebirge. Mitt. über Höhlen- und Karstforschung. Berlin. 1931.
- Vigh Gyula : Führer in das Gerecse Gebirge, nach L. Ábatlan und Piszke. Bp. 1928.
- Vigh Gyula : Adatok az esztergomvidéki liász ismeretéhez. Földt. Közl. I, XIV. Bp. 1914.
- Vigh Gyula : Adatok a Budai és a Gerecse hegységi triász ismeretéhez. Földt. Közl. LVII. Bp. 1927.
- Vigh Gyula : Földtani jegyzetek a Gerecse hegységből. Földt. Int. Évi Jel. 1923.
- Vigh Gyula : Adatok a Gerecse hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. Földt. Közl. LVII. Bp. 1927.
- Vitális Sándor : Terraszvizsgálatok a Duna jobbpartján Dunaalmás és Esztergom között. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35.
- Winkler Rezső : A Gerecse és Vértes-hegység földtani viszonyai. Földt. Közl. XIII. Bp. 1883.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ КРАЕВЫХ ЧАСТЕЙ ГОР ГЕРЕЧЕ

Ш. Ланг

Резюме

Статья занимается геоморфологическими вопросами и результатами подробных исследований западного крыла гор Дуназуг—Герече. Автор обсуждает в данной статье из пяти естественных областей приведенных гор — горы Гете, холмогорья между Жамбек—Байна, группы Пешкё—Шомйовар, Западной Герече (Татайской) и Центральной Герече — первые четыре области.

Общей характеристикой обсуждаемых горных частей является, что состоящие, главным образом, из дахштейнского и юрского известняка высоко возвышающиеся плоскогорья представляют собой, по всей вероятности, остатки поверхности пенеплена из эпохи миоцена; они более старшего возраста и по определению автора являются остатками пенеплена I генерации. Высота их равна 400—550 м, а в Центральной Герече 450—634 м над уровнем моря. Значительно ниже последних и значительно большего простиранья — участки поверхностей пенепленов, состоящие из более рыхлых отложений третичного периода, в первую очередь, из *reticulatus* — песчаника эпохи верхнего олигоцена. Это более молодые пенеплены II генерации и их следует отнести, по всей

A pleisztocén folyamán is nagyarányú felszíni formaváltozások mentek végbe a Nyugati Gerecsében. A pleisztocén kezdetén a reliefenergia ugyanis 80—150 m-rel kisebb volt, mint jelenleg. A folyam 80 m-rel vágódott be az V. sz. terasz felkavicsolódása óta, ezenkívül még az élő peremtörések menti hegységrogók külön-külön is emelkedhettek ugyanennyit.

#### IRODALOM

- Bendefy (Benda) László* : Belsőkontinentális kéregmozgások Csonkamagyarország területén. Geographica Pannonica III. Pécs. 1932.
- Bettfia László* : Tök község földrajza. Bp. 1940.
- *Bulla Béla* : Tönkfelszínek. Természettudomány, 1947. 9. sz.
- *Cholnoky Jenő* : A Dunazug-hegyvidék. Földr. Közl. LXV. 1937.
- *Ferencci István* : A Tinnye vidéki harmadkori medencerészlet földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1920—1923.
- Gaál István* : A bánhidai Szelim-barlang hiénás rétege. Földt. Közl. LXXIII. Pp. 1943. p. 430.
- Gaál István* : A bánhidai Szelim-barlang ásatása. — Die Ausgrabungen in der Selim-Höhle bei Bánhida. Term. Tud. Közl. 67. köt. Pótfüz. 49—63. l.
- Gaál István* : A Szelim-barlang ásatásának újabb eredményei. — Neüere Ergebnisse der Ausgrabungen in der Selim-Höhle. Term. Tud. Közl. 68. köt. 42—43 l.
- Gárdonyi Jenő* : A régi felsőrendű szintezési alappontok magasságának változásai. A M. K. Áll. Földmérés Közl. II. Bp. 1932.
- *Hantken Miksa* : Geológiai tanulmányok Buda és Tata között. Term. Tud. Közl. I. Bp. 1861.
- *Hantken Miksa* : Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. Földt. Int. Évkönyve. I. Bp. 1871.
- Hoffmann Károly* : Jelentés az 1883. év nyarán a Duna jobbpartján Ószóny és Piszke között foganatosított földtani részletes felvétéről. Földt. Közl. XIV. Bp. 1884.
- Horusitzky Henrik* : Tata és Tóváros hévforrásainak hidrológiája. Földt. Int. Évkönyve. XXV. k. 3. f. Bp. 1923.
- Jaskó Sándor* : A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. Földt. Int. Évi Jel. 1940. II.
- Kassai Ferenc* : Paleogén szénbányászatunk, a karsztvíz és a védekezés módjai. Hidr. Közl. XXVIII. 1948. 4—48.
- Kéz Andor* : A Duna visegrádi áttörése. Math. és Term. Ért. L. Bp. 1933.
- *Kéz Andor* : A Duna Győr—budapesti szakaszának kialakulása. Földr. Közl. LXII. Bp. 1934.
- Köch Nándor* : A tatai Kálvária hegy földtani viszonyai. Földt. Közl. XXXIX. Bp. 1909.
- *Kormos Tivadar—Schréter Zoltán* : Előzetes jelentés a Gerecse hegység szélein előforduló mésztufák tanulmányozásáról. Földt. Int. Évi Jel. Bp.
- Kormos Tivadar* : A süttői forrásmész-komplexus faunája. Állattani Közl. XXII. Bp. 1926.
- *Korpás Emil* : A Gerecse hegység morfológiája. Földr. Közl. LXI. 1933.
- *Kulcsár Kálmán* : Földtani megfigyelések a Gerecse hegységben. Földt. Közl. XLIII. Bp. 1913.
- *Láng Sándor* : Karszttanulmányok a Dunántúli Középhegységben. Hidr. Közl. XXVIII. 1948—49. 53. l.
- Leél-Össy Sándor* : A Zsámbéki-medence geomorfológiája. Doktori értekezés. Bp. 1948.
- *Liffa Aurél* : Geológiai jegyzetek Nyergesújfalu és Neszmély vidékéről. Földt. Int. Évi Jel. 1907.
- *Liffa Aurél* : Geológiai jegyzetek Sárísáp vidékéről. Földt. Int. Évi Jel. Bp. 1903.
- *Liffa Aurél* : Megjegyzések Staff : Adatok a Gerecse hegység stratigráfiai... stb. c. művéhez. Földt. Int. Évkönyve XVI. Bp. 1907.
- *Liffa Aurél* : Jegyzetek Mátyás-hegy és Felsőgalla környékének agrogeológiai viszonyaihoz. Földt. Int. Évi Jel. Bp. 1905.
- *Liffa Aurél* : Geológiai jegyzetek a Gerecse és környékéről. Földt. Int. Évi Jel. Bp. 1906.

• Ger. Láng 1953 Gerecse peremhegy t. h. z. r. m. w. geomorfol. lapja. földt. int. 2. pp 143-157.

вероятности, к эпохе плиоцена. Высота их исчисляется в приблизительно 300 м над уровнем моря.

На всем протяжении гор образование современной поверхности весьма молодое и оно произошло преимущественно при горообразовательных движениях конца плиоцена и эоплейстоцена.

Среди отдельных меньших областных единиц группа гор Гете является настоящей глыбовой областью, где старая генерция поверхности пенепплена представлена лишь несколькими горстами из дахштейнского известняка с плоскими вершинами, и образующимися каррами на склонах. На самой большой из этих гор, на Большом Гете, (456,9 м), сохранился обрывок значительных размеров кварцевогалечникового покрова, вероятно эпохи миоцена. Образование дахштейнских известняковых глыб началось предположительно в середине или конце миоцена после образования поверхности пенепплена, и длилось, приблизительно, до среднего плиоцена. Между тем, на территории со сравнительно еще слабой энергией рельефа поверхность олигоценых пластов преобразовалась в немного волнообразную поверхность пенепплена.

Впоследствии, наряду с общим поднятием территории в конце плиоцена и в эоплейстоцене, более молодая поверхность пенепплена (II генерация) также была раздроблена, так как ее отдельные части вдоль молодых сбросов подвергались поднятиям или опущениям. Вследствие этого образовалось много форм асимметрического поперечного сечения, как, например, долины или глыбы. В этот же период возникли также предок современной речной сети, как и руководящие линии последней.

Ход развития поверхности оформлялся в общих чертах подобным образом, как и в других областях данных гор, только в результатах выделяются более или менее большие разницы, так как, например, на горе Гете и на плоскогорье Жамбек—Байна весьма мало остатков пенепплена I генерации, в то время как в группе Шомйовар—Пешкё и в Татайском Герече находят меньше остатков более молодого пенепплена.

Молодой возраст приподнятий доказывается не только ярусами ключевых пещер, которые попали на большие высоты и в большинстве случаев заполнены плейстоценовыми отложениями, далее остатками левантинско-плейстоценовых пятен известковой туфы, находящимися также на большой высоте, но и обрывками миоценового покрова из кварцевого галечка. Наличие молодых тектонических движений, в частности почти вертикальных плоскостей сбросов, точно также доказывается присутствием крутых склонов, встречающихся и на более рыхлых породах.

Что же касается холмогорья между Жамбек—Байна, то оно характеризуется присутствием многих ступеней изломов, построенных из более молодых отложений третичного периода (сарматский известняк, *retinaculus*-песчаник), кроме того наблюдаются также на современной речной сети следы нескольких молодых кантур. Последние характерны также для окрестности Пешкё—Шомйовар.

В соответствии с полусторонним геологическим строением гор, на последней территории встречается много доломита (Шомйовар) со своеобразными формациями этой породы, образовавшимися также на многих местах Задунайского межгорья.

Наконец, в Западной Герече очень высоко приподнялись не только обрывки миоценового покрытия из кварцевого галечка, но и остатки поверхности пенепплена I генерации. Среди краевых областей гор последние занимают на этом месте наибольшие пространства, и на остатках пенеппленов с большой поверхностью из дахштейнского известняка довольно часто встречаются небольшие лоцины, или водоплототители, а на не редко вертикальных краях пенеппленов с крутыми склонами часто наблюдается образование карров, а иногда видны даже неактивные ключевые пещеры (пещера Селим в Банхида).

## GEOMORPHOLOGIE DER RANDABSCHNITTE DES GERECSGEBIRGES

von SÁNDOR LÁNG

Zusammenfassung

Der Aufsatz behandelt die geomorphologischen Fragen des Westflügels der gebirgigen Donaucecke sowie die Ergebnisse der eingehenden Untersuchung desselben. Das Gebirge gliedert sich in fünf natürliche Landschaften: Gete Gebirge, die Hügellandschaft zwischen Zsámbék und Bajna, die Gruppe Peskő—Somlyóvár, das West (Tata)-Gerecsgebirg, und das Mittel-Gerecs. Der Aufsatz behandelt die ersten vier Landschaften.

Die gemeinsamen charakteristischen Merkmale der hier behandelten Gebirgsteile sind die überwiegend aus Dachstein- und Jurakalkstein bestehenden höher ragenden Hochebenen, wahrscheinlich Reste des Miozän-Peneplains, nach der Terminologie des Verfassers Peneplainreste der I. Generation. Ihre Höhe beträgt 400—550 m, im Mittel-Gerecse 450—634 m über dem Meeresspiegel. Bedeutend niedriger sind die aus lockereren tertiären Sedimenten, hauptsächlich pectunculösem Sandstein aus dem oberen Oligozän stammenden Peneplainreste, sie sind auch von grösserer Ausdehnung. Es sind dies jüngere, wahrscheinlich aus dem Pliozän stammende Peneplains der II. Generation. Ihre Höhe bewegt sich um 300 m ü. M.

Die Gestaltung der gegenwärtigen Oberfläche im ganzen Gebirge ist von sehr jungem Character, indem sie sich hauptsächlich in Begleitung der orogenen Bewegungen Ende des Pliozäns und im älteren Pleistozän abgespielt hat.

Unter den einzelnen kleineren Landschaftseinheiten ist die Gete Gruppe als richtige Schollenlandschaft anzusprechen. Hier sind die Peneplaine der älteren Generation nur durch wenige flach abgedachte Horste aus Dachsteiner Kalkstein mit verkarreten Abhängen vertreten. An dem grössten, dem 456,9 m hohen Nagy Gete ist ein ansehnlicher Bruchteil der wahrscheinlich miozänen Quarzkieseldecke erhalten geblieben. Die Ausgestaltung der Dachsteiner Kalksteinschollen dürfte um die Mitte oder Ende des Miozäns nach der Entwicklung zu Peneplains begonnen haben und dauerte bis zum mittleren Pliozän. Inzwischen haben sich auf dem Gebiete mit verhältnissmässig geringerer Reliefenergie die Oligozän-Schichtflächen zu schwach gewellten Peneplains entwickelt.

Später, Ende des Pliozäns und im Altpleistozän wurden im Verlauf der allgemeinen Emporhebung des Gebietes die jüngeren Peneplains, also die der II. Generation zerstückelt, weil einzelne, die jüngeren Verwerfungen entlang gelegenen Teile in die Höhe gehoben wurden, oder in die Tiefe sanken. Hiedurch sind zahlreiche Formen von asymmetrischem Querschnitt entstanden, wie z. B. Schollen oder Täler. Die Ahnen und Leitlinien des gegenwärtigen Wassernetzes sind ebenfalls damals entstanden.

Der Entwicklungsgang der Oberfläche ist in grossen Zügen in den übrigen Landschaften des Gebirges derselbe, höchstens in den Ergebnissen zeigen sich kleinere oder grössere Abweichungen, denn z. B. im Gete-Gebirge und in der Hügellandschaft Zsámbék-Bajna gibt es wenige Peneplainreste der I. Generation, dagegen ist in der Somlyóvár—Peskő Gruppe und im Tataer Gerecse die Zahl der jüngeren Reste geringer.

Die jüngere Erhebung wird auch im Gete Gebirge, aber auch in den übrigen Gebirgsteilen durch die in die Höhe gehobenen und zumeist mit Pleistozän-Sedimenten aufgefüllten Quellhöhlenhorizonte, die ebenfalls emporgehobenen Reste der levantinisch-pleistozänen Kalktuffe, sowie durch Streifen der Miozänquarzkieseldecke erwiesen.

Was die Hügellandschaft zwischen Zsámbék und Bajna anbetrifft, so gibt es hier zahlreiche aus jüngeren tertiären Sedimenten aufgebaute (sarmatischer Kalkstein, pectunculöser Sandstein) Bruchstufen, ferner können an dem gegenwärtigen Wassernetz die Spuren mehrerer jüngerer Kapturen beobachtet werden. Letztere sind auch für die Gegend der Peskő—Somlyóvárgruppe bezeichnend.

Entsprechend der halbseitigen geologischen Struktur dieses Gebietes gibt es hier viel Dolomit (Somlyóvár) mit dem eigentümlichen Formen dieses Gesteines, die auch in anderen Teilen des Transdanubischen Mittelgebirges stark entwickelt sind.

Schliesslich sind im westlichen Gerecse die Streifen der Miozänquarzkieseldecke sehr stark gehoben, wie auch die Reste des Peneplains der I. Generation. Die letzteren decken hier die grössten Flächen in den Randgebieten des Gebirges. Auf den Peneplainresten der ausgedehnten Dachsteinkalkgebiete sind ziemlich häufig die kleineren Dolinen oder Trichter, an den häufig senkrechten Peneplainrändern Karrbildungen, stellenweise bereits inaktive Quellhöhlen (Szelim-Höhle bei Bánhida):