B 3791

Ph. D. ÉRTEKEZÉS

A PESTI-SÍKSÁG FIATAL-HARMADIDŐSZAKI ÉS NEGYEDIDŐSZAKI KAVICSKÉPZŐDMÉNYEINEK ÖSSZEHASONLÍTÓ VIZSGÁLATA

Burján Balázs

Témavezető:
Dr. Mezősi Gábor

Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi Tanszék

Szeged, 2002

SZTE Egyetemi Könyvtár
SZEGED
B 3791
13.

Köszönetnyilvánítás

Munkám elején szeretném megköszönni mindazon személyek segítségét, akik létrehozásában segítségemre voltak. Nagyon sok támogatást kaptam a Magyar Állami Földtani Intézet és a Magyar Geológiai Szolgálat munkatársaitól, kutatóitól, akikkel témám részleteit menet közben többször is megvitathattam. Közülük is név szerint köszönettel tartozom *Jámbor Áron, Kordos László, Krolopp Endre, Kuti László* uraknak. Külön köszönet *Gyuricza György*nek, akitől munkám során végig igen jelentős támogatást kaptam. Köszönet *Gábris Gyula, Geiger János, Juhász Györgyi, Lelkesné Felvári Gyöngyi, Sztanó Orsolya, Vitális György, Vörös István* kutatóknak, akikkel számos tudományos kérdésről konzultálhattam, illetve cikkeim lektorai voltak. A MÁFI könyvtárosainak, az adattár munkatársainak segítségét, munkahelyeim vezetőségének türelmét nem mulaszthatom el ezúton is megemlíteni és megköszönni.

Megkülönböztetett köszönet *Pécsi Márton* akadémikus úrnak, aki értékes szakmai és emberi tanácsaival mindvégig támogatott és *Mezősi Gábor* szegedi egyetemi tanárnak, témavezetőmnek, aki a fenti kérdéskörre irányította figyelmemet, akinek pozitív és kritikai észrevételei egyaránt nagyban hozzásegítettek a teljesebb kifejtéshez.

Közreműködésükért nekik és sokaknak, akiket itt név szerint megemlíteni nem tudok, ezúton is hálás köszönetet mondok. Nem utolsósorban feleségemnek *Maigut Verá*nak, aki az ábrák igényes elkészítésében végzett odaadó munkát és családomnak, aki mindenben segített és mindenkor mellettem állt.

Tartalomjegyzék:

1. Bevezetés 5

2. Kutatástörténeti áttekintés 8
2.1. A kavicsok kőzettani tulajdonságaival foglalkozó irodalom áttekintése 8
2.2. A kavicsok eredetéről vallott nézetek fejlődése 12
2.3. A kavicsok kora a megfigyelések tükrében 17

3. Alkalmazott módszerek 21

4. Geográfiai-geológiai áttekintés 23

5. A Pesti-síkság kavicstelepeinek kőzettani statisztikai vizsgálata 33
5.1. A vizsgálatok célja 33
5.2. Az alkalmazott módszer leírása 33
5.3. A középső-miocén és a pliocén kavicsanyag azonosságának kérdése 34
5.4. A budapesti IV. és III. dunai teraszok kavicsainak kőzettani összetétele 37
5.5. A felső-pleisztocén „városi" teraszok kavicsanyagának kőzettani jellemzői 39
5.6. A Pesti-síkság ártéri kavicsainak és a dunai mederanyagnak kőzettani összehasonlítása 40
5.7. Az Alsónémedi-Ócsa környéki kavicsok kőzettani tulajdonságai 43
5.8. A vizsgálati eredmények összefoglalása 45

6. Az V. és IV. dunai terasz eredete nehézásvány-vizsgálatok tükrében 46
6.1. A vizsgálatok célja 46
6.2. Az alkalmazott vizsgálati módszer 46
6.3. A vizsgálatokból levonható következtetések 49
6.4. Összefoglalás 53

7. A Pesti-síkság kavicsanyagának görgetettség-vizsgálata 55
7.1. A CPV-vizsgálatok célja 55
7.2. A módszerről 56
7.3. A vizsgálati eredmények, következtetések 57
7.4. Összefoglalás 65

8. A Pesti-síkság kavicsüledékeinek szemcseeloszlás-vizsgálata 66
8.1. A vizsgálatok célja 66
8.2. Az új típusú szemcseeloszlás-vizsgálatok módszertana 67
8.3. A vizsgálati eredmények, következtetések 69
8.4.Összefoglalás 79

9. A dunai teraszok üledéktípusainak vizsgálata 80
9.1. A vizsgálatok célja 80
9.2. A vizsgálati módszer leírása 80
9.3. A vizsgálati eredmények 82
9.4. Összefoglalás 90

10. Vízkiszökési jelenségek a legidősebb dunai terasz anyagában 91
10.1. A vizsgálatok célja 91
10.2. A belső rétegzavarok keletkezésének új értelmezése 91

10.3. Összefoglalás 96

11. Ferderétegzett kavicsüledékek szöveti vizsgálata 97
11.1. A vizsgálatok célja 97
11.2. A hordalékkúpok, hordalékkúp-delták üledékképződési sajátosságai 98
11.3. Az alkalmazott vizsgálati módszerek 101
11.4. A vizsgálatokból levonható következtetések 102
11.5. Összefoglalás 113

12. Összefoglalás 114

13. Summary in English 119

14. Felhasznált irodalom 123

1. Bevezetés

A főváros környéki kavicsos-homokos összletek vizsgálata, a Pesti-síkság fejlődéstörténeti kérdéseivel összefüggésben másfél évszázada a hazai geológusok és a geomorfológusok, műszaki szakemberek kedvelt kutatási témája. A különböző időben és módon képződött üledékek genetikája, elterjedése, keletkezési ideje a süllyedő Alföld peremén és a medenceüledékek között számos elmélet alapján máig vitatott. A térséggel foglalkozó szakemberek újabb adatokkal, elméletekkel gazdagították a terület fejlődéstörténetéről kialakult képet, de máig gyakran egymásnak gyökeresen ellentmondó nézetek ismeretesek a felmerülő kérdések vonatkozásában.

Munkámban igyekeztem a teljesség igénye nélkül, de a lehetőség szerinti legtöbb pro és kontra érvet összegyűjteni egy-egy vitás kérdést illetően. A vélemények némelyike a jelenlegi ismeretek szintjén megerősítést is nyert, azonban el kell ismerni, hogy sokszor elsőrendű kérdésekben is a tudományos viták továbbra sem nem tekinthetők lezártnak. Ez az összefoglaló munka a régebbi kutatások teljességre törekvő felderítésével, ellenőrzésével, felhasználásával, éveken keresztül folyó saját vizsgálatok eredményeképpen, főként konkrét anyagvizsgálatokból leszűrhető következtetéseken alapulva jött létre. *Szándéka szerint a Pesti hordalékkúp-síkság fiatal-harmadidőszaki és negyedidőszaki fejlődéstörténetének, felszínfejlődésének vitás kérdéseivel, problémás elemeivel kíván foglalkozni, ezekre próbál magyarázatot nyújtani.* Főként az üledékföldtan új eredményeinek felhasználásával igyekszik árnyalni, finomítani a jó fél évszázada kialakult teraszmorfológiai beosztást, de nem célja egy átfogó új szintézis megalkotása, amely ennek a munkának célját messze meghaladó megbízatás lenne.

Számos kutató foglalkozott az elmúlt évtizedekben a területen előforduló kavicsos teraszképződmények üledéktesteinek szétválasztásával, tagolásával. Ez a Pesti-síkság északi részén (Mogyoród, Cinkota, Csömör, Kőbánya térségében) kevésbé problematikus, mert a különböző teraszok eltérő orográfiai helyzete a beosztást nagyban megkönnyíti: a legidősebb dunai kavicsos üledékek jelentős kiterjedésben a folyó bal partján, a legmagasabb térszíneket fedik be, a fiatalabb teraszüledékek a Dunához közelebb, kulissza-szerűen egyre alacsonyabb tengerszintfeletti-magasságban találhatók meg. A medenceperemek és völgyoldalak kavicsos teraszképződményeinek az alföldi rétegsorban való követését, azonosítását a beépítettség mellett a főváros körzetében azonban az teszi különösen nehéz feladattá, hogy a

medencefeltöltődés általános szabályszerűségének megfelelően a peremi részeken a különböző kavicsos képződmények egymással eróziós diszkordanciák mentén érintkezve, sokszor közel azonos tengerszintfeletti magasságban fordulnak elő (Vecsés, Pestszentlőrinc, Pestszentimre, Gyál környéke). A medence belseje felé haladva pedig a fiatalabb dunai hordalék az idősebbekre rárakódva, normális sztratigráfiai helyzetben fordul elő (Pesti-síkság déli része).

A teraszképződmények szétválasztásához alapvető fontosságú egy-egy adott terasztest minél részletesebb, pontosabb fizikai (tehát elsősorban ásvány-, kőzet-, őslénytani) tartalommal való „megtöltése", enélkül a kizárólag morfológiai meggondolások alapján végzett munka puszta autopsziához vezethetne. A korszerű geomorfológiai vizsgálatok nem nélkülözhetnek olyan agyagvizsgálati módszereket, amelyek ásvány-kőzettani kérdések, rétegtani problémák megoldására a földtan területén születtek. Az eltérő lepusztulási területről származó, hosszabb-rövidebb görgetést elszenvedett és különböző időben lerakódott teraszkavicsok görgetettsége a szállítási úthosszra utal, a kőzettani összetétel, a nehézásvány-tartalom az „anyakőzet" eredetét, a lepusztulási területben bekövetkezett változásokat, a diagenezis során végbement kémiai és fizikai eseményeket tükrözi, a fosszíliatartalom szerencsés esetben a terasz „felkavicsolódásának" idejét adhatja meg, tehát hozzájárulhat a terasztestek elkülönítéséhez. A terület kavicsos képződményeinek a korábban már alkalmazott eszközökkel, a korábbiaknál azonban esetenként több nagyságrenddel nagyobb adattömeg felhasználásával történő újravizsgálata mellett munkám során hangsúlyozott célként fogalmazódott meg az eddig alkalmazott anyagvizsgálati módszerek lehetőség szerint finomításának igénye is.

A kavicsos-homokos folyóvízi lerakódások keletkezési körülményeinek tisztázásához a fenti, immár „klasszikusnak" nevezhető vizsgálatok mellett olyan egyéb újszerű anyagvizsgálati módszerek is hozzájárultak, amelyek pl: az üledéktestekből vett minták szemcseeloszlási adatainak geostatisztikai elemzése segítségével, a kavicstestek felhalmozódási körülményeiről, az egykori üledékképződési környezetekről nyújtanak az eddigieknél részletesebb információkat, ennek következtében alkalmasak a különböző teraszok kőzettani alapon történő elkülönítésére is. Ezek alkalmazása a hazai teraszkutatásokban újdonságnak számít, a földtani gyakorlatban sem általánosan elterjedt. Megközelítően pontosnak tartható eredményt természetesen a kombinált vizsgálatok adhatnak, egy-egy vitatott kérdés megoldásához a változatos módszerek egyidejű alkalmazása szükséges.

Felépítését tekintve a munka a Budapest környéki kavicsképződmények kutatásának történeti áttekintésével kezdődik, a három alapvető kérdéskör szerint tagolva: elsőként az alapvető ásványtani-kőzettani sajátosságokat, utána a genetikai kérdéseket tárgyaló irodalom, végül a keletkezés koráról vallott nézetek ismertetése kerül sorra. Az alkalmazott módszerek rövid ismertetése után a különböző vizsgálatokból leszűrhető tapasztalatok fejezetenkénti összefoglalása következik, amely a munka fő részét hivatott adni. Végül két kérdéskör kerül részletesen bemutatásra, az egyik a kavicstestek korának elfedett krioturbációs jelenségek segítségével történő közvetett meghatározási módjának nehézségeivel, a másik a teraszanyagok ferderétegzett üledékeinek kialakulási módjával foglalkozik, tehát genetikai kérdéseket tárgyal.

2. Kutatástörténeti áttekintés

A terület geológiai felépítésével, geomorfológiai helyzetével, fejlődéstörténetével foglalkozó, sokszor pótolhatatlan megfigyelések összegyűjtése, újragondolása a további vizsgálódások előfeltétele. Az irodalom kronologikus ismertetése helyett a kavicsüledékek ásvány-kőzettani, üledékföldtani jellemzőiről, a koráról és genetikájáról vallott nézeteket külön-külön mutatom be, főleg a könnyebb áttekinthetőség miatt, de így jobb lehetőség nyílik esetenként rövid kritikai értékelésükre is.

A Budapest környéki kavicsos képződményekre vonatkozó első alapvető munkák a XIX. század második felében keletkeztek. Kiemelendő *Szabó J.* (1858, 1873, 1876, 1879) munkássága, aki elsőként foglalkozott részletesen Budapest *„altalajának"* viszonyaival. Átfogó jellegű, a felszíni morfológia mellett a kőzettani összetételt, települési viszonyokat, paleontológiai adatokat egyaránt tárgyaló összefoglalók sorában kimagasló jelentőségű *Schafarzik F. „A budapesti Duna paleohydrográfiája"* (1918) című, a későbbi kutatók szemléletét nagyban meghatározó munkája, amelyben a szerző elsőként rajzolta meg alapvetően helyesen, a kavicsüledékek felszínközeli elterjedési viszonyait.

A budapesti dunai teraszok földtani-földrajzi jellemzőinek a megkutatottság fél évszázaddal ezelőtti szintjén, máig a legteljesebb szintézise *Pécsi M.* (1959b) dunai monográfiája, amely a témának a legtartalmasabb, kimagasló forrásértékű összefoglalója.

Meghatározó fontosságú a hetvenes években Budapestről készített, 1:10 000 méretarányú építésföldtani térképsorozat és a hozzá tartozó összefoglaló földtani magyarázó. Ez a területet érintő szerkezetkutató-, nyersanyagkutató-, vízkutató- és kifejezetten építésföldtani térképező fúrások adatainak felhasználásával 28 térképszelvényen ismerteti Budapest geológiai viszonyait, valamint pótolhatatlan információtömeget biztosít főként petrográfiai tekintetben.

2.1 A kavicsok kőzettani tulajdonságaival foglalkozó irodalom áttekintése

A Pesti-síkság durvatörmelékes összleteinek kőzettani összetétele az üledékek származási, lepusztulási területére nézve, a szemcseeloszlási sajátosságok a szállítóközeg energiaviszonyaira, a szemcsék görgetettsége a kavicsok szállítási úthosszára vonatkozóan

nyújthatnak támpontot, ezért számos szerző foglalkozott ezeknek meghatározásával. A magyar geológusok érdeklődését már a múlt században felkeltették a főváros keleti határában található, *Halaváts Gy.* (1898) nyomán *Mastodon kavics*-nak, *levantei kavics*-nak nevezett, a későbbi geomorfológiai publikációkban V. teraszként ismertetett kavicstest (*Pécsi M.* 1959b), valamint *Cholnoky J.* (1910, 1923, 1928) alacsonyabb helyzetű "*városi*" és "*fellegvári*" teraszainak kőzettani tulajdonságai. A kavicsok összetételét tekintve a leggazdagabb irodalma az V. számú dunai terasznak van, a fiatalabb teraszok ilyen vonatkozású irodalma sokkal szerényebb. A kőzettani vizsgálatoknak az utóbbi időkig viszonylag kevés teret szenteltek, kevés az új adat, az újszerű megállapítás, a tudományos munkákban egy-két szerző kivételével általános gyakorlat a korábbi irodalmi adatok egyszerű átvétele, idézése.

Szabó J. (1858) a magasabb fekvésű kavicsok – *Pécsi M.* máig érvényben lévő beosztása szerint az V., IV. és a III. dunai teraszszintek – anyagát összebevontan kezelve megállapítja, hogy azok gazdagok *„gránit, gneisz, csillámpala, porphyr, trachyt, bazalt, kvarc, édesvízi quarc, faopál, büdösmész"* anyagú hömpölyökben. A Duna alluviálisnak tartott kavicsairól viszont (mai fogalmaink szerint a „városi" teraszok és az ártéri szintek tartoznak ide), amelyek *„a gubacsi pusztán (...), Soroksár mélyedményében (...), Ócsa felé (...), Taksony közelében Varsánypusztán"* fordulnak elő, tévesen állapítja meg, hogy azok andeziteket nem tartalmaznak.

Bódi B. "A Budapest környéki harmadkori kavicsok kőzettani vizsgálata, különös tekintettel a levantei kavicsképződményekre" (*Bódi B.* 1938) című tanulmányában az elődök – *Szabó J.* (1858, 1873, 1876, 1879), *Lóczy L.* (1881, 1896, 1914, 1918), *Böckh J.* (1872), *Salamon F.* (1878), *Böckh H.* (1899), *Inkey B.* (1894), *Halaváts* (1895, 1898), *Lőrenthey I.* (1904, 1906, 1912), *Schafarzik F.* (1910, 1918,), *Horusitzky H.* (1924, 1933, 1935) – és saját megfigyeléseit összegezve megállapította, hogy a később V. terasznak meghatározott (*Pécsi M.* 1959b) „levantei" kavics anyaga: 90–99 %-ban kvarc és kvarcit, 1–4 %-ban magmás eredetű (gránit, kvarcporfír, andezit), 1–7 %-ban üledékes eredetű (mészkő, homokkő, arkóza, agyagpala), és 1–2 %-ban metamorf anyagú (gneisz, csillámpala).

Pécsi M. (1959b) idősebb- és ópleisztocén, valamint újpleisztocén korú csoportokra bontva, az eddigiek között legrészletesebben tárgyalva felsorolja a dunai kavicsok kőzettípusait, de felsoroláson túl azok előfordulási gyakoriságával kevéssé foglalkozik. Vizsgálatai során megállapította, hogy a legidősebb kavicstestben a karbonátos kőzetek kavicsai nagyon ritkák – ellentétben a fiatalabb teraszok kavicsaival, amelyekben mérhető %

számmal szerepelnek –, amelyet *Szádeczky–Kardoss E.* után utólagos kioldódással magyaráz. Más kutató ugyanakkor a főként budai hegységbeli karbonátos kőzetváltozatoknak hiányát az idős kavicsban arra vezeti vissza, hogy azok már a lerakódás idején eleve hiányoztak az üledékek közül (*Szabóné Drubina M.* 1977, 1981).

A budapesti dunai teraszok kavicsanyagában a helyi átlagos szemcseméretet akár egy nagyságrenddel felülmúló, mállott andezitgörgetegek jelenlétéről már a korai szerzők is megemlékeztek. *Pécsi M.* (1959b) a későbbiekben igazolást nem nyert megfigyelései szerint az idősebb miocén korú kavicsok közül és az V. terasz anyagából hiányzik az andezitkavics (kőzettanilag elkülöníthetőnek tartja tehát a fiatalabb kavicslerakódásoktól, amelyben gyakoriak az andezitgörgetegek is), nagyobb átmérőt szerinte csak az andezit,- vagy riolit*tufa* kavicsok érnek el. A budapesti 1:10 000 méretarányú építésföldtani térképsorozatához mellékelt földtani magyarázó ezzel szemben a helyi maximális méretet jelentősen felülmúló andezitgörgetegekről tesz említést (*Szabóné Drubina M.* 1981).

Az V. terasz és a helyenként rátelepülő IV. számú ópleisztocén dunai terasz anyagának szétválaszthatóságára már *Inkey B.* (1894) és *Schafarzik F.* (1910, 1918) felhívta a figyelmet, bár utóbbi szerző az elkülönítésük alapjául még elsőrendű indoknak a IV. terasz anyagának jelentősen nagyobb szemcseméretét tekintette. *Bódi B.* (1938) a mátyásföldi ún. Benitzky-féle kavicsbányából említést tesz pleisztocén korú lerakódásoként csillámpala, gneisz, kvarcporfír, gránit kavicsokról, ugyanakkor saját megfogalmazása szerint ebben a bányában *„a pleisztocén kavics már alárendelt és előtérbe lép a kb. 6 m vastag alsó mediterrán kavics"*, értekezése végén pedig ugyanezeket a kőzettípusokat a pliocén kavicslerakódások alkotóelemeiként ismerteti! *Mauritz B.* (1958) szerint a IV. terasz üledékei között minden olyan kőzetelem megtalálható, amely a V. terasz anyagában előfordul.

A Pesti-síkság fiatalabb pleisztocénban képződött *„városi"* teraszaiból, valamint a Budapesttől délre elterülő kiterjedt kavicsmezőből, a dunai mederkotrásokból az V. és a IV. terasz anyagához képest jóval változatosabb összetételű kavicsok kerültek elő. A fiatalabb kavicsképződmények kőzettani összetételére vonatkozó adatok részben a MÁFI síkvidéki térképezési munkálatai keretében végzett kutatások (*Sümeghy J.* 1952a, 1952b, 1953a, 1953b, *Rónai A.* 1959), részben a Pesti-síkság fővárostól délre eső részén az utóbbi évtizedekben megélénkülő homok- és kavicskutatás, valamint a hozzájuk kapcsolódó nyersanyagkitermelés folytán gyarapodtak, ahol kifejezett cél volt a kavicsos nyersanyag tulajdonságainak, összetételének pontos ismerete (*Kleb B. – Meisel J. – Török E.* 1970, *Bányai B.* 1972. *Fonó A.*

et al. 1972a, 1972b, 1972c, 1972d, *Meisel J. – Török E.* 1974, *Török E.* 1991, 1996, *Pelikán P. et al.* 1995, *Kleb B.* 1993, 1996a, 1996b). A később bemutatandó kőzettani vizsgálatok alapját saját vizsgálataim mellett jórészt ezek az összegyűjtött megfigyelések képezik.

A korai művek a kavicsok szemcsenagyságára, rétegzettségi viszonyaira nézve pontos, összehasonlításra alkalmas adatokat nem tartalmaznak. *Inkey B.* (1894), *Halaváts Gy.* (1898) szerint a *Mastodon kavics* nagysága változó, az ökölnyi nagyság képezi a felső határt. Anyaga többnyire dió nagyságú, a szemcsék kissé lapított gömbösek, nyújtottak, az éles tapintású folyami homok a kavics között, illetve önállóan, hosszan elnyúló lencsékben fordul elő, amelyek helyenként *"rézsútosan rétegzettek"*. (*Schafarzik F. – Vendl A.* 1929). A fellegvári terasz anyaga kapcsán *Horusitzky H.* (1924) megjegyzi: a diluvium eleji Duna *„víztömege a levantei kavics egy részét (...) elsodorta és helyébe ököl-, fejnagyságú kavicsot rakott le"*.

Bódi B. (1938) a Pestszentlőrinc, Rákoskeresztúr, Cinkota, Kistarcsa térségében található levantei kavicsok (V. terasz) esetében a minták szemcseeloszlását kétmaximumosnak állapította meg, de *Bódi B.* táblázatos formában közölt adataiból a 8–32 mm közötti szemcseátmérőnél jelentkező maximum mellett a másik nem volt azonosítható.

Pécsi M. (1956, 1958, 1959a, 1959b) kutatásai alapján az V. terasz anyagát uralkodóan 20–40 mm legnagyobb átmérőjű, jól osztályozott apró- és középszemű kavicsok alkotják, a kavicsrétegek gyakran homok- vagy homokos kavicsrétegekkel váltakoznak. Kiemeli a kavicsok osztályozottságát, a 2–4 cm átmérőjű kavicsokat tartja jellemzőnek. A kavicstest vastagságát 15–30 méterre teszi, nyugodt, vízszintesen rétegzett felépítésűnek ítéli meg. A IV. terasz 1–2 méter vastag, az idős kavicsösszletet helyenként elfedő, feltehetően egy generációval fiatalabb anyaga – megállapításai szerint – ezzel szemben görgetegeket tartalmazó, rosszul osztályozott és szabálytalanul rétegzett kavicslerakódás. Az ártéri szintű kavicsanyag görgetegekben való gazdagságának említésén túl, az itteni kavicsok szemcseeloszlási tulajdonságaival a korábbi szerzők általában nem foglalkoztak.

Budapest körzetében kavicsok alaktani mérésével elsőként *Bódi B.* (1938) foglalkozott. A cpv-módszert alkalmazva megállapította, hogy a kvarckavicsok legnagyobb része 3b, 4a, 4b, azaz közel 7, 8, 9-es görgetettségi értékkel jellemezhető, egy részük viszont 1a és 1b, azaz 2, 3-as görgetettségű. Ez utóbbiakat ő másodlagos vagy harmadlagos fekvőhelyen lévő „átmosott" kavicsoknak tartotta.

Pécsiné Donáth É. (1958) megállapította, hogy az egyes dunai terasz-szintek kavicsainak görgettsége közt határozott és rendszeres különbségek vannak. Tapasztalatai szerint a budapesti szelvényben a pleisztocén teraszok kavicsainak görgetettsége mindhárom általa vizsgált szemnagyságban (10–15 mm, 8 mm, 0_t3 mm legnagyobb átmérőjű kvarc- illetve kvarcitkavicsok) a legidősebbektől a fiatalabbak felé nő., az egyazon teraszból vett minták görgetettségi foka rövidebb szakaszon belül közel azonosnak bizonyul. A II/b. terasz kavicsainak görgetettségét találta a legnagyobbnak, emiatt felvetette, hogy felkavicsolódása részben interglaciális korú lehet. A II/a. terasz kavicsainak görgetettségi értékeiben tapasztalt visszaesést a Duna vízgyűjtőterületének felső-pleisztocénbeli lecsökkenésével magyarázta. Érdekes, hogy a Pesti–síkság alacsony teraszai kapcsán a délegyházi mintát a IV. terasz, a gyáli mintát az V. terasz üledékeihez sorolta be, pedig a 10–15 mm és a 8 mm legnagyobb átmérőjű kategóriákban csaknem azonos értékeket mért mindkét esetben. Sajnos az V. teraszhoz sorolt pestlőrinci Sas-hegy kapcsán nincs adat a 10–15 mm-es kavicsok esetében, a morfológiai alapon biztosan ugyanebbe a szintbe sorolható rákoskeresztúri üledékek esetében pedig ugyanebben a 10–15 mm-es értéktartományban a görgetettségi érték a többi V. teraszbelitől jelentősen eltér.

Pécsi M. (1958, 1959a, 1959b) a cpv módszert egyéb elemző vizsgálatokkal öszekapcsolva, vagy más adatok hiánya esetén egyedüli eszközként használva is alkalmasnak tartja a különböző dunai terasszintek azonosításában.

2.2 A kavicsok eredetéről vallott nézetek fejlődése

A Budapest környéki dunai származású kavicsok származását tekintve a legfontosabb nézeteltérések a kutatók között a *Mastodon kavicsok* feltételezett delta, vagy hordalékkúp-eredetével kapcsolatban és ezzel összefüggésben a Duna, mint potenciális szállítóközeg szerepének megítélése kapcsán merültek fel (*Burján B.* 2000b).

Az elvi álláspontok különbözősége mellett fokozza a zavart, hogy a nevezéktan bizonytalanságai miatt ugyanazt a földrajzi jelenséget is gyakran különböző elnevezésekkel illették, pl: *Halaváts Gy.* a *Mastodon kavicsok* kapcsán (1895) még *"egy tóba ömlő folyó tófenéki törmelék–kúpja"*-ról beszél. *Lóczy L.* (1896) szerint a felvidéki folyók termékeként értelmezett idős pestlőrinci kavics vízszintes rétegződése biztosan folyóvízi keletkezésre utal, mert ha *"valamely még oly sebes, görgeteget szállító folyó nyugvó vízbe ömlik, hordalékát*

azonnal leejti és nem szintes, hanem 25–30°-al hajló rétegzési telepeket épít föl.". Ennek a fontos megfigyelésnek nyomán használhatta mai tartalommal elsőként *Böckh H.* (1899) a *Mastodon kavics* viszonylatában a hordalékúp (akkori szóhasználat szerint: törmelékkúp) kifejezést. A dunai kavicsok elsődleges lepusztulási területről való származásának, vagy idősebb kavicsösszletekből való átmosódásának lehetősége ugyancsak időről-időre felvetődik. Ezek a problémák az irodalomban legtöbbször egymástól szétválaszthatatlanul vannak jelen, sokszor szinte filológiai feladat egyes szerzők álláspontjának felderítése *(1. táblázat)*.

Schafarzik F. (1918) a Pesti–síkság kavicsos képződményeinek létrejöttében egy levantei korban kialakult dunai deltát feltételezett, mint fő szállító és lerakó közeget. A legidősebbnek tartott, legmagasabb helyzetű csömöri, kistarcsai, cinkotai kavicsokat azonban különválasztotta és ezeket *Lóczy L.* (1918) és *Strömpl G.* (1915) álláspontjához hasonlóan felvidéki torrensek produktumának írta le. Az említett budapesti építésföldtani térképezési munkálatok földtani magyarázóiban a szerzők állást foglalnak a *Mastodon kavics* delta eredete mellett, kihangsúlyozva, hogy azt nem a Duna hozta létre. Véleményük részben *Schafarzik F.* (1918) fenti, részletesen meg nem indokolt álláspontjának az egész területre általános érvényűként való elismerése és kiterjesztése, részben *Cholnoky J.* nézeteivel rokon (in. *Lőrenthey* 1904), aki a folyóvízi eredethez általa túlságosan legömbölyödöttnek mondott kavicsot korábban időszakos vízfolyások termékének tartotta.

A földrajzi irodalomban az V. terasz dunai hordalékkúp eredete vált általánosan elfogadott nézetté, ezt a geomorfológusok mellett a geológusok többsége is megerősítette későbbi publikációiban (*Horusitzky H.* 1924, 1933, 1935, *Kéz A.* 1933, 1942, *Bulla B.* 1934, 1935, 1939, 1941, 1953, 1964, *Láng S.* 1938, 1967, *Pávai Vajna F.* 1941a, 1941b, 1941c, *Szentes F.* 1949, 1958, *Sümeghy J.* 1939, 1945-47, 1947, 1950, 1952a, 1953a, *Erdélyi M.* 1955, 1960, 1967, *Marosi S.* 1955, *Pécsi M.* 1956, 1957a, 1957b, 1958, 1959a, 1959b, 1967a, 1967b, 1980, *Schréter Z.* 1958, *Rónai A.* 1959, 1963, 1972, 1985, 1986, *Urbancsek J.* 1963a, 1963b, *Moldvay L. et al.* 1966, *Szűts S.* 1972, *Scharek P.* 1974, *Molnár B.* 1977, *Jaskó S.* 1981, *Hahn Gy.* 1989, *Molnár P.* 1995b, *Borsy Z.* 1990).

Sümeghy J. (1939, 1945-47, 1947, 1950, 1952, 1953) fúrásszelvények vizsgálata alapján, illetve vele párhuzamosan *Bulla B.* (1934, 1935, 1939, 1941, 1953, 1964) *Sümeghy J.* adatait morfológiai tényekkel alátámasztva – *Salamon F.* (1876) és *Halaváts Gy.* (1895, 1898) után –, azt hangsúlyozta, hogy a Duna–Tisza közi síkvidék egyetlen hatalmas pleisztocén korú dunai hordalékkúp. Koncepciójuk alapján a Duna a pleisztocén ideje alatt nagyrészt átlós irányban

1. táblázat: Összefoglaló a *Mastodon kavicsra* vonatkozó nézetek fejlődéséről a fontosabb irodalom alapján – A táblázatban kérdőjel szerepel, ha a szerző nem használ konkrét fogalmat. A korra vonatkozóan mindig figyelembe kell venni a hajdani és a mai beosztások eltéréseit.

Szerző	Kor	Fácies	Származás
Szabó J. (1858)	legújabb neogén v. legalsó negyedkori	?	?
Böckh J. (1872)	pliocén	?	?
Szabó J. (1873)	felső-pliocén v. negyedkori	?	?
Salamon F. (1878)	negyedkor eleje	?	Alp-kárpáti és cseh-morvaországi eredetű
Szabó J. (1873)	negyedkori	?	?
Inkey B. (1894)	felső-pliocén	folyólerakódás	?
Halaváts Gy. (1895)	levantei	kavicskúp	Duna
id. Lóczy L. (1896)	levantei	folyólerakódás	?
Halaváts Gy. (1898)	levantei	?	?
Böckh H. (1899)	levantei, esetleg pontusi	törmelékkúp	Duna
Treitz P. (1903)	levantei	törmelékkúp	Duna
Lőrenthey I. (1906)	levantei	?	Galga
Cholnoky J. (1910)	levantei	törmelékkúp	miocénből áthalmozott, torrensek terméke
Strömpl G. (1915)	levantei	törmelékkúp	miocénből áthalmozott, torrensek terméke
id. Lóczy L. (1914)	pontusi vége	törmelékkúp	nem Duna
Schafarzik F. (1918)	levantei	delta	Duna
Horusitzky H. (1924)	levantei	törmelékkúp-terasz	Duna
Schafarzik F.– Vendl A. (1929)	levantei	törmelékkúp	Duna
Pávai Vajna F. (1941a)	levantei	hordalékkúp-terasz	?
Bódi B. (1938)	levantei	delta	Duna
Kerekes J. (1939)	levantei	?	Duna
Bulla B. (1941)	levantei	törmelékkúp-terasz	Duna
Mottl M. (1941)	felső-pliocén	teraszképződmény	?
Szentes F. (1949)	levantei	lepel kavics	Duna
Sümeghy J. (1953)	levantei	törmelékkúp-terasz	Duna
Schréter Z. (1958)	felső-pliocén	hordalékkúp	Duna
Pécsi M. (1959b)	pleisztocén eleje	hordalékkúp-terasz	Duna
Urbancsek J. (1963)	negyedkor eleje	törmelékkúp	Duna
Moldvay L. et al. (1966)	legalsó pleisztocén	hordalékkúp-terasz	Duna
Erdélyi M. (1967)	pleisztocén eleje	törmelékkúp	Duna
Kretzoi M. (1981)	felső-pliocén	?	Duna
Pécsi M. (1981)	felső-miocén és pliocén	delta és hordalékkúp-terasz	Duna
Szabóné Drubina M. (1981)	felső-pliocén	delta	miocénből áthalmozott
Kretzoi M.– Pécsi M. (1982)	pliocéntól (Ruscinium)	delta és hordalékkúp-terasz	Duna
Kordos L.– Jaskó S. (1990)	alsó- és középső-pliocén	delta v. hordalékkúp	Duna

folyt az Alsó-Tiszavidék irányába, míg a kalocsai süllyedékrendszer kialakulása észak-déli irányúvá nem tette futását. Eszerint a fő üledékszállítási irány a levantei időszak vége – *Pécsi M.* (1959b) szerint a levantei legvége, a pleisztocén legeleje – óta északnyugati volt.

A Pesti-síkság fiatalabb kavicstelepei pedig *Pécsi M.* vizsgálatai alapján nem a Duna által elrombolt régebbi kavicstelepek elroncsolt darabjaiként (*Schafarzik F.* 1918), hanem a hordalékkúp fejlődésének során kialakult hordalékkúp-teraszokként értelmezhetők. A Duna–Tisza közi hordalékkúp képződése arra példa, amikor a több fázisban ismétlődő peremlépcsős elmozdulások hosszú időre állandósítják, illetve felújítják a medence szélén a hordalékkúp képződését (*Pécsi M.* 1956, 1957b, 1958, 1959b).

A budapesti V. dunai terasz kavicsanyagának forrásterületét tekintve rendszeresen felmerül azoknak az idősebb miocén kőzetekből való származtatása: a terasz anyagát *Halaváts Gy.* az akkor burdigálinak nevezett üledékekből (*Halaváts Gy.* 1895, 1898), *id. Lóczy L.* nyomán *Strömpl G.* az idősebb cserháti mediterrán abráziós kavicsból származtatta (*Strömpl G.* 1915) A kavicsok egy részét több kutató részben a Pesti-síkság vastag miocén kavicsos üledéksorozatának elhordásából eredeztette (*Bartkó L.* 1939, *Mauritz B.* 1958, *Pécsi M.* 1959b, *Erdélyi M.* 1967, *Szabóné Drubina M.* 1981).

Bódi B. (1938) a levantei korú kavicsok kapcsán írja, hogy *Schafarzik F.* (in: *Lóczy L.* 1914) és *Mauritz B.* nyomán – az egyébként a fiatalabb kavicslerakódások között is előforduló gránitokat Ruttka, Passau, Winden mellől származtatja. Az aplitok, pegmatitok, kvarcprorfírok[1] szerinte a nyugati Alpokból és a Kárpátokból, az arkózák és a homokkövek az alsómediterrán rétegsorból mosódtak át a fiatalabb kavicslerakódásokba.

Schafarzik F. az általa Csömörön (IV. terasz) fellelt szillimanitos csillámpala, cyanitos granulit anyagú görgetegek származási helyének a morvaországi hegységeket, az ausztriai Waldviertelt jelölte meg (*in: Lóczy L.* 1914). *Lóczy L.* ugyanakkor határozottan tagadta a főváros térségében alpi eredetű hömpölyök előfordulását, szerinte a gránitok, egyéb metamorfitok görgetegei kizárólag a Nyitra környéki kristályos hegységekből kerülhettek ide (*Lóczy L.* 1914). Évtizedekkel később *Szabóné Drubina M.* (1981) arra hívta fel a figyelmet, hogy a dunai IV. teraszból Csömörön előkerült cyanitos granulit, szillimanitos csillámpala görgetegek (lásd: fent) anyaga a budapesti idősebb miocén durvatörmelékes összletekben – eggenburgi, kárpáti rétegek – is gyakori, kizártnak tartja tehát ezek dunai kapcsolatát.

A kavicsteraszok anyagában előforduló andezitváltozatokat *Schafarzik F.*-hez hasonlóan régóta visegrádi típusúnak tartották, ezeket *Bódi B.* (1938) is a Dunazug-hegységből és

[1] A régi kőzettani elnevezések a mai nevezéktantól sokszor eltérnek, amelyet minden esetben figyelembe kell venni!

Selmecbánya vidékéről származónak írja le. *Szabóné Drubina M.* (1981) az V. terasz andezitgörgetegeinek kémiai elemzésére hivatkozva kiemeli, hogy ezek a főként amfibol-, és biotitandezitek nem Visegrád–Nagymaros környékéről származnak, hanem egy északkelet-pesti és dél-cserháti miocén, vagy miocénben áthalmozott vulkanitok, határozottan nem dunai szállítású anyagai lehetnek. A IV. teraszról megállapítja, hogy az nem később kialakult dunai eredetű kavicslepel, hanem anyaga teljes egészében a Gödöllői-dombság hajdani kisebb vízfolyásai által az V. terasz anyagából áthalmozott lejtőüledék (*Szabóné Drubina M.* 1981).

Nemcsak a legidősebb dunai kavicsok, hanem a pleisztocén későbbi időszakaiban keletkezett kavicstelepek kapcsán is többen azok áthalmozott voltát hangsúlyozzák: *Erdélyi M.* (1960, 1967) szerint Duna-völgy durvaszemű hordaléka elsősorban a Pesti-síkság idősebb pleisztocén kavicsának áttelepített anyaga, melyhez kevesebb miocén kőzetanyag járult. A kutatók körében ma általános felfogást *Bogárdi J.* (1955) álláspontja tükrözi, eszerint a Pesti-síkság kavicsos képződményeiben közeli és távolabbi hegységek kőzeteinek kavicsai egyaránt előfordulnak. A múltbeli és jelenlegi kutatók többségének véleménye szerint a budapesti dunai teraszok kavicsanyaga börzsönyi, visegrádi-, budai-hegységbeli kőzetek mellett részben alpi, cseh-morvaországi, részben belső-kárpáti lepusztulási területről származik. *(Salamon F.* 1878, *Schafarzik F – Vendl A.* 1929, *Bódi B.* 1938, *Bogárdi J.* 1955, *Mauritz B.* 1958, *Pécsi M.* 1956, 1957b, 1958, 1959a, 1959b).

Napjainkig több kutató időről időre felvetette, hogy a Pesti-síkság déli részén a fiatal lerakódásokkal azonos morfológiai szintben, vagy azok alatt idősebb kavicstakarók is jelen lehetnek. Az is általában elfogadott, hogy a helyenként érintetlenül maradhatott idősebb dunai üledéktestek a legfiatalabb kavicsanyagtól nem választhatók el *(Halaváts Gy.* 1895, 1898, *Schafarzik F.* 1918, *Pávai Vajna F.* 1941a, 1941b, 1941c, *Szentes F.* 1949, 1958, *Sümeghy J.* 1952a, 1953a, *Rónai A.* 1959, 1985, *Moldvay L. et al.* 1966, *Jánossy D. – Vörös I.* 1979, *Jaskó S. – Kordos L.* 1990, *Török E.* 1991, *Pécsi M.* 1991, 1995).

Pécsi M. megállapította, hogy a fővárostól délre, a Délegyháza, Áporka, Kiskunlacháza, Bugyi közötti területen közel a felszínhez vékony finomszemű fedőréteg alatt összefüggő kavicsmező húzódik. Felső szintje apró és közepes szemnagyságú, míg alsó 2–3 méter vastag szintjében egészen durva, 0,5–1 méter átmérőjű görgetegek is előfordulnak, egyébként is sok a 100–150 mm átmérőjű, dominánsan kvarc anyagú kavics. Ezt a kavicsanyagot vagy a II/a. terasz mélyebbre süllyedt részeként értelmezi (168. oldal), vagy ahogy máshol véli: "*anyaga sokban hasonlít a Budapest környéki IV. sz. teraszkavics anyagához.*" (171. oldal) (*Pécsi M.*

1959b). Legújabban lehetségesnek tartja a Gerecse peremi magasabb helyzetű és deltaszerkezetet mutató kavicslerakódások /Lábatlan: Öreg-hegy, Dunaszentmiklós: Új-hegy, Öreg-hegy, Kőpite-hegy/, a Pesti-síkság magasabb részein /Fót, Mogyoród, Kistarcsa, Rákosliget, Pestlőrinc stb./ előforduló ferderétegzett kavicsok és az Ócsa környéki kavicsok egy részének genetikai és korbeli összetartozását (*Pécsi M.* 1995).

Hahn Gy. szerint Ócsától délre a kimélyülő pannóniai fekü felett kelet felé kivastagodó kavicsos rétegsorban a II/b., III. és IV. teraszok kavicsüledékei találhatók meg egymás alatt (*Hahn Gy.* 1989). Legutóbb *Jaskó S.* és *Kordos L.* a Pesti-síkság déli részének kavicslerakódásait harántoló fúrások adatai és a gerinces fauna alapján, a Budapest környéki fiatal kavicsos képződményekre a *"Pestvidéki Kavics Formáció"* elnevezést javasolva, azokat Gödöllői, Pestlőrinci, Csepeli Tagozatokra osztotta fel (*Jaskó S. – Kordos L.* 1990).

2.3 A kavicsok kora a megfigyelések tükrében

A megelőző kutatások eredményeinek összegyűjtése során sajátos probléma a különböző szerzőknél alkalmazott korbeosztások „egyeztetése". A neogén-kvarter határt jelenleg vagy az Olduvai eseménynél (1.8 M év) vagy a Matuyama/Gauss (2.4 M év) paleomágneses korszakváltásnál húzzák meg (*Pécsi M.* 1992, *Jámbor Á.* 1998). Legújabban a Matuyama/Gauss átfordulás időpontja 2,6 millió év (*Morrison R. B.* 2000). Ez lényegesen hosszabb időtartamot ölel fel, mint a Milankovic-Bacsák féle 600 000 éves pleisztocén koncepció, amelyet a régebbi irodalomnál, a korok értelmezésekor figyelembe kell venni.

A kavicslerakódások korának meghatározásában korábban a legfontosabbnak a benne előforduló ősmaradványokat tartották. Természetesen nehézségekbe ütközik az ősmaradványok autochton vagy átmosott jellegének megítélése, az élőlénycsoportok fajöltőjének tisztázása, az eltérő sztratigráfiai beosztások összehangolása (*Mottl M.* 1941, Kretzoi *M.* 1953, *Kretzoi M. – Krolopp E.* 1972, *Kretzoi M. – Pécsi M.* 1982).

Vizsgálat tárgya kell, hogy legyen a kavicsokban előforduló *Mollusca* fajok (pl: alsó-pleisztocén korú *Potomida sturi* Vecsésnél a IV. terasz anyagában, Ócsa és Bugyi környékén az ártéri szintben fekvő kavicsbányákban) korjelző szerepe (*Krolopp E. et al.* 1976, *Jánossy D. – Krolopp E.* 1994). Nehezíti a helyes korbesorolást, hogy még durva üledékkel is komolyabb

sérülés nélkül messze (16-18 km-re) szállítódhat a puhatestűek meszes héja és a kisfokú sérülések miatti látszólagos autochton helyzete megtévesztő lehet (*Boda J.* 1982).

Megjegyzendő, hogy a folyamatosan gyarapodó gerinces maradványok alapján pl. az V. terasz kavicsainak korára az alsó–középső pliocén lenne valószínűsíthető (*Gaál I.* 1953, *Jaskó S.* – *Kordos L.* 1990), de bemosottságuk miatt a fosszíliák és a kavicslerakódások egyidejűsége minden esetben bizonytalan. Sokszor ugyanarról a lelőhelyről, alig néhány méter vastagságú kavicsos rétegekből korban egymástól millió években eltérő leletek kerülnek felszínre. Emiatt itt szinte csak biosztratigráfiailag van jelentősége, hogy a harmadidőszaki Mastodonok és az első "modern csupaszbőrű déli elefántok" – *Archidiscodon meridionalis* (Nesti) - korban nem választhatók el mereven egymástól, sőt - mivel mind több lelőhelyről azonos rétegtani szintből kerülnek elő (Ercsi, Kőbánya, Kisláng, Dunaalmás, stb.) –, valószínűleg az alsó-pleisztocén Felső Villányiumban együttesen is előfordultak *(Jánossy D.* 1979*)*. Az *Archidiscodon meridionalis* (Nesti) molarisok nagyrésze ugyanis a Komáromtól Ercsiig húzódó Dunaszakasz mederfenekéről került elő *(Jánossy D.* – *Vörös I.* 1979, *Vörös I.* 1980, 1983, 1991).

A gerinces csontmaradványok allochton voltát igazolja a fosszíliák jelentős koptatottsága, valamint azon egyéb leletek, amelyekkel együttesen kerülnek felszínre. A Kavics-Beton Bt. bugyi kavicsbányájában például ugyanabból a felső 12–15 méternyi kitermelt kavicsanyagból *Archidiscodon meridionalis* (Nesti) molarisok (2 db) mellett *Parelephas trogontherii* (Pohlig) (1 db) és *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) idős és fiatal alakjainak rágófogait (3 db), gerinccsigolyáit (2 db), de még holocén gerincesmaradványokat (*Equus asinus, Cervus elaphus* koptatott lábszárcsontjait) is együttesen sikerült begyűjtenem. A gerinces anyag azonosítását *Dr. Kordos László*, a Magyar Állami Földtani Intézet munkatársa végezte.

A szórvány gerinces ősmaradványok jelentősége a kavicsok korának megállapításában problematikus: az ugyanarról a helyről előkerülő szórványleletek legfiatalabbikának kora ismeretében csak a kavicsképződmény utolsó áthalmozási idejének alsó határa becsülhető meg. A paleontológiai eredményei mellett számos közvetett módszer ismert még egy-egy terasztest képződési idejének felderítésére (legrészletesebb összefoglalása lásd: *Pécsi M.* 1959b, 1991).

A korábbi kutatások során a legtöbb vitát az V. terasz korbesorolása váltotta ki, itt fedezhetők fel legmarkánsabban azok a koncepcionális ellentétek, amelyek a terület fejlődéstörténeti kérdéseivel foglalkozó geológusok és geomorfológusok között az eltérő álláspontok alapját adták. *Halaváts Gy.* 1898-ban az akkor általa *Mastodon kavics*nak

elkeresztelt üledéktest vonatkozásában megállapítja, hogy a pontusi rétegek és a futóhomok közötti kavicsokat a *Mastodon arvernensis* (Croizet et Jobert) és a *Mastodon borsoni* (Hays) zápfogak maradványai alapján pontusinak is tarthatná, de – *Szabó J.*-hez hasonlóan (1858, 1879) –, állást foglal amellett, hogy egy egységesen levantei korú képződményről van szó.

Ezt a nézetet képviselte a múlt századtól kezdve szinte mindegyik geológus: *Böckh J.* (1872), *Inkey B.* (1894), *Böckh H.* (1899) – aki *Schafarzik F.*-hez hasonlóan a durvaszemcsés üledékképződés kezdetét a pannóniai emelet végére tette –, *Lőrenthey I.* (1904, 1906, 1912), *Schafarzik F.* (1910, 1918), *Horusitzky H.* (1924, 1933, 1935), *Bódi B.* (1938), *Pávai Vajna F.* (1941b, 1941c), *Sümeghy J.* (1939, 1945-47, 1947, 1950, 1952, 1953), *Szentes F.* (1949, 1958), *Mauritz B.* (1958), *Schréter Z.* (1958), *Raincsákné Kosáry Zs.* (1975), *Szabóné Drubina M.* (1977), *Kretzoi M.* (1981), *Jaskó S. – Kordos L.* (1990), a geomorfológusok közül: *Strömpl G.* (1915), *Bulla B.* (1935, 1939, 1941, 1953), *Kerekes J.* (1939), *Kéz A.* (1937).

A folyóvízi teraszkavicsokban és hordalékkúpokban, a feltárások felső részében előforduló áltektonikus „gyűrődéses" formákra, irányított kavicsszemcsékkel kihangsúlyozott futóhomokkal, agyaggal kitöltött tölcsérszerű bemélyedésekre a XIX. század második felében még *Szabó J.* hívta fel a figyelmet, aki a *„congeria rétegek fedőjében települő trachyttartalmú negyedkori kavics"*-ot feltáró pusztaszentlőrinci bányából *„zajos lerakódás"* nyomait ismerteti (*Szabó J.* 1858). Egyes kutatók ezeket a terület gyenge emelkedése kiváltotta lassú csuszamlások eredményeként magyarázzák (*Inkey B.* 1894, *Halaváts Gy.* 1898, *Pávai Vajna F.* 1941b). Míg *Cholnoky J.* a tölcséralakú bemélyedéseket a *"szárazzá vált kavicsfelület időnkinti záporok által való wadi-szerű felbarázdálódásának"* tartotta (*Lőrenthey I.* 1906), addig *Lőrenthey I.* a rétegzavarok okaként részint a kavics alatti agyagos pannóniai rétegek nedvesség okozta duzzadását, részben a kavicsos rétegeknek a beszivárgó vizek miatt a mélyebb rétegek kimosódását követő utánrogyását jelölte meg. A fagynyomás lehetőségét is felvetette: *„télen ez a beszivárgó víz megfagyva és így kiterjedve, széttolta és élére állította a kavicsokat, megráncolva egyúttal a rétegeket"* (*Schafarzik F. – Vendl A.* 1929).

Schafarzik F. szerint olvadáskor a jégtábláknak az *"átázott talajba való besüppedésük útján keletkezhettek (...) a szabálytalan tölcsérszerű kavicszsákok"* (*Schafarzik F. – Vendl A.* 1929). *Szádeczky–Kardoss E.* (1936) magyarázza először a tányérszerű kavicszsákokat fosszilis tundraképződményeknek, *Kerekes J.* (1939, 1941) a pestszentlőrinci városi kavicsbányából mindkét formaelemet ismerteti, a zsákszerű formákat tundratalajnak vélte, a tölcsér, ék alakú képződmények keletkezéséért az erős fagy kontrakciós hatását tette felelőssé.

Pécsi M. hívta fel elsőként a figyelmet a kavicsösszlet felső részében már régóta megfigyelt zsákos gyűrődések, tölcsérszerű bemélyedések (lásd még: *Kriván P.* 1960b, 1972, *Scheuer Gy.* 1970) – krioturbációt szenvedett durvább-finomabb rétegek és fagyékek – mellett, a felszíntől több méter távolságra megfigyelhető rétegzavarokra, amelyeket szingenetikus krioturbációként értelmezett. A kavicsösszletbeli *Mastodon arvernensis* (Croizet et Jobert), *Mastodon borsoni* (Hays) emlősleletek akkori pleisztocén elejére történt besorolása miatt is, valamint azon általános szemlélet alapján, hogy a Pannóniai-medencében a finomszemcsés pannóniai korú képződmények felett diszkordánsan települő első durvaszemcsés, kavicsos összlet feltétlenül a pleisztocén kezdetét jelzi, a kavicsok lerakódásának idejét az alpi nevezéktan szerinti Günz ill. Pregünz időszakra tette (*Pécsi M.* 1958, 1959b, 1961, 1964).

Ezt az álláspontot fogadta el *Rónai A.* (1959, 1963, 1972, 1985), *Erdélyi M.* (1960, 1967), *Szűts S.* (1972), *Scharek P.* (1974), ez köszön vissza Magyarország 1:200 000 földtani térképének magyarázójában is (*Moldvay L. et al.* 1966). *Pécsi M.* később több munkájában továbbfejlesztette elgondolását, legutóbb lehetségesnek tartotta a Günz–Pregünz kavicsok mellett ezeknél sokkal idősebb (miocén), deltakavicsok jelenlétét nemcsak kiemelt helyzetben, hanem az alföldi normál rétegződésű üledéksorban, a Budapesttől délre lévő egységes magasságú kavicssíkon is. (*Pécsi M.* 1991, 1995, 1996).

A fiatalabb dunai kavicsösszletek „felkavicsolódásának" és kivésődésének általánosan elfogadott kronológiáját részletesen *Pécsi M.* említett dunai monográfiája tartalmazza (*Pécsi M.* 1959b), a korbesorolás bizonyítékai ebben a munkában röviden a földtani felépítést taglaló fejezetben kerülnek elő. A késóglaciális–idős holocén kutatása során a legfiatalabb II/a. terasz és az ártéri szintek létrejöttének kronológiai kérdéseit tárgyaló újabb elképzelésekkel (részletesen lásd: *Gábris Gy.* 1985, 1995, *Gábris Gy. et al.* 2001) kapcsolatban a későbbiekben mégis szükséges állást foglalnom, ezért összefoglalásuk itt nem felesleges. Ezen elképzelések szerint a II/a. terasznak a kivésése is még pleisztocénkori, a Duna jelentős bevágódása és ezzel párhuzamosan a fenti terasz kiformálódása az 50-es évek kialakult sémájával ellentétben (*Somogyi S.* 1961, 1962, 1967, 1988)' nem a preboreálisban, hanem még a késóglaciálisban, elsősorban a két hideg-száraz driász szakasz közötti allerödben következett be. A magas ártér anyagának felhalmozódása az atlanti fázis második felében és a szubboreális elején, kivésése a szubboreális második felében zajlott, az alacsony ártér feltöltése és kiformálása viszont már szubatlanti korú.

3. Alkalmazott módszerek

A dunai teraszanyagok vizsgálatával kapcsolatban, a kavicstestek lehatárolása, szétválasztása céljából a terület képződményeit harántoló fúrások rétegsorainak egyszerű párhuzamosításától, a paleontológiai leletek rendszerezésétől kezdve, komplex geostatisztikai és szedimentológiai vizsgálatokig számos módszert alkalmaztam. Adatgyűjtés és az irodalmi megfigyelések ellenőrzése céljából rendszeresen terepbejárásokat tartottam. A sokféle földtani anyagvizsgálati, főként geostatisztikai alapú módszer részletes bemutatása a fejezetek elején található, rövid összefoglalásuk fejezetekre lebontva a következő:

A Duna teraszkavicsainak kőzettani összetételével, a terasztestek anyagának kőzettani alapú összehasonlításával korábban már több kutató részletesen foglalkozott, hiszen ez szolgáltat alapvető információt a kavicsanyag származási helyéről, lehordási területéről. Az új eredmények mégis alapvetően különböznek az eddigiektől több tekintetben is. A kavicsok mennyisége nagyságrendekkel múlja felül az eddigi vizsgálati eredmények alapjául szolgáló mintatömeget, pontos kőzettani adatokat szolgáltatva ezzel a terasztestek összetételét illetően. Másrészt az összehasonlítás módjában is van eltérés, mert egy kőzettípus adott teraszanyagon belüli arányát nem egyszerűen a terasz mintáin belüli számtani átlaga képezi, hanem a számtani átlagnak az adott kőzettípus összes mintán belüli előfordulási gyakoriságával súlyozott értéke. Ezeknek a vizsgálatoknak arra kellett választ adnia, hogy a morfológiailag különállónak tekintett terasztestek szétválasztása kőzettani alapon is igazolható-e?

A hazai folyóvízi üledékekkel foglalkozó mikromineralógiai irodalom igen gazdag, ugyanakkor a budapesti dunai teraszüledékek nehézásvány-vizsgálatok alapján való elkülöníthetőségét a 70-es években folytatott építésföldtani térképezés óta nem vizsgálták. A különböző teraszok homokanyagának összehasonlításával a különböző teraszok „felkavicsolódása" közötti, a lehordási területbeli változások is felderíthetőek voltak.

A *Szádeczky–Kardoss E.* ún. CPV-módszere alapján végzett kavicsgörgetettség-vizsgálatokkal arra a kérdésre kerestem a választ, hogy a kavicstestek valóban elkülöníthetőek-e görgetettség-vizsgálatok segítségével, illetve megfordítva a kérdést, rendelhetők-e jellegzetes kavicsgörgetettség-értékek a különböző kavicstestekhez? Megállapítottam, hogy összehasonlító vizsgálatokra alkalmasabb értékek nyerhetők, ha a teraszanyagra vonatkozó görgetettségi átlagértékek helyett az adott terasztesten belüli görgetettségi értékek

előfordulásának gyakorisága kerül ábrázolásra. Emellett az is bebizonyosodott, hogy a görgetettségi értékek a terasztest uralkodó szemcseméretével is szorosan összefüggnek.

A kavicsos képződmények szemcseeloszlásának a geostatisztikában alkalmazott paraméterekkel történő leírása során a terasztestek mintáinak szemcseeloszlási görbéin (összesen 1114 db) elsőként azok helyi maximumait (modusz) kellett elkülöníteni. Egy adott terasztest összes moduszának gyakorisági eloszlásából következtetni lehetett a főváros környéki kavicstestek pontos szemcsenagyságára, vizsgálható volt a teraszanyagon belül az egyes szemcsefrakciók abszolút mennyisége, a többi szemcseméretthez való relatív aránya. Ennek segítségével vált lehetségessé – pl. a Pesti-síkság déli területein, ahol a fiatalabb kavicslerakódások alatt idősebb kavicsok jelenlétét lehetett feltételezni –, a moduszok gyakorisági eloszlása alapján immáron jól definiálható kavicstestek elterjedésének vizsgálata, illetve lehetőség nyílt fontos üledékföldtani következtetések levonására.

Ugyancsak a teraszok mintáinak szemcseeloszlási tulajdonságainak tanulmányozásával, az aktualizmus elve alapján a teraszokat felépítő üledékek képződési körülményei, az egykori üledékképződési környezet is rekonstruálható volt. Jellegzetes szemcseeloszlási görbéik alapján mind a 6 fő folyóvízi litofáciest (*Molnár P.* 1994) sikerült elkülöníteni a teraszüledékek között, amelyeknek jelenléte, vagy hiánya a „felkavicsolódás" körülményeiről, az azt követő utólagos szedimentációs jelenségekről tájékoztat amellett, hogy több esetben a terasztestek közötti szoros genetikai kapcsolat volt segítségével kimutatható, illetve kizárható.

A kavicstestek közvetett kormeghatározának kérdéskörével összefüggésben a üledékföldtani sajátosságaik alapján sikerült tisztázni a legidősebb dunai terasz belsejében található, korábban szingenetikus elfedett krioturbáció eredményeként leírt rétegzavarok helyi üledékfolyósodással kapcsolatba hozható eredetét.

Budapest északkeleti határában, a Kistarcsa, Mogyoród környéki kavicsbányák mélyebb bevágásaiban, de újabban a Budapestől délre elhelyezkedő ártéri sík kavicsbányáiban is ferderétegzett homokos-kavicsos üledékek figyelhetők meg. A geomorfológiai kutatásokban egyelőre még novumnak számító kavicsirányítottsági és a hajdani áramlási irányok meghatározására alkalmas rétegdőlésekből szerkesztett diagramok segítségével a ferderétegzett üledékek eredete tisztázható volt, amelyek nem idős deltaképződményekkel (*Pécsi M.* 1981, 1996), hanem alsószakasz jellegű vízfolyások keresztzátonyaival azonosíthatók.

4. Geográfiai-geológiai áttekintés

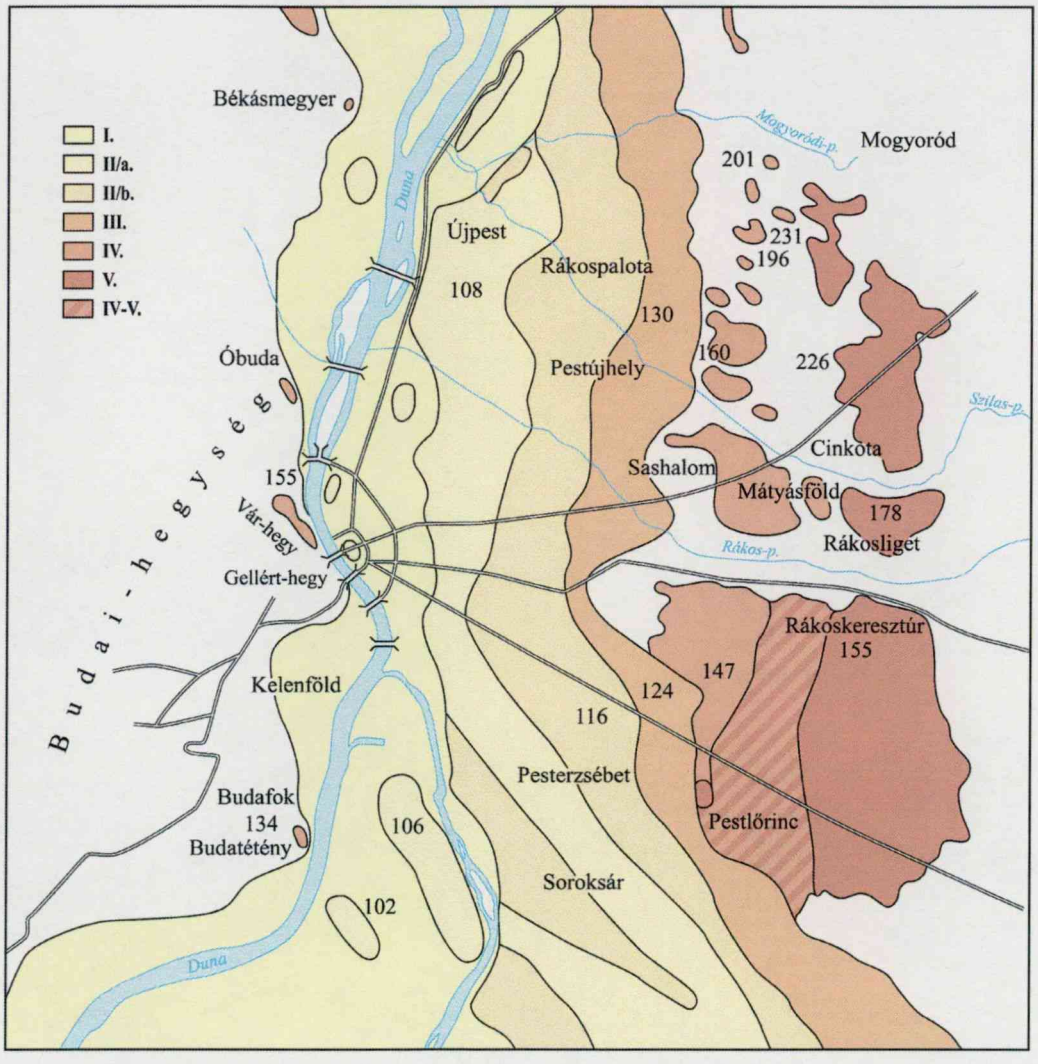
Magyarország tájbeosztását tekintve a kutatási terület egyrészt a Pesti hordalékkúp-síkságot, másrészt a Csepeli-sík északi részét foglalja magába, ahol a dunai teraszok lealacsonyodnak és normális rétegtani sorrendbe alakulnak át (*Marosi S .– Somogyi S.* 1990). A Pesti-síkságot nyugat felől a Pilis, Budai- és Visegrádi-hegység hegyláblejtői, kelet felől a Gödöllői-dombság fogják közre, dél felé az Alsónémedi-Dunaharaszti vonalától kezdődő jelenkori alföldi Duna völgyben folytatódik, amelyet nyugatról a Mezőföld, keletről a Duna–Tisza közi síkvidék lapos mélyedésekkel csipkézett, futóhomokkal takart pereme határol (*Pécsi M.* 1967a, 1967b).

A terület mai felszínének kialakulása elsősorban a Duna hordalékkúp-képző és teraszformáló tevékenységének következtében zajló fluviális és az így kialakult formák retusálásában igen hatékony eolikus felszínformáló folyamatok együtteseként alakult ki.

a. A Pesti hordalékkúp-síkság a Duna melléki 98 m tengerszint feletti magasságról, a dunai teraszok kulisszaszerű elhelyezkedése okán kelet felé lépcsőzetesen 251m-re emelkedik (*1. térkép)*. A felszín döntő többsége közepes magasságú, tagolt síkság. Félmedenceszerű teraszos felszínét 5–20 m vastagságban durvatörmelékes, homokos-kavicsos üledékek fedik, az ármentes teraszfelszíneket futóhomok, kötött homok és löszös homok foltjai borítják, a magasabb teraszokon a dunai kavicsösszlet a vékony talajtakaró, vagy homoklepel alatt közel a felszínhez található (*Pécsi M.* 1959a). A kistáj alapját képviselő harmadidőszaki kőzetek nyugatról kelet felé egyre fiatalodnak és egyre magasabb orográfiai helyzetben találhatók meg: a Duna mai medre közelében oligocén, miocén képződmények – kavics, homok, agyag, mészkő, tufa –, távolodva pannóniai homokos és agyagos üledékek következnek.

A legidősebb V. dunai terasz kavicsanyagára települve kelet felé finomhomokos-aleuritos sávokat is tartatalmazó, a DTG vizsgálatok alapján bentonitos agyagnak minősíthető mészkonkréciós agyag jelenik meg, amely dél felé 1–2 méterről 20 méterre kivastagodva befedi a teraszszint morfológiailag magasabban, rétegtanilag mélyebben fekvő északi területeit. Ferihegy körzetében ez az agyagos szint helyenként "szétseprűződik", a teraszanyagba lencseszerűen közberétegződik, felette az agyaggal fedett kavicsszintnél finomabb, homokosabb összetételű, de szintén az V. terasz szintjébe tartozó kavicsüledék

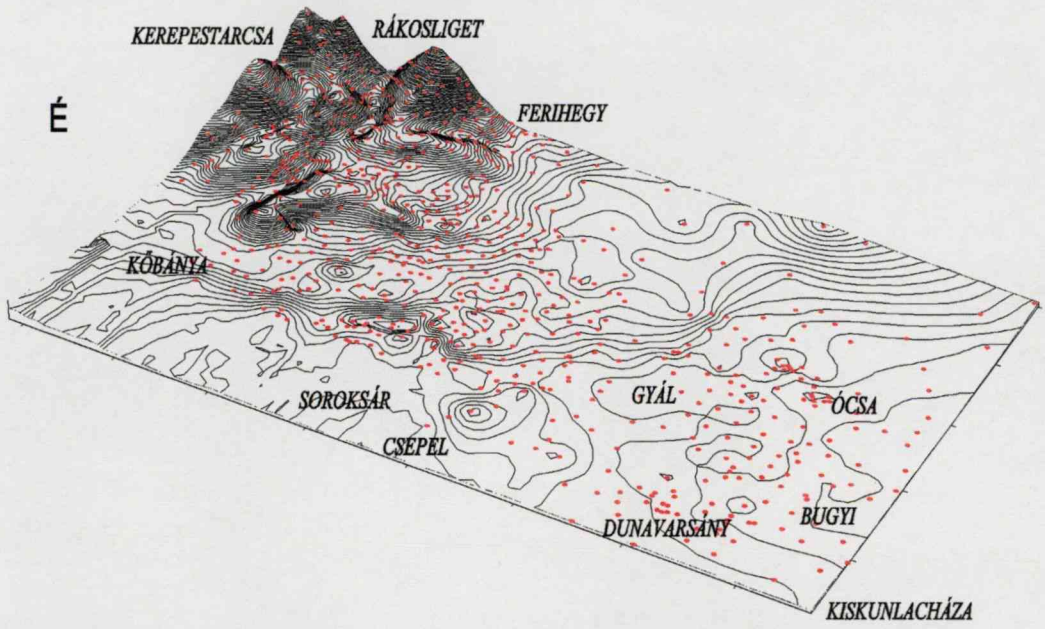
település (*Szabóné Drubina M.* 1981). A bentonitos agyag a Gödöllöi-dombság nyugati peremén már 180 m körüli szintben jelentkezik, Ferihegy keleti dombvidékén vele azonos szintben, vagy rátelepülve vörösagyag is előfordul[2]. A *Rákosliget-I* fúrásban a bentonitos agyag és a felsőpannóniai agyag, homok, agyagmárga monoton rétegcsoportja között, 16,4 méter vastagságban homokkőbetelepüléses agyagos homok található. Ez a pliocén elejéről (rusciniumi faunaszakasz) származtatható *Gödöllői homok* anyagával vehető azonosnak, amely a Pesti-síkságot keletről határoló dombvidék építőeleme.



1. térkép: Duna-teraszok, hordalékkúpok és deltakavicsok a Pesti-síkságon (*Pécsi M.* 1996) I = jelenkori ártéri szintek, II/a. = pleisztocénvégi alacsony terasz (W), II/b. = korai felső-pleisztocén magas terasz (R/W), III = középső-pleisztocén terasz (R), IV = alsó-pleisztocén terasz (M), V = legidősebb hordalékkúp-terasz és dunai delta kavicsok (pliocén és felső miocén), IV-V = a legidősebb hordalékkúp-kavics, deltakavicsra települve, 155 = tengerszintfeletti magasság

[2] Ez nem egyedi eset, ugyanis felsőpannóniai rétegekre települő bentonit, a fedőjében vörösagyaggal nagy elterjedésben ismert az Észak-magyarországi- és a Dunántúli-középhegység hegylábi előterében (pl: gyöngyösvisontai külszíni lignitbányák a Mátraalján) (*Pécsi M.* 1991).

Ezek a képződmények párhuzamosan futó északnyugat-délkeleti irányú törésvonal-rendszerrel tömbökre tagolódtak, az Alföld felé haladva a pleisztocénban egyre nagyobb mértékben süllyedtek meg. A Duna idősebb teraszainak a mellékpatakok menti lépcsőzetes lezökkenése folytatódik a Duna–Tisza közi síkvidék területén délkelet felé (*1. ábra*).

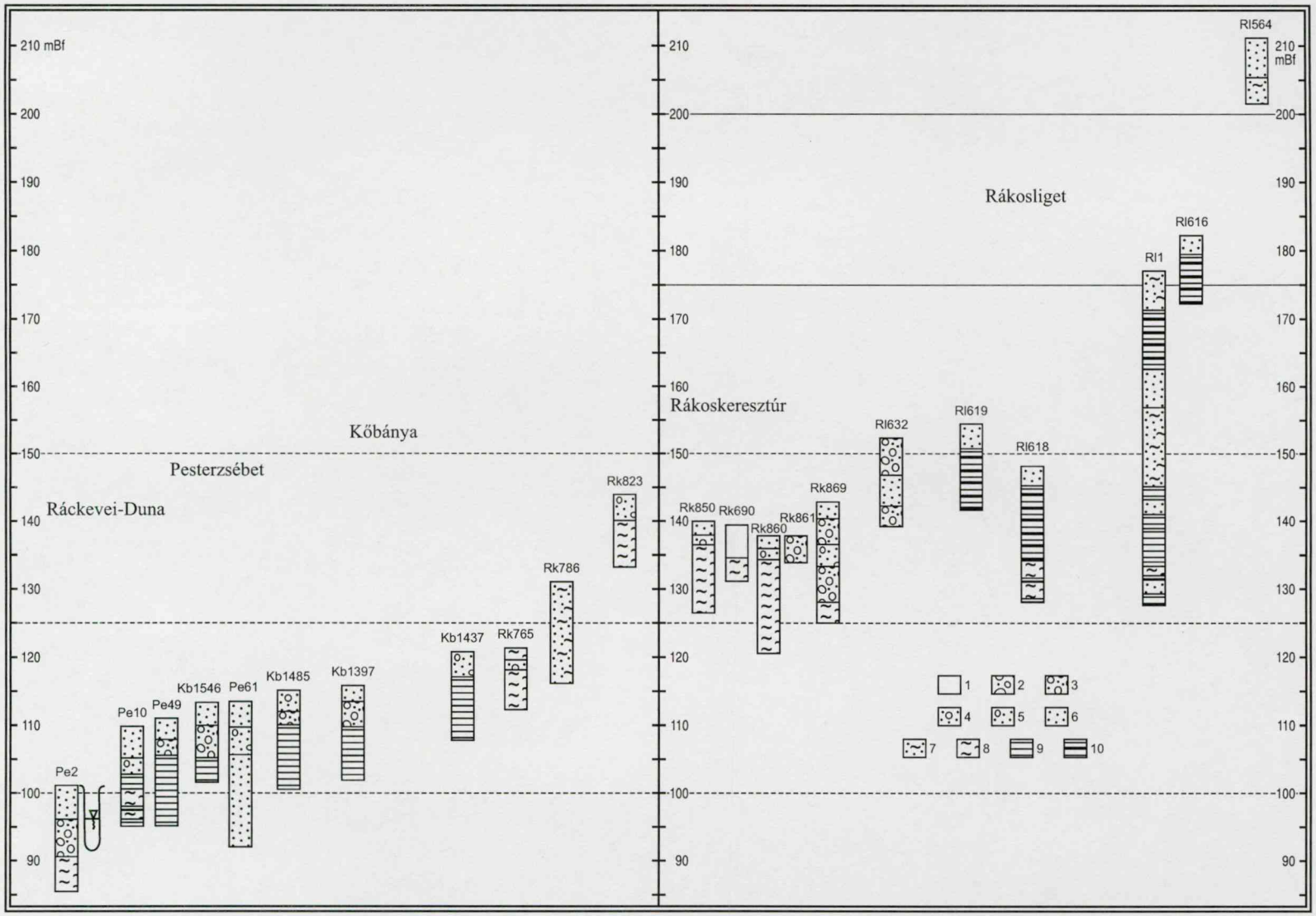


1. ábra: Domborzatmodell a Pesti-síkságról építésföldtani és kavicskutató fúrások (pontokkal jelölve), valamint geofizikai mérőpontok alapján – a túlmagasítás harmincszoros.

Az V. dunai terasz Mogyoród környékén 250 m tengerszint-feletti magasságban helyezkedik el, Vecsésnél már több mint 100 m-rel alacsonyabban fekszik, amely magasságkülönbség csak szakaszos szerkezeti mozgások következtében jöhetett létre (*Pécsi M.* 1956). Az utólagos elmozdulás a legidősebb terasznál a legnagyobb mértékű, a legfiatalabb "városi" teraszok ezen a szakaszon átmenőek (*Marosi S.– Somogyi S.* 1990).

A Pesti hordalékkúp-síkságon az alacsony és magas ártéri (I. terasz) szinteken kívül *Pécsi M.* (1959b) még öt ármentes teraszt különböztetett meg. A dunai teraszok nagyjából észak déli elhelyezkedésű sávjait a Duna bal parti mellékpatakjainak völgyei eróziós és deráziós völgyekkel rendkívül gazdagon szabdalt völgyközi hátakká tagolták fel. A Pesti-síkság északi részén a teraszok jól meghatározható, orográfiailag különböző szintekben helyezkednek el *(2. ábra)*. A szintkülönbség dél felé haladva fokozatosan csökken, a teraszok lealacsonyodnak és az idősebbeket a fiatalabbak fokozatosan elfedik, betakarják. Az idősebb teraszokkal együtt a II/b. terasz a Gyáli-pataktól délkeleti irányban a Duna–Tisza közi síkvidék felszínébe simul, a II/a. terasz szintje délen a Csepel-sziget ártéri felszínében folytatódik.

SZTE Egyetemi Könyvtár SZEGED 13



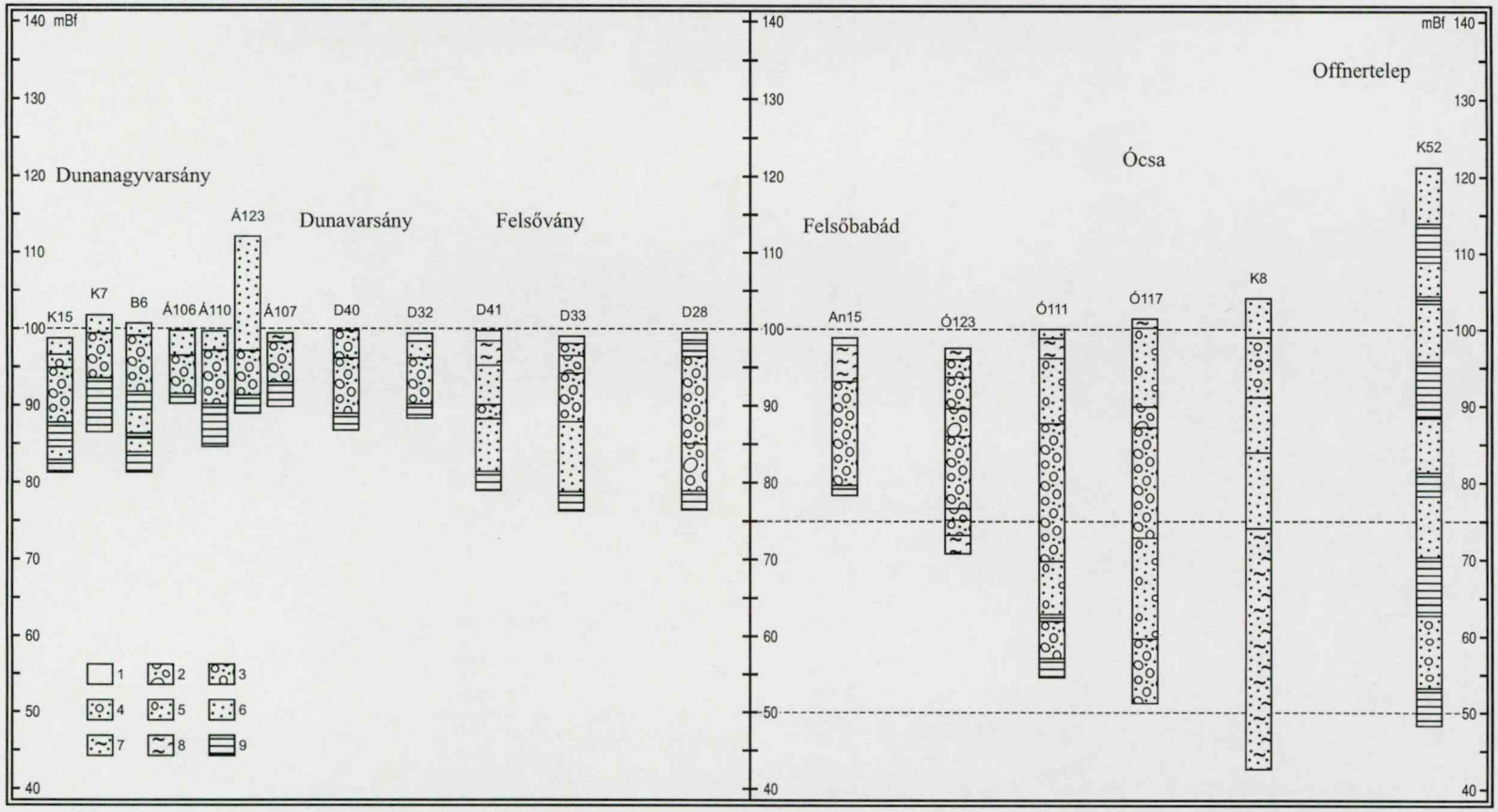
2. ábra: Építésföldtani és vízkutató fúrások rétegsorai Pesterzsébet és Rákosliget között – a túlmagasítás értéke százszoros
1 = talaj; 2 = görgeteges homokos kavics; 3 = homokos kavics; 4 = kavicsos homok; 5 = kavicsszórványos homok;
6 = homok; 7 = kőzetlisztes homok; 8 = kőzetliszt; 9 = agyag; 10 = bentonitos agyag;

Pécsi M. (1959b) szerint a helyenként 20 m vastagságot elérő futóhomokkal fedett II/a. terasz felkavicsolódása a késői pleisztocén végén (würm) zajlott, kialakulása a posztglaciálisban következett be, mert benne *Elephas primigenius* (Blumenbach) evolvált alakjainak maradványai fordulnak elő és a kavicsanyagban krioturbációs jelenségek is megfigyelhetők. A II/b. terasz felkavicsolódása a R/W-interglaciális, esetleg a fiatal riss idejére tehető, mert benne az *Elephas primigenius* (Blumenbach) ősi formái alkotják a faunát, krioturbációs rétegzavarokat tartalmazó anyagára típusos lösz és édesvízi mészkőfoltok települnek, amelyeknek kora Th/U kormeghatározás alapján 70–100 000 év. A III. terasz kora közvetett bizonyítékok alapján valószínűleg középső-pleisztocén, az óbudai Kiscelli-fennsíkon ezt fedő mészkő kora 175 000 év. A IV. terasz felkavicsolódása az ebbe a szintbe sorolható budai Várhegyet fedő mészkő faunamaradványai alapján mindel jégkorszaki.

Pécsi M. szerint a legidősebb dunai teraszképződmény, az V. terasz kavicsanyaga legalább két hordalékkúp-teraszt és helyenként ezek által, illetve bentonitos agyaggal elfedett deltakavicsokat is magukban foglalnak, a kavicsok lerakódása már a felső miocénban elkezdődhetett és a pleisztocén első felében is tartott (*Pécsi M.* 1991).

b. A Csepeli-sík 98 és 168 m tengerszint-feletti magasságú, jórészt ártéri szintű hordalékkúp-síkság. A Pesti-síkság északi részéhez képest – ahol a teraszok közötti lépcsőkülönbség jelentős –, itt a magasabb teraszok az alacsonyabb, fiatalabb teraszokkal egy szintbe kerülnek, a domborzat elveszti teraszos jellegét, jól megfigyelhető a teraszok lealacsonyodása és a teraszokat felépítő üledékeknek a medenceperemi normális rétegtani sorrendbe történő átalakulása. A fúrási adatok és a bányabejárások alapján készült földtani szelvények alapján a folyóvízi homokos-kavicsos képződmény felszíne a terület többségén meglehetősen egyveretű: Dunaharaszti, Áporka, Délegyháza körzetében 97–98 m, enyhe délkeleti lejtésről tanúskodva Kiskunlacháza, Bugyi térségében 95–96 m (*3. ábra*). Ezt a felszínt maximálisan néhány méter vastagságban áradmányos fedőréteg magasítja, ennek figyelembe vételével a Dunaharaszti, Kiskunlacháza, Ócsa által határolt terület morfológiailag helyenként az alacsony (a Ráckevei-Duna és az ócsai Öreg-turján vonala), javarészt főként a magas ártéri szintbe sorolható, amelynek egyhangú felszínét futóhomokbuckák, parti gátak dűnehomokjai tarkítják (*Kuti L.* 1975, 1976).

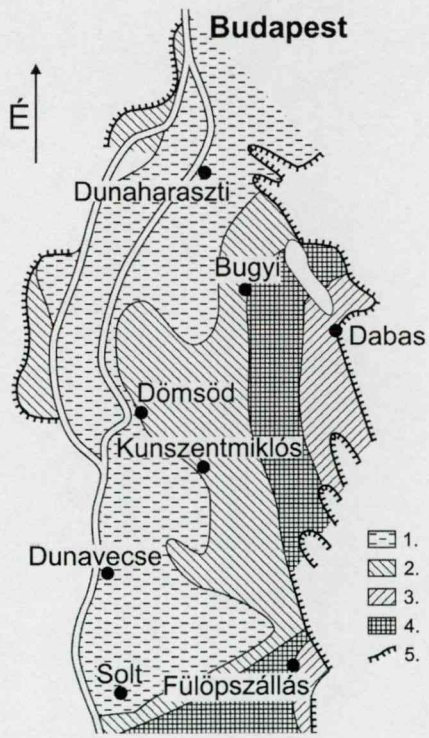
A Duna jelenlegi völgyében a dunai durvatörmelékes összletek erőteljes diszkordanciával települnek Budapest területén még felsőoligocén és szarmata korú rétegekre, Budafoktól délre



3. ábra: Építésföldtani és vízkutató fúrások rétegsorai Dunanagyvarsány és Ócsa között – a túlmagasítás értéke százszoros
1 = talaj; 2 = görgeteges homokos kavics; 3 = homokos kavics; 4 = kavicsos homok; 5 = kavicsszórványos homok;
6 = homok; 7 = kőzetlisztes homok; 8 = kőzetliszt; 9 = agyag;

már felső-pannóniai korú zöldesszürke agyagból, finomhomokos aleuritból álló agyagos-homokos üledékekre. A Duna mai medre is Budapesttől délre ezen a felsőpannóniai aljzaton fut (kb. 90 m), Dunaharasztinál 90–93 m, Taksony, Dunavarsány, Délegyháza környékén 88–91m, Kiskunlacházánál 79–85 m, Bugyinál 70–75 m a kavicsos képződmények feküjének tengerszintfeletti magassága.

A dunai folyóvízi rétegsor alulról felfelé finomodik: a mederüledéket homokos kavics, kavicsos homok alkotják, efelett éles átmenettel az ártéri lerakódások finomabb szemcsenagyságú üledékei következnek. A dunai üledékek vastagságbeli kifejlődésének meghatározója a fekü helyzete, ahol mélyebben van a fekü, ott a fedőképződmények is vastagabban borítják, ahol magasabban van, ott vékonyabb a fedőüledék. Vastagsága területenként eltérő: Taksony, Dunaharaszti, Dunavarsány, Délegyháza, Majosháza körzetében 3–5 m, Kiskunlacházánál, Bugyinál 8–10 m, Alsónémedi-Felsőbabád vonalánál 20 m, az 50-es úttól keletre helyenként már meghaladja az 50 métert *(4. ábra)*.

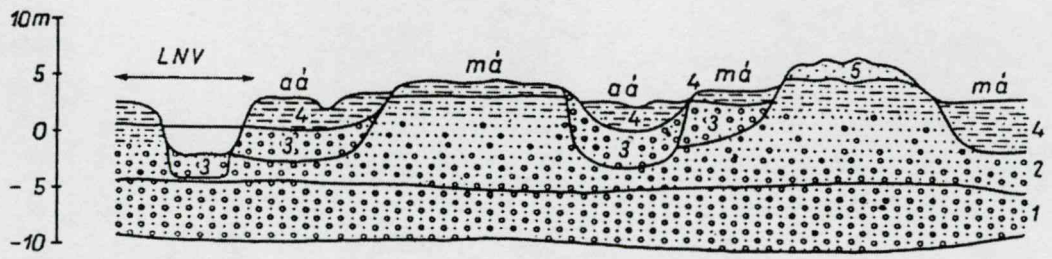


4. ábra: Az alföldi Duna-völgy északi részének, a Budapest déli szomszédságában lévő ártérnek kavicsvastagsági térképe – 1 = 0–10 m, 2 = 10–20 m, 3 = 20–30 m, 4 = 30–40 m, 5 = a Duna-völgy szegélye (*Erdélyi M.* 1955)

A felszínt túlnyomó részben beborító ártéri üledékek felszíne a Duna kisvizének magasságához viszonyítva (a Csepel-sziget északi részétől a déliig ez kb: 95 m-ről 93 m-re

csökken (*Pécsi M.* 1959b)) két szintben, az alacsony ártéri (4–6 m) és a magas ártéri (6–10 m) szintben található (*Pécsi M.* 1959b). Az ármentesítő munkákig az alacsony ártéri szintet az árvizek évente elborították, a magasabb szintre hordalékot csak a katasztrofálisan nagy árvizek juttattak. Eközben nagyobb mellékágak, fokok, meanderek mellett az árvizeket levezető kisebb időszakos erek is keletkeztek, illetve töltődtek fel, amelyek parti zátonyai 1–2 méterrel mélyebb fekvésű, lefolyástalan, elszikesedő kisebb laposokat fogtak közre (*Erdélyi M.* 1960).

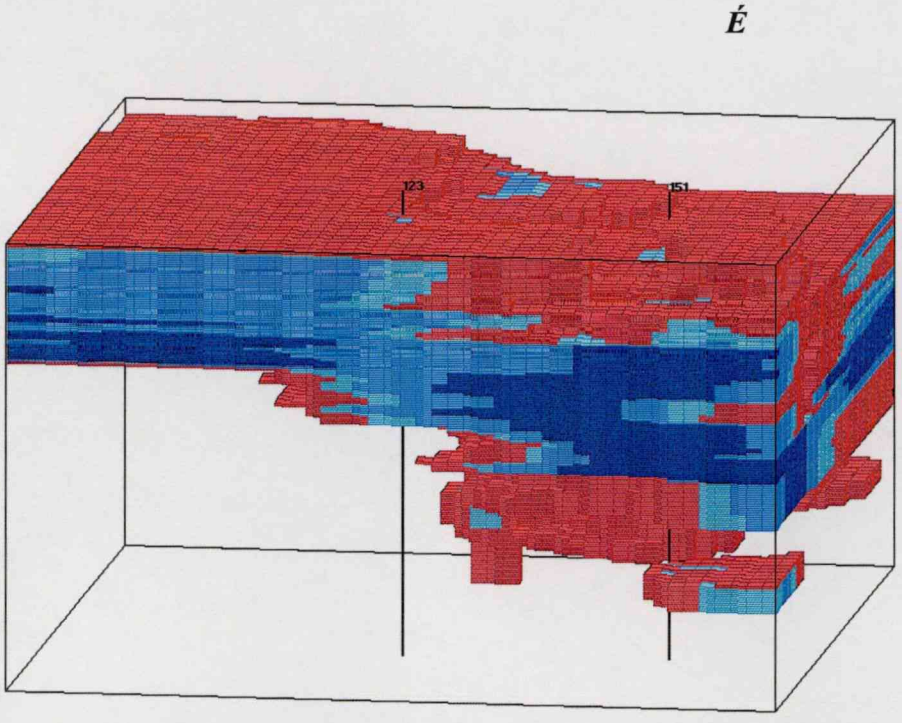
Pécsi M. (1959b) szerint az utolsó interglaciálistól már biztosan a mai észak-déli irányú széles völgysíkjában található Duna meanderezésével ártéri üledékeit 10–20 m vastagságban szinte mindenhol átforgatta. Véleménye szerint ugyanakkor Taksony, Délegyháza, Bugyi területén a felszínhez közel mély fekvésű kavicsterasz helyezkedik el – ezt a Duna–Tisza közi síkvidékről egy Dunaharaszti, Ócsa, Kunszentmiklós irányában húzódó alacsony ártéri szint választja le, amelynek tengelye egy óholocén korú Duna-ág lehetett – és mivel ebben a kavicsanyagban utolsó jégkorszakbeli fagyhatás nyomait mutatta ki, így ezt a szintet a II/a. terasszal azonosította. Vizsgálatai alapján az alföldi Duna-völgy hordalékkúpszerűen felépülő térszínén a magas ártéret felépítő-befedő üledék nem feltétlenül óholocén, illetve az alacsony ártér nem újholocén korú, mivel a hordalékkúpon újholocén, óholocén és helyenként felső-pleisztocén végi folyami lerakódások azonos magasságú szinteken, egymás szomszédságában is előfordulhatnak, az alacsony és magas árteret egyaránt boríthatja egészen fiatal újholocén öntés is (*5. ábra*).



5. ábra: Az ártéri szintek típusa a süllyedő szakaszokon és a hordalékkúpon (*Pécsi M.* 1959b) – 1 - pleisztocénvégi kavics és homok, 2 - óholocén kavics, 3 – újholocén mederüledék, 4 – ártéri iszap, iszapos homok, 5 – futóhomok, parti dűne

A jelenkori Duna-völgy keleti pereménél Gyál déli határában 105–107 m tengerszint-feletti magasságú a kavicsos képződmények teteje. A fedő pár méteres kőzetlisztes homokot is beleszámítva ez a Duna II/b. terasza, amelyhez délről csatlakoznak a holocén ártéri szintek. Alsónémedi-Felsőbabád vonalától keletre a homokhátság lábánál a kavicsfelszín hirtelen 92–

93 m-re esik, párhuzamosan a domborzat keleti irányú emelkedésével és a pannóniai fekü mélyülésével (*Burján B.* 1999) (*6. ábra*).



6. ábra: A Bugyi–Ócsa terület kavicsképződményeinek térbeli modellje (a modell *Dr. Geiger János* közreműködésével készült a MOL szegedi kutatólaboratóriumában) – a legsötétebb kék jelzi a legdurvább kavicsot, a piros szín pedig a durva homokot jelenti., a túlmagasítás mértéke kb. kétszázszoros, a két fúrás távolsága kb. 3 km

A Duna-völgy és a Duna–Tisza közi síkvidék érintkezésének területéről vízkutató fúrások tájékoztatnak, amelyeknek sajnos a fúrási technológia miatt réteghatárai megbízhatatlanok, nélkülözik a pontos anyagi összetételi, szemcseeloszlási, faunisztikai adatokat. Ezek tekintélyes (Ócsa északi határában 150! méter) vastagságú durvatörmelékes összletet tártak fel, a fúrások alapján a Duna a legvastagabb üledéket közvetlenül a Duna–Tisza közi síkvidék nyugati pereménél rakta le. Ez az üledéktömeg nem mindenütt homokos kavics, kavicsos homok, hanem dél felé finomodó anyagába önálló rétegekben is közbetelepülő homok, kőzetliszt és agyaglencsék délebbre uralkodóvá válnak benne.

A kavicsos rétegek fedőjében mindenütt folyóvízi eredetű, vagy folyóvíziből átalakult szélhordta üledékeket találunk. Az árterek alacsonyabb szintjében (95–98 m) tömöttebb, vizet át nem eresztő - a magasabb talajvízállású területeken szikesedő -, főként öntésiszapból, alárendelten agyagból álló egységes, 0,5–1 méteres takaró található, amely a durvatörmelékes

összlet felső, főként homokos tagjaira települ helyenként maximálisan 4 m vastagságban. Ez a képződmény jellemző a vizsgált terület középső részére.

Ettől nyugatra az árterek magasabb szintjében (98–100 m), a jelenlegi Duna mederhez közeli sávban a termőföld alatt, a folyóvízi homok fedőjében, a pleisztocén lösz átmosásából keletkezett löszös iszap fordul elő 40–50 cm vastagságban. Ez a löszös iszap a pleisztocén lösz átmosásából keletkezett ártéri üledék, amit már csekély árvízek is széles sávban teríthettek szét az ártéri szinteken. A magas ártéren rendszerint lazább, de ugyancsak meszes folyami öntésföldek a jellegzetesek: öntéshomok, öntésiszapos homok, öntéshomokos iszap (*Pécsi M.* 1959b). A változatos finomszemű üledékekben sokfelé találhatók egykori lápok maradványaként szervesanyagban gazdag, jelentős mésztartalmú tőzeglencsék, réti és lápi agyagok, amelyeknek fő előfordulási helye a magas árteret feldaraboló hajdani mederágak laposai mellett az alacsony ártéri szintű Öreg-turján területe, a homokhátság nyugati előtere.

A Duna–Tisza közi síkvidék nyugatról kelet, illetve északnyugatról délkelet felé vályúszerűen 400–800 m-nyire kivastagodó és finomodó üledékanyagát a kutatók túlnyomó többsége a Duna pliocéntól a pleisztocén utolsó interglaciálisáig épülő hordalékkúpjaként értelmezi (*Pécsi M.* 1967b). A hordalékkúp-hátság felépítésében agyagos-homokos, alárendelten kavicsos homok üledékek lencsésen felépülő folyóvízi lerakódásai vesznek részt, a felszínt borító eolikus üledékeket löszszerű kőzetek és nagy területeket befedő futóhomok képviseli, mert az utolsó glaciálisban a szárazon maradt hordalékkúp-felszínen a futóhomokmozgás és a löszképződés vált jellegzetessé.

A felszínen folyami homok nem fordul elő, hanem csak a belőle keletkezett 0,1–0,2 mm szemcseméretű, igen jól osztályozott futóhomok. Az Alsónémedi - Dabas vonaltól keletre a területet 2–3 méter vastag, aprószemű, csillámmentes, talaj nélküli összefüggő futóhomoklepel takarja. Alatta kelet felé növekvő vastagságban homokos iszap helyezkedik el. Ez lefelé átmeneti csoport lehet a finom-, majd durvahomokos, kavicsos képződmények felé, mert alsó részében már kavicszsinórok is előfordulnak. Felfelé löszkötegek tarkítják, amelyek közberétegződtek. Ugyancsak futóhomok, de több méteres vastagságban található a Soroksári-Duna mindkét partján.

5. A Pesti-síkság kavicstelepeinek kőzettani statisztikai vizsgálata

5.1. A vizsgálatok célja

A kőzettani statisztikai vizsgálatok célja elsősorban néhány olyan, a terület fejlődéstörténetében kiemelkedő fontosságú kérdés megválaszolása volt, amelyeket tekintetében a tudományos vélemények megoszlanak. Milyen mértékben származhatnak a budapesti V. dunai terasz üledékei az idősebb miocén kavicsok áthalmozásából, van-e kőzettani különbség a budapesti V. és a IV. dunai terasz kavicsos üledékei között, igazolható-e számottevő eltérés a II/b. és II/a. teraszok között kőzettanilag? A Pesti-síkság déli részének ártéri szintű kavicsai kőzettani alapon rokoníthatók-e valamelyik terasztesttel? Fontos szempont, hogy az alábbi eredmények csak más geológiai-geomorfológiai vizsgálatokkal kombináltan adhatnak lehetőséget tágabb következtetések levonására.

5.2. Az alkalmazott módszer leírása

A vizsgálatokhoz szükséges adatok egyik fő forrása *Dr. Török Endre* kandidátusi disszertációja (*Török E.* 1991) volt, amely műszaki célú halmazszilárdsági kutatásainak mellékleteként, számos magyarországi kavicselőfordulás mintáinak százalékos kőzettani megoszlását tartalmazza táblázatos formában. Makroszkópikusan és részben vékonycsiszolatban is, több tízezernyi, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű, a miocéntól a holocénig lerakódott, legnagyobbrészt kavicsbányákból, illetve természetes feltárásokból származó kavicsszemcsét határozott meg kőzettípusra. Disszertációja a hozzájuk tartozó leírással együtt többszáz vékonycsiszolati fényképet is tartalmaz, amelyek segítségével az adott kőzettípusok szöveti-szerkezeti sajátosságai is megfigyelhetők. *Török E.* adataiból az alábbi kőzettani statisztikai vizsgálatokra 129 723 db, a kutatási területről begyűjtött kavicsszemcse volt felhasználható, ez több nagyságrenddel felülmúlja az ehhez hasonló korábbi kutatások során átvizsgált kavicsszemcse-számot, összehasonlító vizsgálatok számára is alkalmas nagyságú mintatömeget képezve.

A kőzettani spektrumra vonatkozó irodalmi adatok pontosítása, egy-egy jellegzetes és fejlődéstörténeti szempontból fontos kőzettípus azonosítása céljából, a vizsgált terület kavicsanyagából (főként görgetegekből) összesen 43 db vékonycsiszolatot készíttettem a

Magyar Állami Földtani Intézet laboratóriumában. A kőzettípusok azonosításában *Lelkesné Felvári Gyöngyi*, a Magyar Természettudományi Múzeum Ásványtárának munkatársa volt segítségemre.

Kitűnt, hogy egy-egy terasztest kőzettani összetétele nem egyszerűen a kőzettani spektrum, vagy az adott kőzettípusoknak a különböző teraszokon belüli százalékos átlagértéke segítségével adható meg, hiszen egy teraszanyag mintái között egyszer előforduló kőzettípus „súlya" statisztikailag nyilvánvalóan kisebb, mint annak a kőzetnek, amely az adott teraszanyagot feltáró minták mindegyikében jelen van. Nem lehet ugyanis ugyanolyan jelentősége – azonos mennyiségű mintavevő helyet feltételezve – egy adott teraszanyag mintái között pl: az egyszer előforduló 10 %-os arányú mészkőnek, mint egy másik teraszanyagban csak 3 %-ban felbukkanó, de mindegyik mintában jelenlévő mészkőnek. Emiatt egy bizonyos kőzettípusnak egy adott terasz mintáin belüli százalékos átlagértékét súlyozva az adott terasz mintái közötti gyakoriságával (ezután: súlyozott kőzettani összetétel), a terasztestek elhatárolására alkalmas, de kis százalékban előforduló kőzettípusok általában jobban kihangsúlyozódnak az uralkodó kvarc, kvarcit kavicsokkal szemben amellett, hogy az adott terasztest kőzettani összetételét illetően így pontosabb értékek adódnak.

Mivel a vizsgált üledékek túlnyomó része kvarc, kvarcit, az ezeken túl fennmaradó 5–10 % arányú egyéb kőzettípusok esetében a teraszüledékek közötti különbségek sokszor tizedszázalékokban, leggyakrabban néhány %-nyi értékekben mutatkoznak meg.

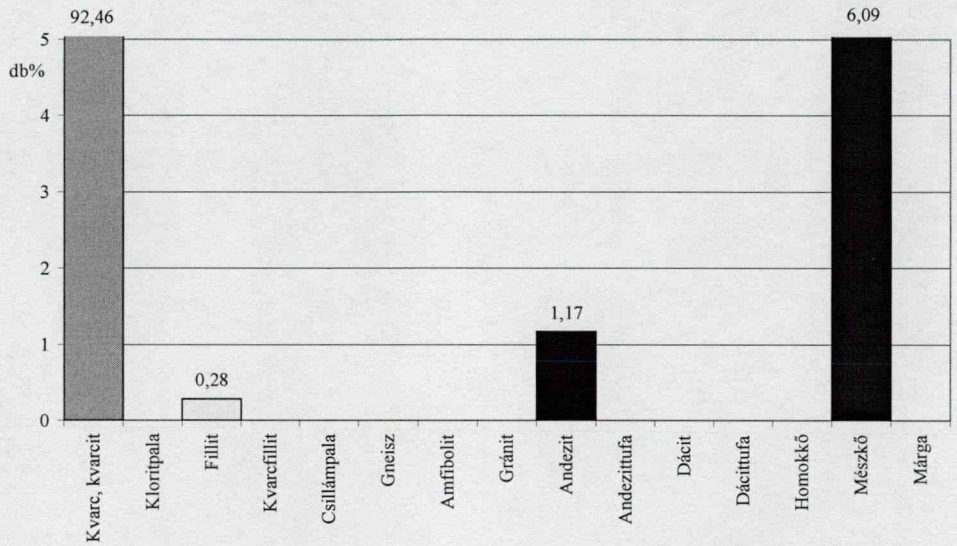
A kőzetek szállítás közbeni kopása miatt – a kvarc 150, a gránit, gneisz 100–150, a mészkő 50, a márga 30 km megtétele után már elveszti eredeti térfogatának felét *(Balogh K. 1991)* –, a Pesti-síkság Budapesttől délre lévő kavicsmintái bizonyos kőzettípusokat vizsgálva a fővárostól északabbra lévő, de ugyanazon teraszszinthez tartozó területek anyagával nem összehasonlíthatók.

5.3. A középső-miocén és a pliocén kavicsanyag azonosságának kérdése

A csomádi Magas-hegy a középső-miocén kárpáti emeletbeli Fóti Formáció homokos-kavicsos üledékösszletét tárja fel. A pesti oldalon Mátyásföld, Cinkota, Kisszentmihály körzetében felszínre bukkanó sekélytengeri faunás, szublitorális eredetű szürke aprókavicsos homok, homokos kavics rétegösszlet uralkodóan 5–30 mm, maximálisan 100–120 mm

átmérőjű gyengén-közepesen koptatott „murvás" kavicsos rétegekből, ívesen keresztrétegzett közép- és durvaszemű homokokból áll (*id. Noszky J.* 1935, *Horusitzky F.* 1935, *Halmai J.* 1974).

A Magas-hegyi közel 8 méter vastagságú, kövületmentes kavicsanyag mintáiban a kvarc, kvarcit aránya 93 %, a fenti kavicsösszletben a mészkő aránya viszonylag magas (6,1%) (*7. ábra*).



7. ábra: 4 151 db, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű kavics súlyozott kőzettani összetétele – középső miocén kárpáti korú Fóti Formáció (Csomád, Magas-hegyi kavicsbánya) - A súlyozott kőzettani értékhez (pl: fillit esetében ez 0,28 %) az egyes kőzettípusoknak a kavicsanyagot feltáró összes mintán (itt: 3 db) belüli átlagos százalékos értékét (pl: fillit esetében 0,4 %) meg kell szorozni az adott kőzettípus összes mintán belüli előfordulási gyakoriságával (pl: a fillit a három mintából csak kettőben fordult elő, ezért ez az érték a fillitnél 0,66)

A mészkőkavicsok azonban nem a fiatalabb dunai teraszok anyagában viszonylag gyakori középhegységi karbonátos kőzetekből állnak, hanem anyaguk részben a *Rozlozsnik P.* által már régen ismertetett kvarctartalmú mészkő *(Rozlozsnik P.* 1939), részben az ottnangi Anomyás kavicsos homokhoz hasonlóan a Gömörikumhoz és a Veporhoz kapcsolódó, onnan származtatható sötétszürke triász mészkő és dolomit[3] (*Jámbor Á.* 1969). Az irodalomban szereplő, de a mára már sok esetben elavult terminológia szerint megjelölt kőzettípusok[4] egy részét - *Török E.* (1991) adataival egyezően - a csomádi feltárásokban nem lehetett azonosítani.

[3] Ilyen mészkőtípusokat a fiatalabb kavicstelepekben a gondos válogatás ellenére sem sikerült találnom.

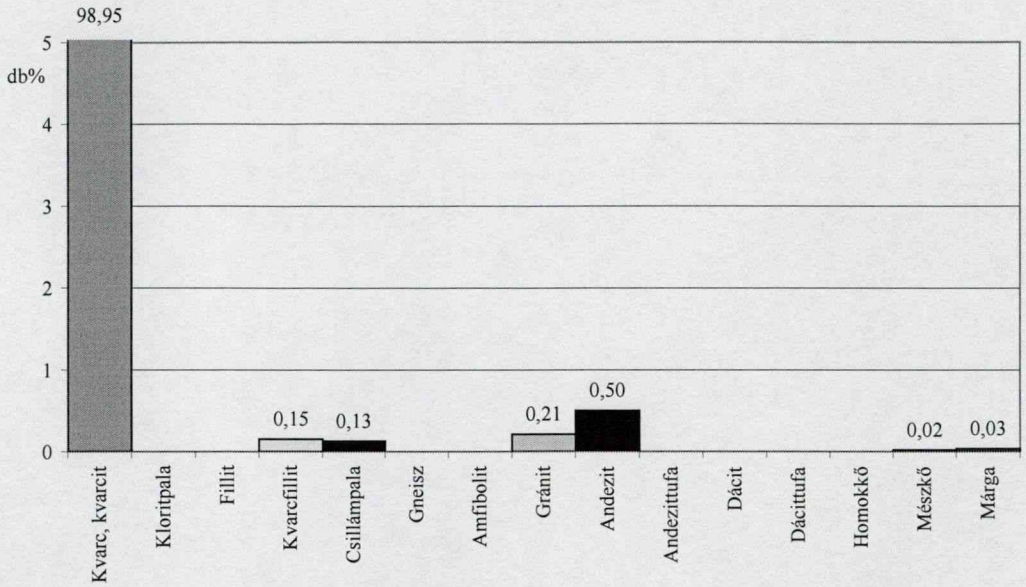
[4] A kavicsok anyagát a korábbi szerzők szerint uralkodóan kvarc, kvarcit, alárendelten gránit, gneisz, csillámpala, *„aphanitszerű sziklafaj"* (*Szabó J.* 1858), valamint aplit, vörös kvarcporfír (*Schafarzik F.* – *Vendl A.* 1929), kvarcithomokkő, opálos-kovás kőzetek (*Rozlozsnik P.* 1939), granulit, lidit és sokféle metamorfit alkotja (*Szabóné Drubina M.* 1981).

Pécsi M. (1959b) a vulkanikus kőzetek teljes hiányára hívta fel a figyelmet, amely az újabb megfigyeléseknek ellentmond. Főelem-összetételük alapján ezek a leggyakrabban andezit- és nagyritkán riolitváltozatok egyértelműen a Cserhát felől származtathatóak, áthalmozott andezit- és „alsó" riolittufa (Gyulakeszi Riolit Formáció) kavicsokkal azonosíthatók (*Szabóné Drubina M.* 1981).

A dunai eredetű V. terasz anyagában a kvarc és kvarcitanyagú kőzetek részesedése jóval nagyobb, (99%), az andezit és a mészkő jelentősen kisebb arányú, mint a középső-miocén üledékek esetében. Vékonycsiszolatban a magnetit-hintéses, részben opacitosodott hiperszténeket tartalmazó porfíros amfibolandezit-változatok egyértelműen börzsönyi anyaggal voltak azonosíthatók, a Fődolomit és Dachsteini Mészkő Formáció közötti átmenetet képviselő, minimális mennyiségben jelen levő dolomikropátitos karbonátkavicsok Pilis-, vagy Budai-hegységi eredete nagymértékben valószínűsíthető.

Az andezitek viszonylagosan kisebb arányát az indokolhatja, hogy szemcseméretük általában túlnő a vizsgált mérettartományon (4–32 mm) – a helyi átlagos szemcseméretet sokszor egy nagyságrenddel felülmúlóan találhatók ugyanis andezitkavicsok a teraszanyagban –, de ezek sokszor mállott, agyagásványosodott formában fordulnak elő (*1. fénykép*) (*8. ábra*).

1. fénykép: Mállott andezit-hömpöly a Kistarcsa-Mogyoród közötti kavicsbányából – dunai V. terasz északi része



8. ábra: 14 998 db, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű kavics súlyozott kőzettani összetétele – pliocén korú V. dunai terasz (Cinkota–Ilona-telepi kavicsbánya, Rákoskeresztúr–Naplás úti kavicsbánya, Pestszentlőrinc–Akadémia-Újtelepi kavicsbánya)

Csekély részesedéssel (0,5% alatt), de a fenti kavicsösszletben jelen vannak olyan kőzettípusok – csillámpala, különféle gránitok, mészkő, márga –, amelyek az idősebb miocén üledékösszletekből teljesen hiányoztak, a kőzettani spektrum tehát annál változatosabb[5]. A *Bódi B.* (1938) által részletesen ismertetett gránitok (kloritos, illetve nagy mikroklin-, vagy amfibol-tartalmú gránitok) mindegyike vékonycsiszolatban azonosítható volt, emellett biotitban és muszkovitban gazdag kétcsillámos gránittípusok is elkülöníthetők voltak. A súlyozott kőzettani értékekből készített diagramok alapján az a nézet tehát, hogy a budapesti V. dunai terasz anyaga kizárólag a miocénból való áthalmozás útján keletkezett, nem igazolható.

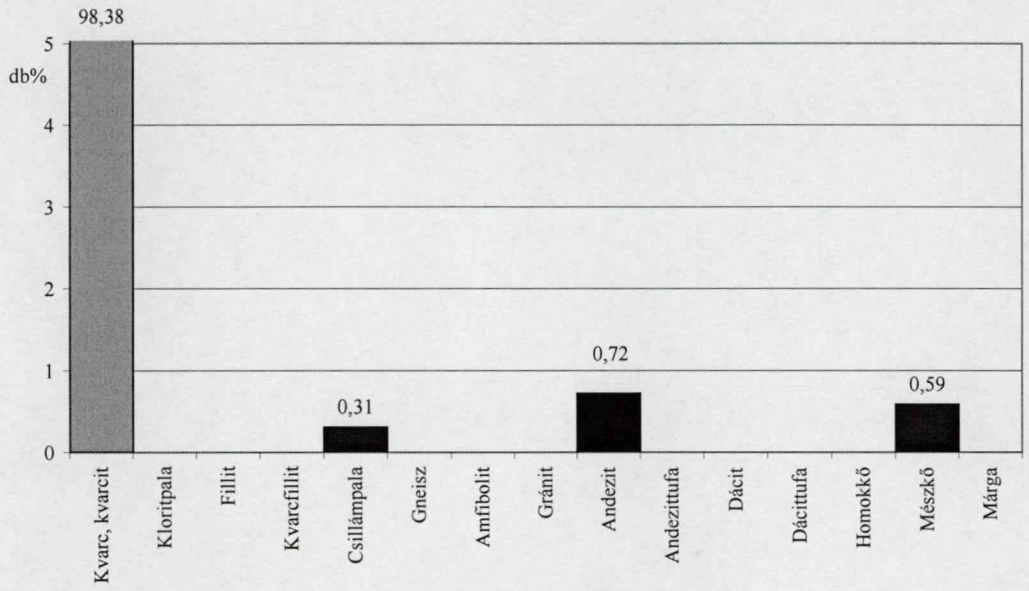
5.4. A budapesti IV. és III. dunai teraszok kavicsainak kőzettani összetétele

Az alsó-pleisztocén IV. terasz (*Pécsi M.* 1959b) esetében visszatérő kérdés, hogy honnan származik a *„fellegvári"* terasz anyaga, feltételezhető-e genetikai kapcsolat a részben alatta települő V. terasz anyagával, egyáltalán különálló dunai üledéktest-e, vagy csak áthalmozott lejtőüledék? *Sümeghy J.* (1953) szerint a levantei kavicsra rakódott pleisztocén kavicsanyag szétkülönítése nem lehetséges, mert az üledékképződés végig folyamatos volt. Ahogyan arról a kutatástörténeti fejezetben szó volt, alapvető különbség mutatkozik a kutatók álláspontja között

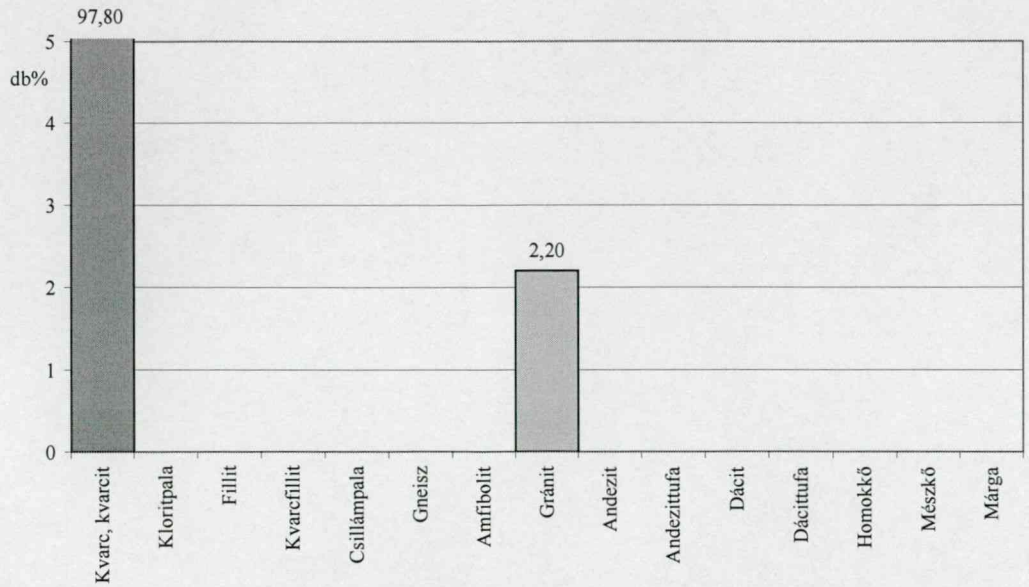
[5] A *Bódi B.* (1938) által leírt homokkő- és a *Pécsi M.* által jellegzetes itteni kőzettípusnak tekintett andezit- és riolit*tufa* kavicsok a fenti üledékösszletben vizsgálataim alapján nem szerepelnek.

SZTE Egyetemi Könyvtár SZEGED 13.

abban a tekintetben is, hogy kőzettani alapon elkülönül-e az ópleisztocén üledékanyag az idősebb pliocén korú teraszanyagtól. A vizsgált 4–32 mm-es kőzettartomány esetében a IV. terasz mintái valóban „szegényebbek" az V. teraszénál: az ópleisztocén üledéktest Vecsés környéki mintáiban csak a csillámpala szerepel nagyobb arányban (0,3%), emellett a karbonátos kőzetek kavicsai és az andezitek vannak nagyobb mennyiségben jelen (*9. ábra)*. Ezek alapján a IV. terasz anyaga kizárólag az V. terasz anyagából nem származtatható, ugyanakkor a csekély kőzettani különbség a két teraszanyag szétválasztásához nem elegendő – egyéb vizsgálatok nélkül – nem bizonyító értékű.



9. ábra: 3 880 db, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű kavics súlyozott kőzettani összetétele – ópleisztocén korú IV. dunai terasz (Vecsés, Gyáli úti kavicsbánya)



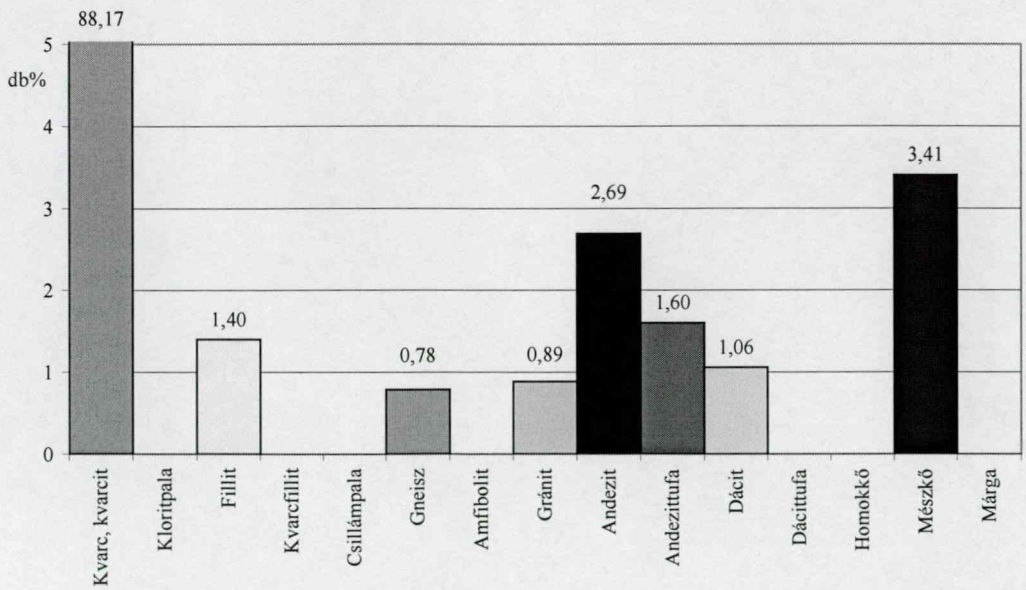
10. ábra: 3 819 db, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű kavics súlyozott kőzettani összetétele – középső-pleisztocén korú III. dunai terasz (Kisszentmihály–Irinyi-pusztai természetes feltárás)

A középső-pleisztocén III. terasz (Kisszentmihály) kavicsanyaga igen „érett" üledék: a kvarcitváltozatok részesedése 98%, emellett csak az V. terasz anyagában is szereplő gránitok vannak benne 2,2 %-ban. Kőzettani összetétele alapján a fenti kavicsanyag egyik teraszüledékkel sem volt rokonítható (*10. ábra*).

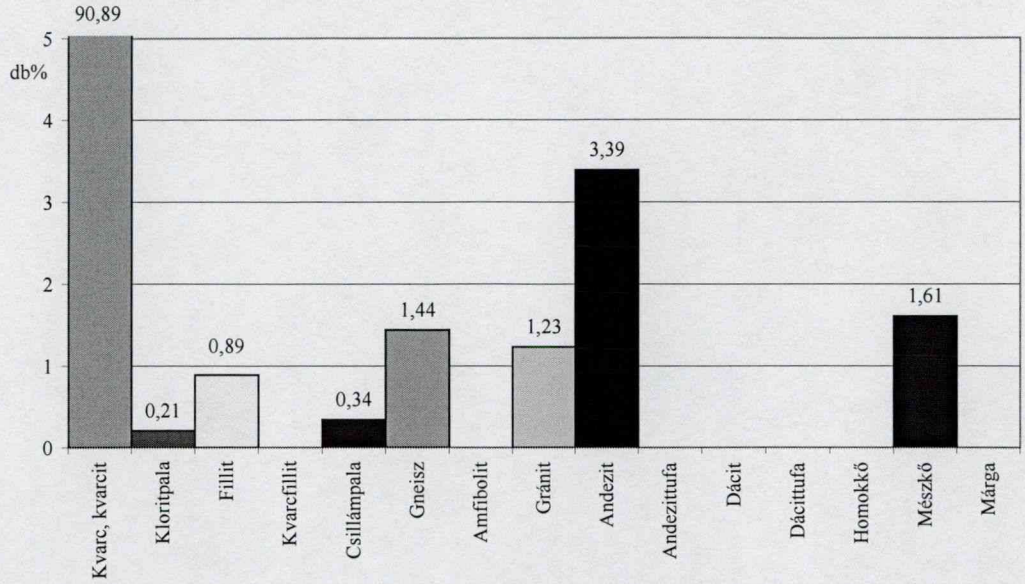
5.5. A felső-pleisztocén „városi" teraszok kavicsanyagának kőzettani jellemzői

A pleisztocénvégi II/b. és II/a. teraszok kavicsanyaga a legtöbb kutató szerint részben a Pesti-síkság idősebb kavicstelepeinek áthalmozott anyagából származik (*Horusitzky H.* 1924, *Sümeghy J.* 1952, 1953, *Pécsi M.* 1959b, *Moldvay L. et al.* 1966, *Erdélyi M.* 1967, *Szabóné Drubina M.* 1981, *Jaskó S. – Kordos L.* 1990). Kőzettani spektrumuk a helvéti, a pliocén és az alsópleisztocén kavicsösszletekénél gazdagabb, azoktól belső arányaiban is különbözik.

Az idősebb felsőpleisztocén II/b. teraszanyag (Dunaharaszti) esetében a kvarc, kvarcit részesedése 88 %, a fiatalabb felsőpleisztocén II/a. teraszanyagban (Dunavarsány) 91 %. Közös alkotók a fillit, gneisz, andezit, a változatos gránit és mészkő kavicsok, mindkettőből hiányoznak az amfibolit, dácittufa, homokkő, márga kőzettípusok, amelyek a délebbi ártéri szintek kavicsai között jelen vannak (*11-12. ábra*).



11. ábra: 4 192 db, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű kavics súlyozott kőzettani összetétele - idősebb felső-pleisztocén korú dunai II/b. terasz (Dunaharaszti–Petőfi-telepi kavicsbánya)



12. ábra: 3 412 db, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű kavics súlyozott kőzettani összetétele – fiatalabb felső-pleisztocén korú dunai II/a. terasz (Dunavarsány–Kapitány-halmi kavicsbánya)

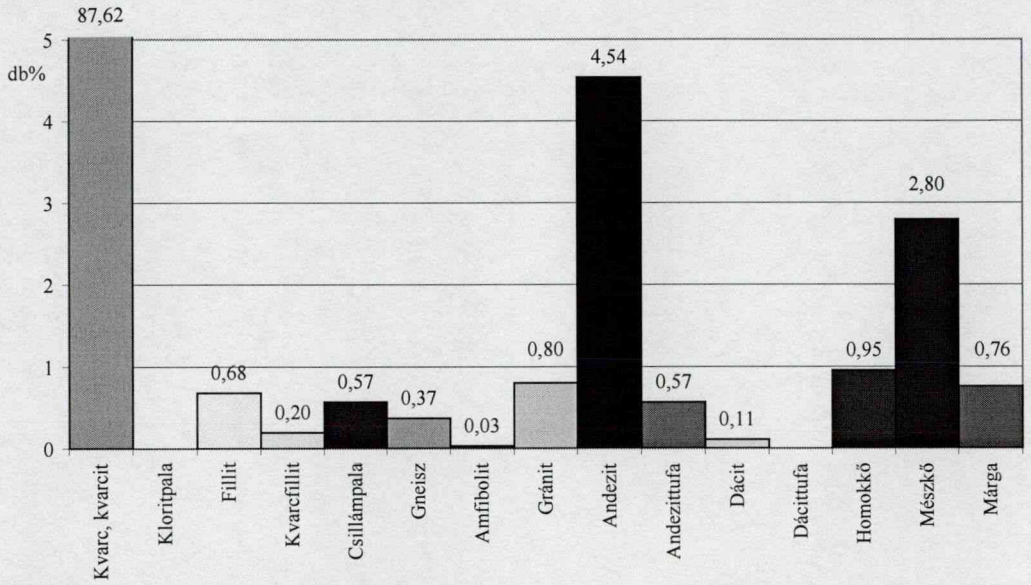
A II/b. terasz üledékei között andezittufa és dácit anyagú kavicsok is vannak, amelyek hiányoznak a II/a. terasszint kavicsai közül. Ez utóbbiban ugyanakkor kloritpala, csillámpala kavicsok is találhatók. A II/a. terasznál a mészkő aránya feleakkora (1,6%), mint a II/b. teraszanyag esetében (3,4%), az andezité 3,4 illetve 2,7%.

A kavicsok összetételéből képzett súlyozott kőzettani átlagok a két terasztestnek az egyéb kavicsos lerakódásoktól kőzettani alapon való elkülöníthetőségét, emellett az egymástól való különbözőségüket is alátámasztják. Amennyiben döntően csak áthalmozott idősebb kavicsokról lenne szó, akkor ezeknek a teraszoknak a kőzettani spektrumukban és kavicsok anyagának egymáshoz viszonyított arányaiban is nagyban hasonlóaknak kellene lenniük a Pesti-síkság korábban lerakódott (miocén, pliocén, idősebb pleisztocén korú) kavicsképződményeihez, sőt, legalábbis a kevésbé ellenálló kőzettípusokban még „szegényebbnek" kellene lenniük. Ezt a feltételezést azonban a kőzettani vizsgálatok egyértelműen kizárják.

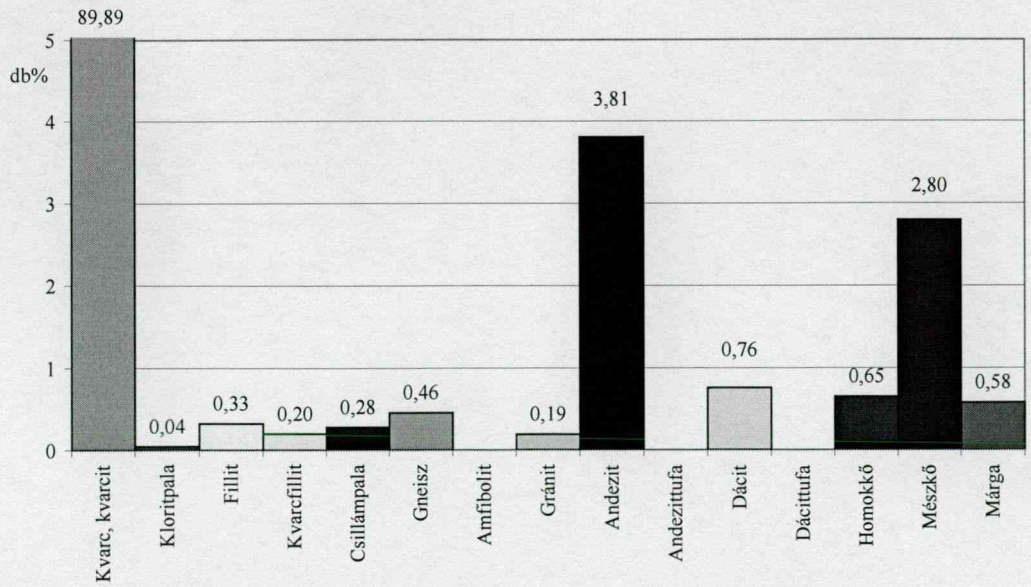
5.6.. A Pesti-síkság ártéri kavicsainak és a dunai mederanyagnak kőzettani összehasonlítása

A Budapesttől délre elterülő, jórészt ártéri szintű síkság kavicsanyaga azután keletkezett, hogy a Duna futása észak–délire változott, amikor nyugat felé lecsúszva saját hordalékkúpjáról a mai Duna-völgy keleti peremére szorult. Teraszmorfológiai alapon *Bulla B.* (1941*), Pécsi M.*

(1959b), *Erdélyi M.* (1967) és mások szerint a Duna jelenlegi völgyét az utolsó interglaciális óta alakítja, *Kriván P.* (1960a) szerint az ártéri kavicsos összlet a Würm$^{2-3}$ interstadiálisban, *Molnár P.* (1995b) szerint a későglaciálisban, *Sümeghy J.* (1953a) szerint az óholocénban rakódott le. Korábban többen hangsúlyozták (lásd: kutatástörténeti fejezet) a legfiatalabb pleisztocén–holocén lerakódások mellett és/vagy alatt idősebb kavicsanyag fennmaradásának a lehetőségét. Kőzettani szempontból a Pesti-síksági kavicsminták közül a Budapesttől délre található ártéri szint és a jelenlegi meder kavicsanyaga a legtarkább (*13-14. ábra*).



13 ábra: 50 184 db, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű kavics súlyozott kőzettani összetétele - ártéri szintű dunai kavicsösszlet (Délegyháza–Galla-hegyi kavicsbánya, Bugyi–Nemesrádai kavicsbánya, Kiskunlacháza–Kátói-hegyi kavicsbánya)



14. ábra: 20 979 db, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű kavics súlyozott kőzettani összetétele - dunai mederüledék (Adony–dunai kirakodó)

A kvarc, kvarcit aránya a felső-pleisztocén teraszokhoz hasonlóan viszonylagosan alacsony (87,6 illetve 89,9%). Az andezitek aránya az ártéri kavicsoknál kiemelkedően nagy (4,5%), a mederben (2,5%). Az andezitek szinte kizárólagos börzsönyi származása valószínűsíthető, például a Kavics-Beton Bt. bugyi kavicsbányájában előforduló egyik görgeteg anyaga makroszkóposan és vékonycsiszolatban is egyértelműen azonosítható volt a börzsönyi Királyrét szomszédságában lévő bajdázói kőfejtő amfibolandezit anyagával.

A mészkő aránya egyformán 2,8%, a közép- és durvaszemű kavicsok között ez kizárólag felső-triász korú dachsteini mészkő (Dachsteini Mészkő Formáció), de az ártéri szint görgetegei között a könnyen azonosítható miocén bádeni emeletből származó lajtamészkő (Rákos Formáció) és részben talán pannóniai korú édesvízi mészkő jól legömbölyödött darabjai a leggyakoribb karbonátos kőzettípusok.

Az ártéri és a mederbeli anyagban egyaránt megtalálhatók kvarcfillit- (0,2%), csillámpala- (0,6 illetve 0,3%), gránitkavicsok (0,8 és 0,2%), az andezit- és mészkőkavicsok különösen jelentős részesedéssel bírnak. Ez a két kavicsüledék főként egymáshoz, de a fiatal pleisztocén II/a. teraszanyaghoz való nagyfokú hasonlóságát is mutatja, kizárhatóvá teszi viszont a budapesti IV. terasszal való azonosítás lehetőségét.

Az ártéri kavicsanyag és a II/a. terasz anyaga nem lehet azonos, erre utal, hogy az ártéri kavicsok közt amfibolit (0,03%), márga (0,8%), homokkő (0,9%) anyagúak – az elég nagy biztonsággal a középső-oligocén Hárshegyi Homokkő Formáció anyagával azonosítható görgetegek nemritkán 0.5 m-es átmérővel – találhatók. Márga és homokkő anyagú kavicsok egyedül csak az ártéri és a mederbeli anyag mintáiban fordulnak elő.

A Budapesttől délre elterülő kavicsborította területen, a legfiatalabb dunai üledékek között nagyon gyakoriak a változatos anyagú hömpölyök. A Busped Kft. délegyházi kavicsbányájából az alábbi kőzettípusokat sikerült meghatároznom: hiperszténes, biotitos amfibolandezit (2 db), muszkovitos, mikroklinos gránit (2 db), biotit és muszkovit tartalmú kloritos gránit[6], kétföldpátos granodiorit, szillimanitos kétföldpátos gneisz (4 db), grafitos kvarcit, nummuliteszes mészkő (1-1 db), édesvízi mészkő (*2. fénykép*).

[6] Az ártéri kavicsanyag granitoid kőzetei az V. terasz változatos gránitféleségeivel meglehetősen pontosan egyeztethetők, csak az ártéri anyag gránitkavicsainak szemcsenagysága jelentősen nagyobb.

2. fénykép: Andezit-, gránit- és helyben cementált homokkő- („atka") görgeteg a Kavics Beton Bt. bugyi kavicsbányájában (Foto: *Dr. Pécsi M.*)

Egyelőre – főként az átalakult kőzettípusok – pontos származási helyének felderítése a forrásterület mineralógiai változatossága és kiterjedése miatt, de további vizsgálatokkal, egy-egy jellegzetes kőzetminta beazonosításával, rétegtani helyzetének tisztázásával pontosítani lehetne a Duna fejlődéstörténetének állomásait.

5.7. Az Alsónémedi-Ócsa környéki kavicsok kőzettani tulajdonságai

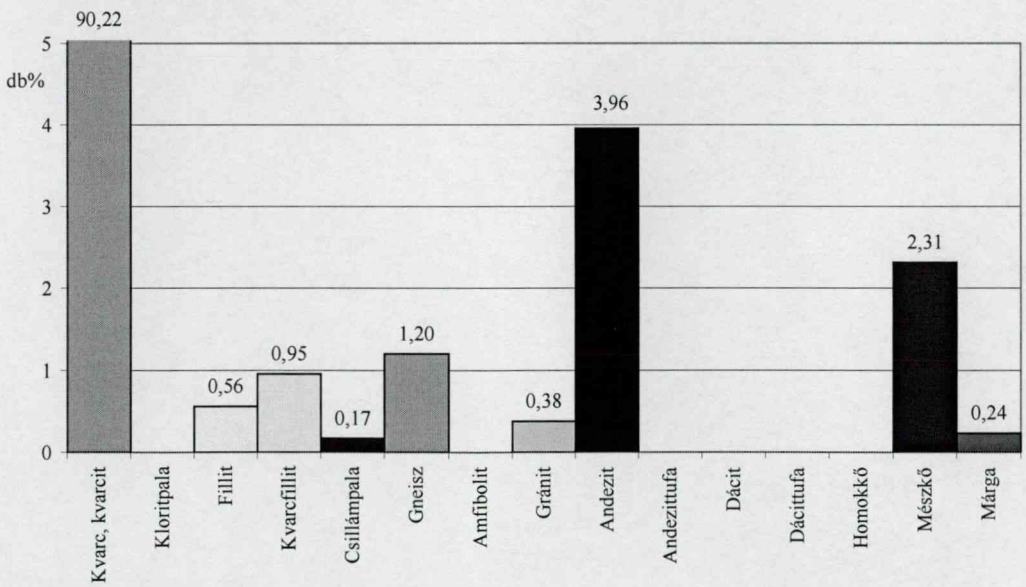
A Pesti-síkság földtani felépítését bemutató fejezetben már szó volt arról, hogy amikor a Duna hátsági idősebb hordalékkúpját elhagyva a mai Duna-völgy keleti peremén halmozta fel üledékeit, a legvastagabb üledéket közvetlenül a hátság nyugati pereménél rakta le. Az itteni kavicsok valamely teraszszinttel való párhuzamosítása a terület egyik legfontosabb kérdése. A fiatalabb fedőrétegek alatt idősebb teraszok kavicsanyagának „szintes", rétegszerű fennmaradása a süllyedő Alföld peremén nem tűnik valószínűnek, hiszen az itteni kavicsok nagy valószínűséggel többszörösen átdolgozottak, kevertek. Ennek szem előtt tartásával kísérelhető meg az itteni kavicsanyagnak valamely magasabban maradt teraszszint anyagával való egyeztetése. A kavicsos összlet hirtelen kivastagodásának térségéből, az 50-es főközlekedési út 28 km-nél lévő bánya kavicsanyagának kőzettani megoszlásából

X nehézségekbe ütközik

szerkeszthető diagramok alapján a kavicsanyagnak bizonytalan, leginkább a II/a. terasz anyagához való rokoníthatósága tűnik elfogadhatónak.

A kvarc, kvarcit tartalomnak a felső-pleisztocén teraszanyagoknál magasabb, 90 %-os aránya ellenére erre utal a csillámpala és a gránit jelenléte, az andezittufa és dácit anyagú kavicsoknak a hiánya az ócsai anyagban. A II/b. terasz anyagában jelen lévő andezittufa és dácit az ócsai kavicsok között nem szerepel. A II/a. terasz üledékeihez hasonló vonás a gneisz, andezit és a mészkő anyagú kavicsoknak jelentős arányú előfordulása, amely kizárja egyben a III., IV. és az V. Duna-terasz kavicsösszletével való azonosítás lehetőségét is.

Ugyanakkor az ócsai anyag a legfiatalabb ártéri kavicsanyaggal sem vehető azonosnak, mert az ócsai kavicsok közül a márga minimális jelenléte mellett az andezittufa és dácit mellett a homokkő is teljesen hiányzik, pedig ezek az ártéri kavicsanyag felépítésében kimutatható fontos kőzettípusok. (*15. ábra*).



15. ábra: 24 108 db, 4–32 mm legnagyobb átmérőjű kavics kőzettani összetétele - fiatalabb felső-pleisztocén? korú dunai kavicsösszlet - ártéri szint (Ócsa–Kő-halmi kavicsánya)

A fenti ócsai kavicsanyag kőzettani összetételét tekintve a II/a. dunai teraszanyag áttelepített anyagának értékelhető, melyhez a Dunához közelebb fekvő ártéri területekhez képest kevesebb fiatalabb kavicsanyag keveredhetett, így „eredeti" – a II/a. teraszt felépítő kavicsanyaghoz közelálló – kőzettani összetételét jobban megtartotta[7].

[7] Erre utalhat, hogy a Ócsa, Felsőbabád környékéről *Kordos L.* túlnyomórészt würm elejéről származó emlősleleteket ismertetett (*Jaskó S. – Kordos L.* 1990)

5.8. A vizsgálati eredmények összefoglalása

A Budapest környéki kavicsos képződmények kőzettani statisztikai vizsgálata során beigazolódott, hogy a budapesti V. dunai terasz üledékei nem származtathatók kizárólag az idősebb miocén kavicsok áthalmozásából, ezt a dunai kavicsok változatosabb kőzettani összetétele, a kavicsokat alkotó kőzetek belső arányai egyértelműen igazolják.

Kőzettani különbség mutatható ki a budapesti V. és a IV. dunai terasz kavicsos üledékei között, ami kizárja, hogy az ópleisztocén kavicstest anyaga teljes egészében csak a pliocénból áthalmozott lenne. A dunai III. terasz kavicsösszlete egyik vizsgált terasz kavicsanyagával nem áll igazolhatóan rokonságban.

A felső-pleisztocén a II/b. és II/a. teraszok anyaga egymástól és az idősebb dunai teraszok anyagától is kőzettanilag szétválasztható, ugyanakkor mindkettőtől eltér és a jelenlegi dunai mederanyaggal azonosítható a Pesti-síkság déli részének ártéri szintű kavicslerakódása. A felső-pannóniai fekü mélyülésével kelet felé jelentősen kivastagodó Alsónémedi és Ócsa környéki kavicsos üledékösszlet kőzettani alapon leginkább a II/a. terasz kavicsanyagával rokonítható, annak átmosott, az ártéri anyaggal nagyrészt összekeveredett kavicsösszleteként értékelhető.

6. Az V. és a IV. dunai terasz eredete nehézásvány-vizsgálatok tükrében

6.1. A vizsgálatok célja

A hazai folyóvízi üledékekkel foglalkozó mikromineralógiai irodalom igen gazdag (*Vendl A.* 1915, *Pécsi M.* 1959b, *Molnár B.* 1959, 1964, 1966, 1967, 1969, *Gedeonné Rajetzky M.* 1973, *Szabóné Drubina M.* 1981, *Csapó L.* 1998) ugyanakkor a budapesti dunai teraszüledékek nehézásvány-vizsgálatok alapján való elkülöníthetőségét a 70-es években folytatott építésföldtani térképezés óta nem vizsgálták. Vitatható a kutatástörténeti fejezetben röviden már érintett álláspont, miszerint a IV. teraszhoz tartozó üledéktömeg kizárólag az V. terasz anyagából lenne származtatható (*Szabóné Drubina M.* 1981). Szükségesnek tűnt megvizsgálni, hogy a IV. terasz üledékei elkülöníthetők-e az V. terasz képződményeitől a kavicsok kőzettani összetételének nem szignifikáns különbözősége mellett a bennük előforduló nehézásványok statisztikai feldolgozása segítségével ?

6.2. Az alkalmazott vizsgálati módszer

A törmelékes üledékes kőzetek vázát a mállás és üledékszállítás során felaprózódott kőzet- és ásványtöredékek alkotják. Az összetevők közt a kvarc-, földpát-, csillám- és agyagszemcsék mellett a 2,8–2,85 g/cm^3-nél nagyobb sűrűségű, többnyire sötét színű, átlátszó, vagy opak nehézásványok is szerepelnek. Ezeknek az eredeti kőzet(ek)et jellemző részaránya azonban a leülepedés előtti folyamatok kiválogató hatására – azok mennyiségi, minőségi tulajdonságaitól, a hatások időtartamától függően – megváltozik, az eredeti kőzetösszetételhez képest gazdagodhat, de szegényedhet is. A nehézásvány-társulások fontos genetikai információk hordozói lehetnek, sok esetben eredményesen használhatók fel – más vizsgálati eszközökkel kombinálva – a lepusztulási terület valószínű kőzettani összetételének, a lehordás irányának, a rétegtani szintek elkülönítésének és kiterjedésének, esetenként a lerakódási környezet jellemzésére is (*Balogh K.* 1991).

A kutatási területre vonatkozó nehézásvány-vizsgálati adatokat a Budapest Építésföldtani Térképsorozata térképlapjainak az Országos Földtani és Geofizikai adattárban megtalálható alapadat-gyűjteményei tartalmazták. Az adatfeldolgozás nagyban megkönnyítette, hogy a vizsgálatokat a 70-es években teljes egészében a Magyar Állami Földtani Intézet

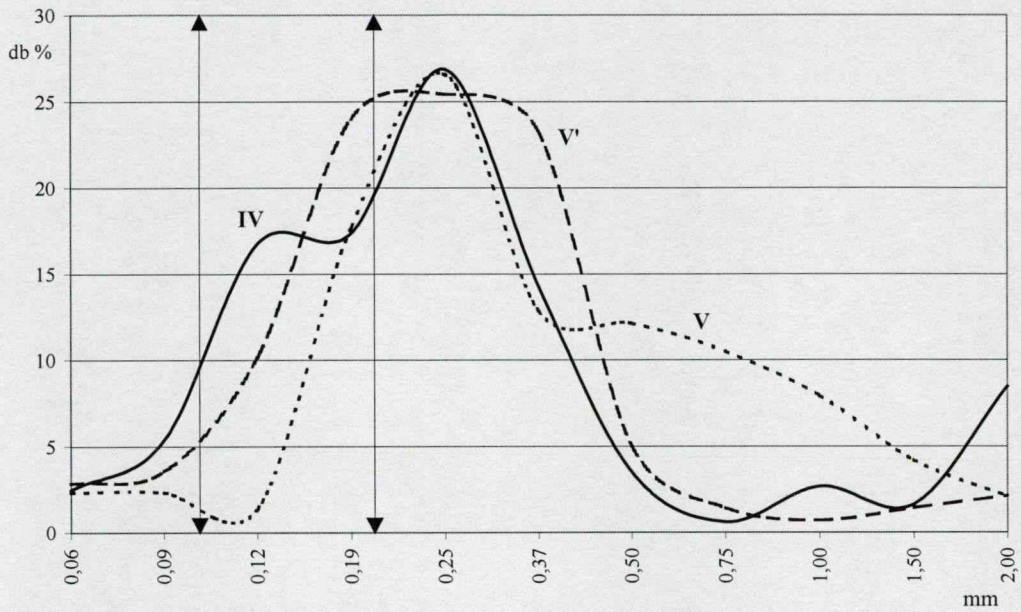
laboratóriumaiban végezték, így érvényesülhet az egységes vizsgálati módszer fontos alapszabálya. Ebből adódik azonban korlátja is, hiszen az idős dunai teraszképződmények esetében elvégezhető össszehasonlító vizsgálatok a Pesti-síkság fiatalabb kavicsos-homokos üledékeire nehezen terjeszthetők ki, hiszen az onnan rendelkezésre álló jóval kevesebb adat más módszerrel készült, más laboráns által elvégzett ásványhatározások eredménye, így párhuzamosításuk problematikus. Az V. terasz bentonit alatti részéből 58, bentonit feletti részéből 58, a IV. teraszhoz tartozó üledékek közül 66 nehézásvány-minta állt rendelkezésre, amely alkalmasnak látszik bizonyos fejlődéstörténeti következtetések levonására.

Mivel a nehézásványok a kőzet finomabb frakcióiban dúsulnak, az általánosan elfogadott gyakorlatnak megfelelően az üledékek különböző nehézásvány-fajtáinak teljes spektruma a 0,1–0,2 mm-es frakcióban található. Az itt megállapítható mennyiségi arányok csak akkor jellemzik a teljes kőzetet, ha a törmelékszemcsék méreteloszlásának maximuma erre a szemcsetartományra esik (*Balogh K.* 1991). A nehézásvány mintákhoz szemcseeloszlási vizsgálatok nem párosultak, a terület szóban forgó képződményeire vonatkozóan rendelkezésre állnak viszont olyan szemcseeloszlási adatok, amelyek alapján meg lehet rajzolni a homokfrakció moduszainak a képződményre jellemző gyakorisági értékeit.

Noha a nehézásványok különböző szemcseméretekben való dúsulásának csak kisebb vízfolyások által szállított, igen változatos összetételű lepusztulási területekről származó primer származású üledékminták ásványspektrumainak összehasonlításakor van nagyobb fontossága – a Kárpát-medencei többszörösen áthalmozott dunai származású üledékek esetében ennek kisebb a jelentősége –, megállapítható, hogy a fenti követelménynek a vizsgálatok során felhasznált minták közelítően eleget tesznek. A minták szemcseeloszlása közel hasonlónak tekinthető maximumok eloszlása a vizsgált tartomány közelébe esik, az adatok tehát alkalmasak a minták nehézásvány-eloszlásának összehasonlítására. (*16. ábra*).

A nehézásványok vizsgálata azoknak a könnyűásványoktól való leválasztásával kezdődik, a mintánként előálló nehézásvány-együtteseken belül az azonos fajtájú ásványszemcsék részarányát a megszámlált szemcsék darabszázalékában fejezik ki és kördiagramon ábrázolják, sok minta esetén átlagot képezve. A domináns nehézásványok részarányának megállapításához *Ludwig G.* (1955) 100–300, *Molnár B.* (1959) 150–200, a teljes nehézásvány-spektrum elkészítéséhez 300 szemcse azonosítását tartja szükségesnek (*Molnár B.* 1959). A rendelkezésre álló mintákban 100-100 nehézásvány-szemcse meghatározása történt meg, ezért a szükséges statisztikai pontosság a vizsgálati minták számának növelésével volt biztosítható.

Az összehasonlító vizsgálatok során ugyanis inkább a domináns nehézásványok egymáshoz viszonyított részarányának, mintsem a teljes spektrumnak van nagyobb jelentősége, lévén 1-1 mintára jellemzőnek – különösen a dunai üledékek esetében – alig néhány ásványcsoport tekinthető (*Gyuricza Gy.* szóbeli közlése). Emellett pedig nem egy-egy mintának, hanem a számos mintával jellemezhető rétegtani egységeknek az összehasonlítása volt a vizsgálatok kitűzött célja.



16. ábra: Az V. terasz bentonit alatti részének *(pontozott vonal),* bentonit feletti részének *(szaggatott vonal)* és a IV. terasz *(folyamatos vonal)* homokos üledékeinek moduszai alapján számított gyakorisági görbe, a szemcseeloszlási viszonyok jellemzése céljából. A vízszintes tengelyen a moduszok értékei szerepelnek mm-ben, a függőleges tengelyen a hozzájuk tartozó gyakorisági érték százalékban, az összes mitát 100 %-nak tekintve. A két függőleges vonal közötti terület a vizsgált 0,1–0,2 mm átmérőjű nehézásvány-frakció.

A bontott nehézásványok átlagos százalékos aránya alacsony, 7,22 % az V. terasz bentonit alatti, 2,03 % az V. terasz bentonit feletti részében, 3,72 % a IV. terasz mintái esetében, ami a minták földtani vizsgálatok céljára való alkalmazhatóságát igazolja, lévén minél nagyobb a bontott szemcsék aránya, a minta annál kevésbé használható valós következtetések levonására *(Hajdúné Molnár K.* 1968*)*. A csillámtartalom átlagos értéke az összes megvizsgált nehézásványon belül rendre 7,94 %, 5,59 %, 7,69 %, amely hasonló értékek arra utalnak, hogy az V. és a IV. terasz kavicsanyagának lerakódása lényegében azonos környezetben zajlott.

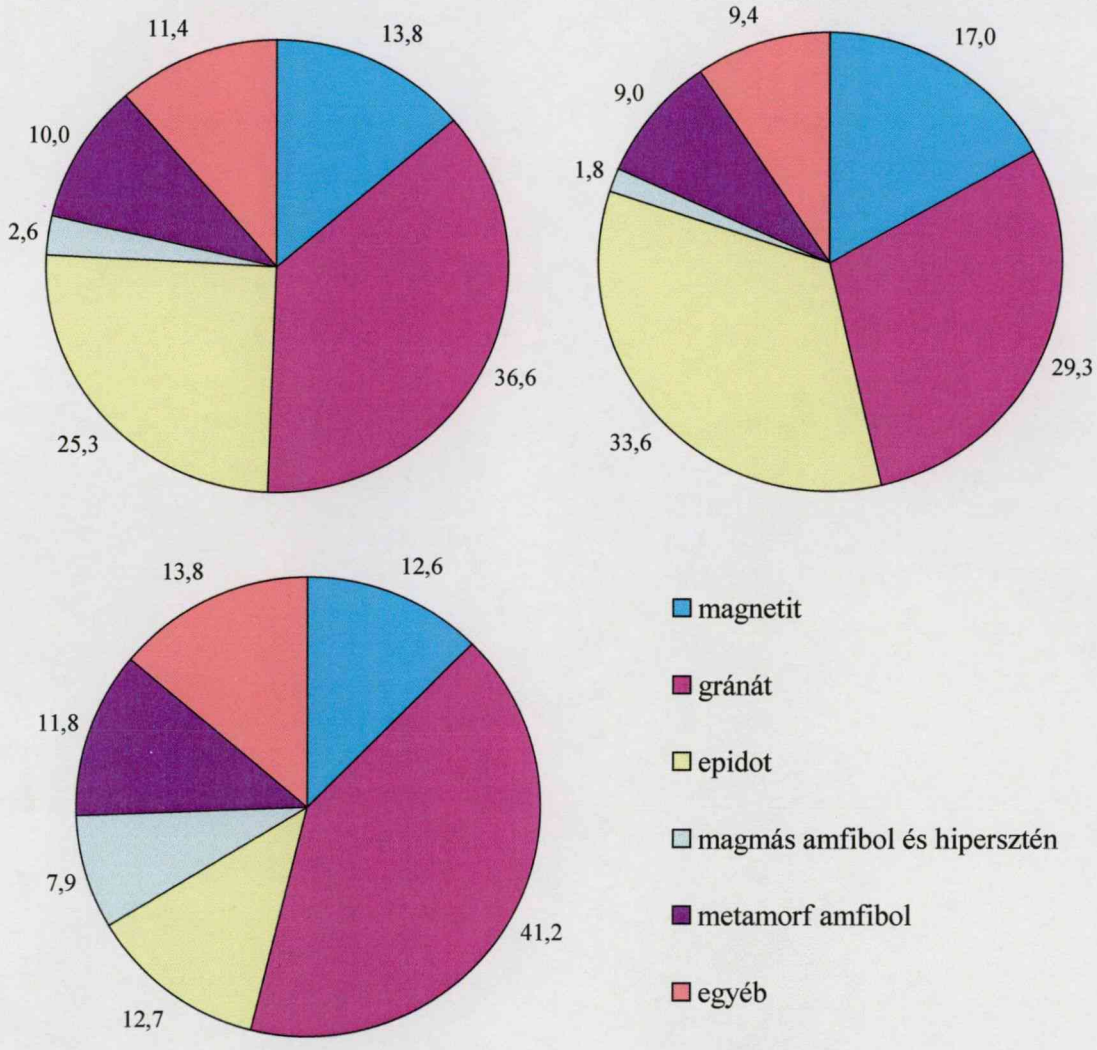
6.3. A vizsgálatokból levonható következtetések

A terület három rétegtani egységének (V. terasz bentonit alatti és fölötte települő részének, a IV. terasz üledékeinek) nehézásvány-vizsgálata során először a spektrum öszehasonlítására került sor, a földtani gyakorlatnak megfelelően a minták egy-egy ásványának százalékos előfordulásából átlagos értéket számítva, szektordiagramok segítségével.

A legnagyobb arányban előforduló 5 ásvány(csoport) */magnetit, gránát, epidot, magmás amfibolok és hipersztén, metamorf amfibolok/* egymáshoz viszonyított aránya eltérő a három egységen belül – ezeket érdemes tehát a továbbiakban figyelembe venni, ezek rendelkeznek hasznosítható földtani információtartalommal –, a többi „kozmopolita" nehézásvány */disztén, turmalin, apatit, rutil, hematit, augit, staurolit, szillimanit, cirkon, titanit/* átlagos százalékos előfordulása között viszont olyan kicsi az eltérés, ami további következtetések levonására ezeket nem teszi alkalmassá, ezért a mellékelt diagramokon az egyéb kategóriában összevonva szerepelnek. A kiértékelésnél fontos szempont, hogy a nehézásvány(ok) esetében a határozási hiba kiküszöbölése céljából azok a százalékos értékek tekintendők szignifikáns különbözőségnek, amelyek az adott százalékos előforduláshoz képest 10 %-nál nagyobb eltérésként mutatkoznak. A nagyobb százalékos értékkel jellemezhető ásványfajták közül kiemelkedik fontosság tekintetében a gránátok, az epidot, a magmás és a metamorf eredetű amfibolok csoportja, ahol nem kizárólag az adott ásványok, ásványcsoportok előfordulási arányait, hanem az egyéb ásványfajtákhoz viszonyított relatív arányát is figyelembe kell venni.

A nehézásvány-spektrum segítségével kimutatható a közeli rokonság az V. terasz bentonit alatti és feletti része között, emellett jellegzetesen – de nem gyökeresen – eltér mindkét mintacsoporttól a IV. terasz anyaga.

Az V. terasz üledékei esetében a gránátokkal szemben az epidot viszonylagosan magas aránya szembetűnő, emellett ezeket a mintákat a magmás eredetű amfibol és hipersztén alacsonyabb mennyisége jellemzi. Az a tény, hogy az V. terasz bentonit feletti részében jól megfigyelhető a gránátok kisebb részesedése az epidot nagyobb aránya mellett, összefüggésbe hozható azzal a feltételezéssel, hogy a bentonit feletti erősen homokos üledékek esetleg áthalmozással is keletkezhettek (*Scharek P.* 1975) az idősebb északabbi kavicsokból és a közeli Gödöllői-dombság epidotban gazdagabb keresztrétegzett homokjaiból (*17. ábra*).



17. ábra: Az V. terasz bentonit alatti része *(balra fent),* az V. terasz bentonit feletti része *(jobbra fent)* és a IV. terasz *(alul)* mintáiban előforduló nehézásványok átlagos százalékos megoszlása. A diagramok számai az adott nehézásvány átlagos százalékos előfordulását jelzik.

A IV. terasz üledékei esetében feltűnő az V. terasz mintáihoz képest az epidot mennyiségének háttérbe szorulása, amely két forrásra vezethető vissza: az V. terasz anyagához képest itt megemelkedett a gránátok mennyisége, de különösen az amfibolok, ezen belül a magmás eredetű amfibolok előfordulási arányai mutatnak ugrásszerű gyarapodást, ami a primer lehordási terület magmás eredetű összetevőinek megnövekedett jelentőségére utal. Hangsúlyozottan fontos kiemelni, hogy ebből a lehordási terület változása, de nem a gyökeres változása feltételezhető, hiszen az ásványok spektruma nem mutat teljesen eltérő megoszlást, a változás az egyes ásványtípusok egymáshoz viszonyított arányában érhető tetten, ott viszont igen szembeötlő.

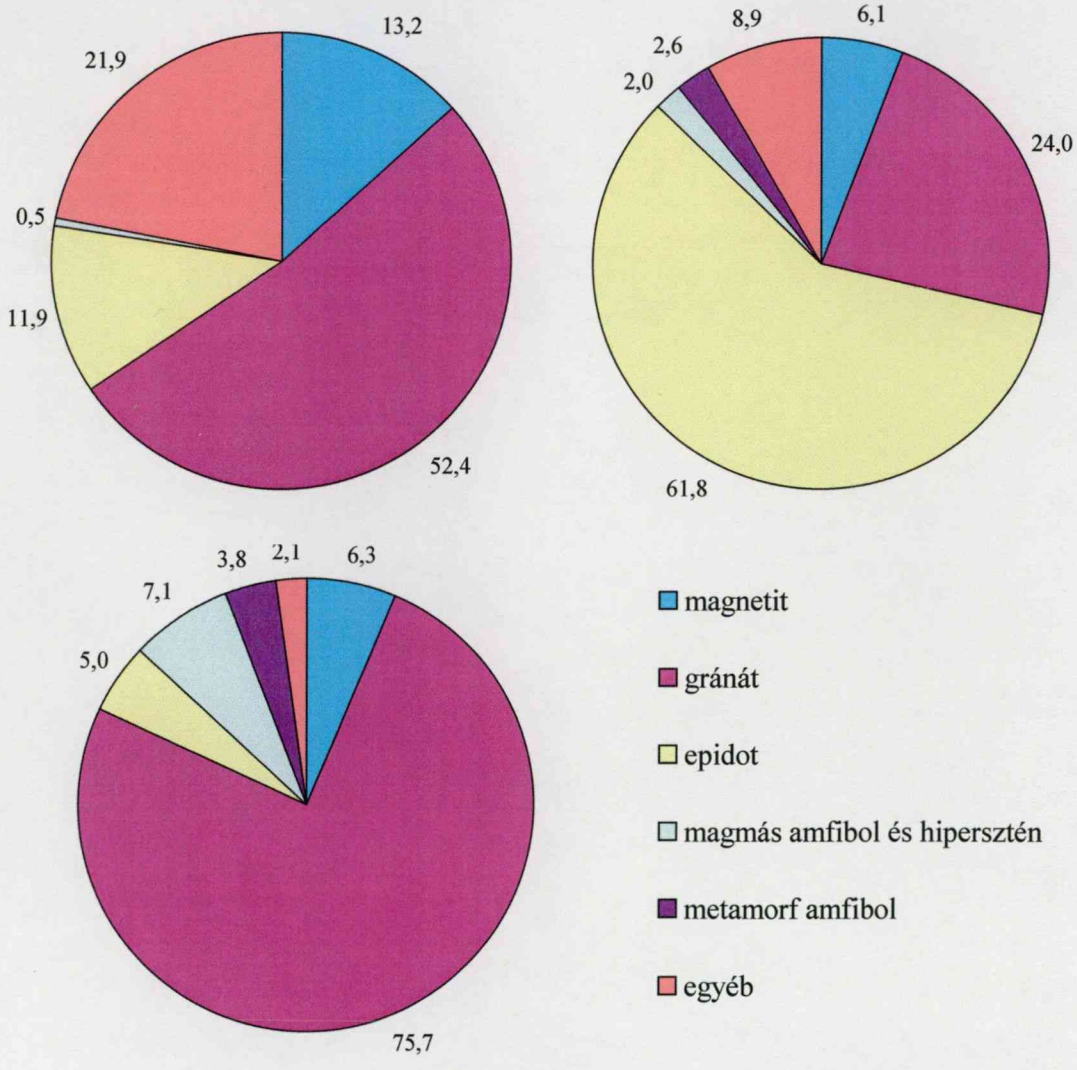
SZTE Egyetemi Könyvtár SZEGED

Az V. terasz esetében a magasabb kort feltételezve logikus következményként fogadható el a tapasztalati tény, hogy ezen az üledéktesten belül magasabb a mállott anyag részesedése. Kérdésként vetődhet fel azonban, hogy nem állhat-e fenn összefüggés az V. terasz mintáinak nagyobb mállott ásvány-tartalma (lásd: fent) és a IV. terasz magasabb arányú magmás eredetű összetevői között: nem lehet-e a feltételezhetően idősebb V. terasz anyaga a IV. terasszal azonos primer lehordási terület egy fokkal korábban képződött, érettebb, átalakultabb üledéke? Nem lehetnek-e azonos eredetűek az V. terasz mintáinak mállott ásványai és a IV. terasz üledékeiben előforduló, üde, még átalakulatlan magmás ásványos összetevők?

Feltételezve, hogy a mállott anyag nagy része a legkönnyebben bomló magmás összetevőkből származhat, megállapítható, hogy a mállott anyag az V. terasz üledékei esetében a IV. teraszhoz képest kétszerannyi ugyan (a különbség átlagosan 3,5 %), de a IV. terasz üledékei között az V. terasz anyagához viszonyítva jóval több (átlagos százalékértékben a különbség 7,1) az amfibolok aránya, tehát a kevéssé stabil amfibolok elbomlását feltételezve is – ezáltal némileg leegyszerűsítve a kérdést – az V. terasz üledékei között nagyobb bomlott anyag-mennyiségnek kellene előfordulnia, ha a két említett teraszképződmény esetében ugyanannak az üledéknek, különböző mértékben elmállott anyagáról lenne szó. Mégha a bomlott anyag eredetéül az V. terasz üledékeiben előforduló magmás összetevőket tekinthetnénk, akkor sem változhatna meg emiatt a IV. terasz nehézásvány-spektrumában az V. teraszhoz képest például az epidot-gránát arány, amely szignifikáns eltérést mutat a két fenti üledékcsoport mintái között.

A gránátok növekvő mennyiségét a dunai üledékek között általában az alpi behordódás felerősödésével hozzák összefüggésbe (*Pécsi M.* 1959b), ugyanakkor nem lenne szabad figyelmen kívül hagyni azt a tényt, hogy a gránátok egy jelentős része a börzsönyi és visegrádi-hegységi gránátos andezitváltozatokból is származhat (*Bogárdi J.* 1955). Sajnos, hogy az összehasonlító vizsgálatoknál felhasznált adatok összevontan kezelik a gránátok csoportját, a határozások nem terjedtek ki az egyes gránát ásványok fajtáinak, előfordulásuk gyakoriságának vizsgálatára, pedig ezek igen fontos tájékoztatást adhatnának az ősi Duna, Ipoly, Garam fejlődéstörténetére vonatkozóan. Megjegyzendő, hogy a gránátok aránynövekedése általában összefüggésbe hozható a befogadó medence környezetében zajló reliefenergianövekedéssel, a mállás intenzitásának hűvösebb-szárazabb éghajlaton való csökkenésével (*Balogh K.* 1991).

A fenti eredmények alátámasztása céljából célszerű a megvizsgált mintákat egy budapesti idősebb miocén és egy recens dunai anyaggal összevetni, ezzel eldönthető ugyanis, hogy mennyire tekinthetők szignifikánsnak az eltérések a vizsgált mintatömegben. A MÁFI említett építésföldtani térképezése során összegyűjtött adatokból elkészíthető volt a *Gödöllői homok* Nagytarcsa, Rákosliget, Ferihegy környéki homokos képződményeinek, Cinkotán a IV. terasz fekvőjében elhelyezkedő középső-miocén Fóti Formáció kavicsos üledékeinek nehézásvány-spektruma. Emellett *Gyuricza Gy.* jóvoltából rendelkezésre álltak a recens dunai homokanyagra vonatkozó vizsgálati eredmények is, amelyek alapján az eddigiekhez hasonló módon megrajzolható volt egy Csepel-sziget déli részére jellemző nehézásványos összetételi diagram is (*18. ábra*).



18. ábra: Cinkotai középső-miocén *(balra fent),,* kistarcsai, rákosligeti, ferihegyi pliocén korú *(jobbra fent),* és a Csepel-sziget déli részéről származó recens*(alul)* homokos-kavicsos összletek mintáiban előforduló nehézásványok átlagos százalékos megoszlása.

A kárpáti korú Fóti Formáció üledékanyaga a budapesti V. és IV. dunai terasz üledékeitől – egyéb tényezők mellett – nehézásványos összetétele alapján is elválik, azoknál jelentősen magasabb gránáttartalma, valamint minimális (0,5 %) magmás amfibol és teljesen hiányzó metamorf amfibol tartalma révén. Epidottartalma a IV. terasz anyagával közel azonos, az V. terasz anyagánál viszont kevesebb.

A *Gödöllői homok* anyagában az epidot (62%) uralkodik, amely elnyomja a gránátok mellett a többi összetevőt is. Az V. terasz bentonitos agyaggal fedett részében ehhez képest az epidot részesedése alig feleekkora, mert a *Gödöllői homok* mintáihoz viszonyítva a magnetit százalékos aránya kétszeresére, a metamorf amfiboloké négyszeresére nő, a gránátok aránya pedig egyharmaddal növekszik. Ez az arányeltolódás jóval nagyobb mértékű lehordási területbeli változással azonosítható, mint amilyen az V. terasz alsó kavicsképződménye és a IV. terasz anyaga között bizonyítható. Bár a *Gödöllői homok*ban már mindegyik ásványcsoport előfordul, amely a biztosan már dunai származású teraszanyagokra jellemző, erőteljesen kimutatható benne a pannóniai képződményekre általában jellemző magas epidot-tartalom (*Szabóné Drubina M.* 1981), amely a peremi pannóniai képződményeknek a homok képződésével egyidejű lepusztulásáról tanúskodik. Az epidotnak az V. terasz bentonitos agyag feletti részéhez hasonló magas részesedése azt a feltételezést is megengedi, hogy a dunai idős hordalékkúp épülése folyamán ennek a felső kavicsképződménynek az anyaga a peremi, magasabb morfológiai helyzetű Gödöllői-dombság homokanyagából lehordás útján gazdagodhatott.

A csepeli mintákat megfigyelve kitűnik, hogy a jelenkori dunai anyagban a gránát olyannyira nagy jelentőségűvé válik, hogy a magmás eredetű amfibolok és hipersztének csoportját leszámítva (amelynek aránya a IV. terasz üledékanyagához hasonlóan cca. 7%), az összes egyéb ásványtípusokat háttérbe tudja szorítani, a vizsgált mintatömegek közül kiemelkedve a jelenkori dunai homokanyag nehézásvány-tartalmának ¾-ét adja.

6.4. A vizsgálati eredmények összefoglalása

A fenti vizsgálatok alapján az a korábbi feltételezés, hogy a budapesti IV. dunai terasz teljes egészében a helyenként alatta fekvő, északon morfológiailag magasabb helyzetben lévő V. terasz képződményeiből, a Gödöllői-dombságból lefutó időszakos vízmosások által áttelepített, átmosott lejtőüledék lenne (*Szabóné Drubina M.* 1981), nem nyert megerősítést.

Sőt, a nehézásvány-vizsgálatok segítségével igazolhatóan a IV. terasz üledéktömege magasabb gránát és magmás amfibol, alacsonyabb epidot tartalma révén határozottan elkülönül az V. terasz anyagától. A vizsgálatok arra is rámutattak, hogy a két kavicstest lerakódása között a lehordási terület megváltozott, de nem gyökeresen módosult. A magmás eredetű komponensek növekvő szerepe vélhetően a börzsönyi-, visegrádi-hegységi irányú behordódás felerősödését jelzi, de emellett a két összlet hasonló származása, hasonló elsődleges lehordási területe is igazolható. Ugyancsak a lehordási területben bekövetkezett erőteljes változás állapítható meg a *Gödöllői homok* és az V. terasz bentonitos agyaggal fedett alsó kavicsteste között. Az V. és a IV. terasz kavicsképződménye a nehézásványok vizsgálata segítségével az idősebb miocén és a recens dunai homokos-kavicsos képződményektől is határozottan elválasztható, azoktól eltér.

7. A Pesti-síkság kavicsanyagának görgetettség-vizsgálata

7.1. A CPV-vizsgálatok célja

A törmelékes üledékes kőzetek alaktani vizsgálatának az az alapgondolata, hogy a szemcse körvonalában és felszíni sajátságaiban – méretétől függetlenül – tükröződik a leülepedés előtti „története" (*Balogh K.* 1991). Magyarországon a kavicsok szemcsealakjának jellemzésére leginkább a görgetettségi értéket használják. Ennek mérésére a *Szádeczky–Kardoss E.* által 1933-ban kidolgozott ún. *CPV-módszer* (lásd: később!) terjedt el, hazai eredete mellett azért, mivel ez már a szállítás kezdetéhez fűződő kopást is jelzi és az alkalmazott módszerek közül a leginkább jellemzőnek és használhatónak ez tűnik (*Jámbor Á.* 1965).

A kavicsgörgetettség-vizsgálatokat *Pécsiné Donáth É.* egyaránt alkalmasnak tartja a mellékfolyók, illetve abráziós kavicsok egymástól való elkülönítésére, a morfológiailag egymástól élesen el nem választható teraszok azonosítására, a teraszok hovatartozásának és korának megállapítására, emellett egy völgykeresztmetszeten belül a folyó vízgyűjtőterületén és a klímában bekövetkezett jelentősebb változások kimutatására is (*Pécsiné Donáth É.* 1958).

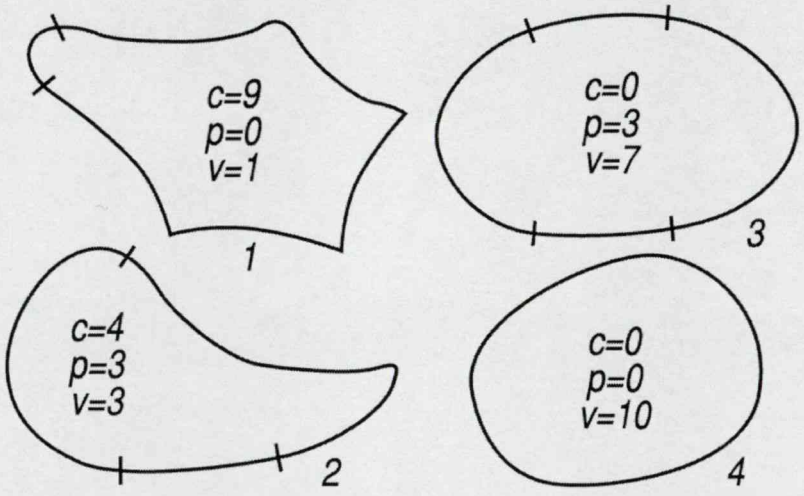
A folyóvízi kavicsok görgetettsége – azonos anyagi összetétel mellett – annak az útnak a hosszától függ, amelyet a folyóban görgetve lerakódási helyükig megtettek. A görgetettségből a szállító folyó abszolút hosszát kiszámítani azonban aligha lehetséges – noha *Strausz L.* közöl erre képleteket –, hiszen a kavicsnak a mederben megtett útja nem lehet azonos a folyóhosszal (*Strausz L* 1949).

Egy üledékmintán belül az azonos anyagú és azonos méretű szemcsék görgetettségének gyakorisági-eloszlásából a relatív szállítási úthossz meghatározható. Többmaximumos görgetettségű üledék, széthúzódó görbe esetén feltételezhető, hogy „kevert" eredetű kavicsanyag ülepedéséről van szó (*Juhász Á.* 1996).

Vizsgálataim a Budapest körzetében lévő negyedidőszaki kavicsos képződmények görgetettségi jellemzőinek felderítését célozták, arra a kérdésre keresve a választ, hogy a kavicstestek elkülöníthetőek-e görgetettség-vizsgálatok segítségével, illetve megfordítva a kérdést, rendelhetők–e jellegzetes kavicsgörgetettség-értékek a különböző kavicstestekhez?

7.2. A módszerről

A *CPV*–módszer a szemcsék alakját azok három egymásra merőleges síkban meghatározott méretének a viszonyával fejezi ki úgy, hogy a kavics főmetszeteiben mért konvex (*V*), sík (*P*) és konkáv (*C*) görbületi hosszak tízelékeit tekinti mérőszámnak ($C + V + P = 10$). A gömbszerűség[8] kifejezésére Szádeczky–Kardoss E. a $V + P/2$ értéket tartja a legalkalmasabbnak. Minél nagyobb a szemcse *V* értéke, annál jobban közelít alakja a gömbéhez (*Jámbor Á.* 1965) (*19. ábra*).



19. ábra: A kavicsszemcsék kerekítettségének meghatározását célzó mérések elve *Szádeczky–Kardoss E.* nyomán (*Balogh K.* 1991) - a módszer leírását lásd: fent!

A dunai hordalékok görgetettségi értéke különböző szemnagyságokban más és más. A folyómedri örvényekben az üledékanyag forogva görgetődik előre – minél nagyobbak, annál erőteljesebben –, így 0,3 mm-től 20 mm átmérőjű szemcsékig a görgetettségi fok növekszik. A 20 mm-nél nagyobb átmérőjű minták görgetettségi értéke – minthogy az ennél nagyobb kavicsok csak a körülöttük lévő apróbb szemcséjű üledék elmosása következtében, nem örvényekben, hanem a mederfenéken gördülve haladnak előre –, ismét csökken (*Pécsi M.* 1959b, *Jámbor Á.* 1965).

A homokfrakció görgetettségi foka pedig az eltérő szállítási mód miatt természetesen kisebb, mint a közepes kavicsoké. A kopás következtében hosszabb szállítási távolságnál egyre

[8] A törmelékes szemcsék gömbszerűségének és kerekítettségének kifejezésére főként a múlt század első felében születtek megoldási kísérletek, lásd: *Wentworth C. K.* 1919, *Wadell H.* 1932, *Riley C. M.* 1941, *Krumbein W. C.* 1941, *Cailleux A.* 1952, *Aschenbrenner B. C.* 1956.

inkább csak az ellenálló kőzetek kavicsai maradnak meg. Ezért a folyóvízi összletek legjellemzőbb anyaga a kvarcit.

Pécsiné Donáth É. a kavicsok görgetettségének összehasonlítására legalább 25 db 10–20 mm legnagyobb átmérőjű kvarc-kvarcit anyagú kavics vizsgálatát tartotta szükségesnek (*Pécsiné Donáth É.* 1958, *Pécsi M.* 1959b).

A görgetettségi vizsgálatok céljából a Pesti-síkság területéről 19 mesterséges feltárásból – legtöbbször bányaterületről – 1108 db, 15–20 mm legnagyobb átmérővel rendelkező kvarc- illetve kvarcitkavics–szemcsét gyűjtöttem be. *Pécsi M.* és *Pécsiné Donáth É.* 1959-ben a terepi mérési lehetőség megteremtése céljából a 10 tízelék osztálynak tíz fényképtáblát készített, hogy a kerekítettség megadható legyen a táblákkal való vizuális összevetés alapján. A mérési idő minimálisra csökkentését a pontosság lényegtelen csökkentése árán sikerült így elérni (*Pécsi M. – Pécsiné Donáth É.* 1959). A fényképtáblák segítségével az egész minta átlagos görgetettségi értéke a különböző görgetettségi értékeknek a hozzájuk tartozó darabszámmal való összeszorzásával, utána ezekből számtani átlagot képezve számítható ki (*Pécsi M.* 1959b).

A budapesti III. terasz kavicsairól vizsgálat nem készült, mert mérésekre alkalmas mennyiségű kavicsanyag nem állt rendelkezésre.

Bebizonyosodott, hogy a görgetettségi átlagértékek vizsgálatánál a különböző görgetettségű kavicsok egy-egy mintán belüli százalékos gyakorisági értéke a fontosabb diagnosztikai bélyeg. Célszerűnek tűnt ezért ezek táblázatos összefoglalása *(2. és 3. táblázat)* mellett – néhány esetben –, a gyakorisági értékek közvetlen leolvasására alkalmas diagramok készítése is, amelyek jelentőségére már régebben *Strausz L.* (1949, 1952) felhívta a figyelmet.

7.3. A vizsgálati eredmények, következtetések

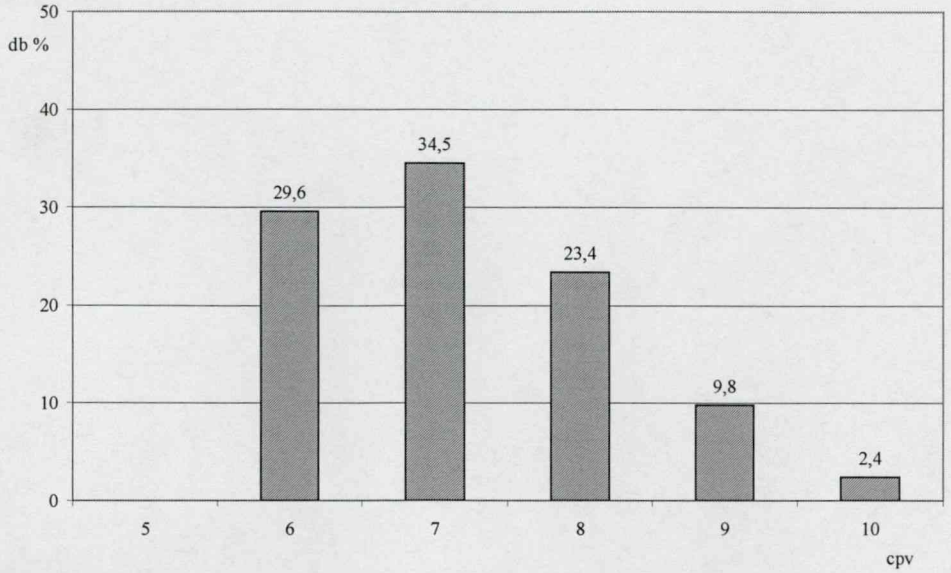
Az V. terasz kavicsanyagának görgetettsége vizsgálataim alapján 7,21–7,48 közötti átlagértékekkel jellemezhető. A 7 mintából 6 esetben 5-ös görgetettségű kavicsok nem fordulnak elő, a 10-es görgetettségi érték aránya is alig néhány százalék. A kavicsok görgetettsége dominánsan 7-es (*20-22. ábra*).

2. táblázat: Budapest környéki kavicsminták görgetettségi átlagértékei

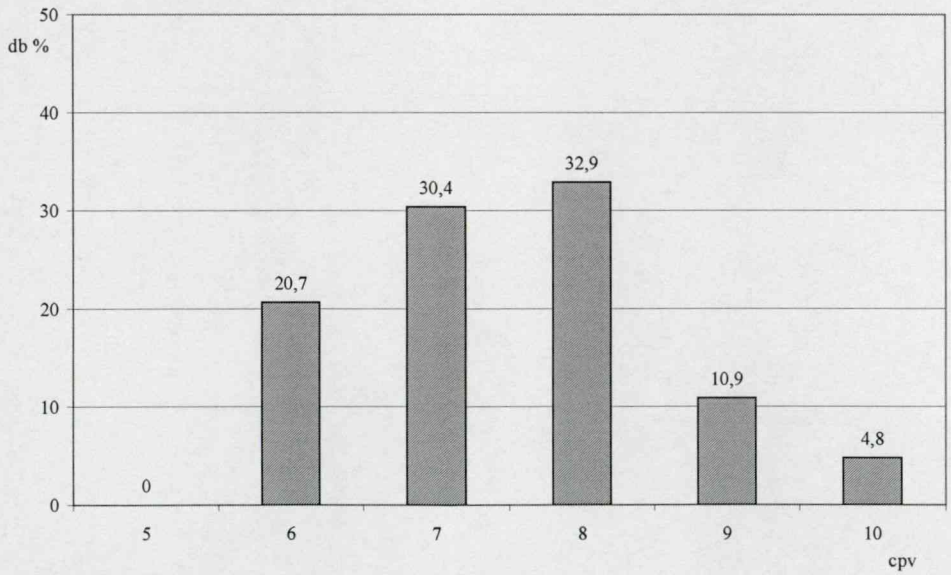
Sorszám	Relatív magasság	Név	I. terasz és ártér	II.a terasz	II.b terasz	IV. terasz	V. terasz	Domináns kavicsméret (mm)
			Görgetettségi átlagérték					
1	143	Mogyoród					7,21	12 - 16
2	133	Kerepestarcsa					7,32	12 - 16
3	135	Kerepestarcsa					7,41	12 - 16
4	133	Kerepestarcsa					7,27	12 - 16
5	70	Rákoscsaba					7,48	24 - 48
6	37	Ferihegy					7,18	8 - 22
7	32	Vecsés				7,47		24 - 48
8	45	Pestszentlőrinc				7,68		24 - 48
9	27	Gyál				7,51		24 - 48
10	21	Gyál			7,87			12 - 16
11	10	Taksony		7,41				12 - 16
12	7	Dunavarsány	7,43					16 - 64
13	6	Délegyháza	7,55					16 - 64
14	6	Délegyháza	7,44					16 - 64
15	5	Kiskunlacháza	7,46					16 - 64
16	5	Kiskunlacháza	7,56					16 - 64
17	5	Kiskunlacháza	7,38					16 - 64
18	6	Bugyi	7,52					16 - 64
19	6	Bugyi	7,35					16 - 64

3. táblázat: Budapest környéki kavicsminták görgetettségének eloszlása

Sorszám	Név	5		6		7		8		9		10		Összes		Domináns kavicsméret (mm)
		v + p/2														
		db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	
1	Mogyoród	–	–	24	29,6	28	35	19	23	8	9,8	2	2,4	81	100	12 - 16
2	Kerepestarcsa	–	–	11	19	30	49	8	15	8	14	2	3,3	59	100	12 - 16
3	Kerepestarcsa	–	–	20	29	20	29	13	19	15	21	2	2,8	70	100	12 - 16
4	Kerepestarcsa	2	3,2	12	20	20	33	17	28	9	15	1	1,6	61	100	12 - 16
5	Rákoscsaba	–	–	17	21	25	30	27	33	9	11	4	4,8	82	100	24 - 48
6	Ferihegy	–	–	10	23	15	34	11	30	5	11	1	2,2	44	100	8 - 22
7	Vecsés	–	–	24	23	29	28	32	30	18	17	2	1,9	105	100	24 - 48
8	Pestszentlőrinc	–	–	12	22	11	20	17	31	10	19	4	6,8	54	99	24 - 48
9	Gyál	–	–	17	24	15	19	22	34	12	17	4	5,7	70	100	24 - 48
10	Gyál	–	–	6	13	14	30	11	23	12	26	4	8,5	47	100	12 - 16
11	Taksony	2	5,4	6	16	12	32	8	22	9	24	–	–	37	100	12 - 16
12	Dunavarsány	4	6,4	13	21	14	23	16	26	13	21	2	3,2	62	100	16 - 64
13	Délegyháza	1	3,4	5	17	8	28	10	34	2	6,8	3	10	29	100	16 - 64
14	Délegyháza	3	10	4	14	7	24	9	31	5	17	1	3,4	29	100	16 - 64
15	Kiskunlacháza	–	–	13	27	11	22	17	35	5	10	3	6,1	49	100	16 - 64
16	Kiskunlacháza	2	4,3	7	15	13	28	13	28	9	20	2	4,3	46	100	16 - 64
17	Kiskunlacháza	2	5,1	8	21	8	21	13	33	7	18	1	2,5	39	100	16 - 64
18	Bugyi	2	4,3	9	20	12	26	12	26	8	17	3	6,5	46	100	16 - 64
19	Bugyi	5	6,7	13	18	15	20	25	34	13	18	3	4	74	100	16 - 64



20. ábra: 81 db 15–20 mm legnagyobb átmérőjű kvarckavics görgettségének eloszlása – V. terasz, Mogyoród Juhállás-i felhagyott kavicsbánya - az oszlopok felett az adott görgetettségi érték százalékos aránya van feltüntetve

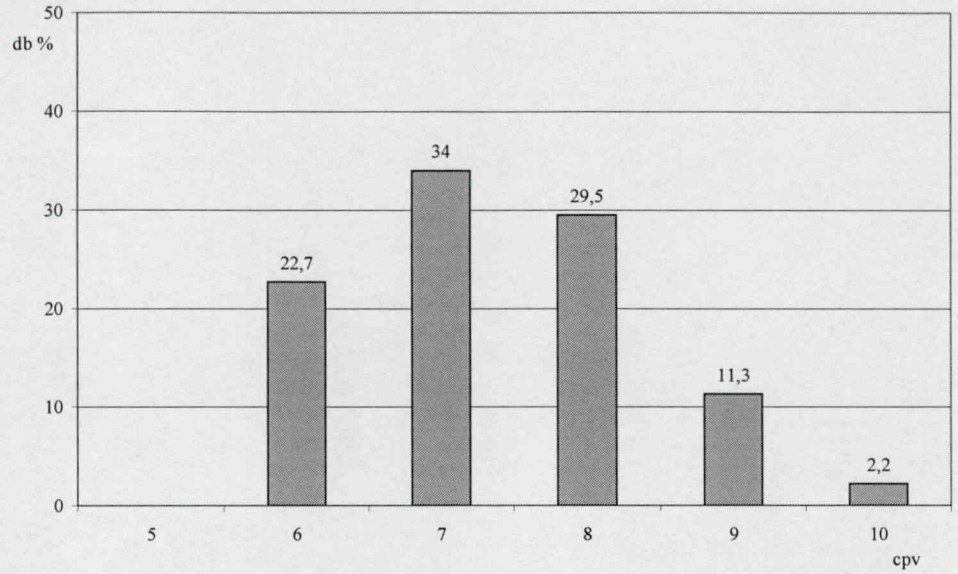


21. ábra: 82 db 15–20 mm legnagyobb átmérőjű kvarckavics görgettségének eloszlása – V. terasz, Rákoscsaba Naplás úti felhagyott kavicsbánya

A vizsgált kavicsanyag 6–8 közé eső görgetettségi értékei dunai hordalékanyagra engednek következtetni[9] (*Pécsiné Donáth É.* 1959), ugyanakkor kizárólag csak a szemcsék alaki sajátosságai alapján az eredet nem tűnik bizonyíthatónak.

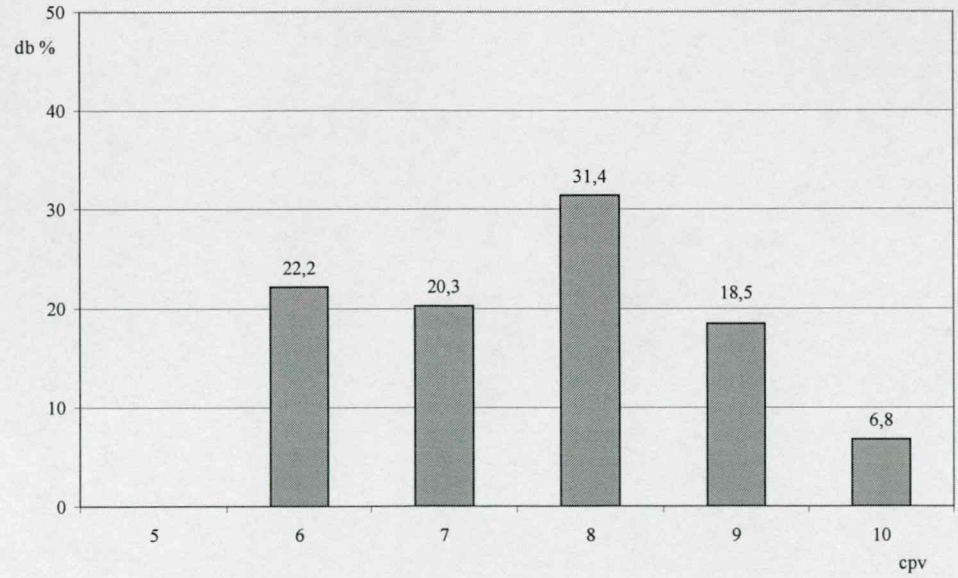
[9] Az idősebb kavicsleplek eredetével kapcsolatban vannak olyan értelmezések, amelyek szerint azok nem dunai származásúak, hanem anyaguk idősebb dél-cserháti miocén durvatörmelékes összletekből és vulkanitokból halmozódott át (legutóbb: *Szabóné Drubina M.* 1981). A középső-miocén kárpáti emeletbeli Fóti Formáció csomádi Magas-hegyeről származó kvarckavicsainak koptatottsága vizsgálataim alapján közepesnek vagy gyengének minősíthető. A vizsgált 132 db 15-20 mm legnagyobb átmérőjű kvarckavics görgettségi átlagértéke 5,63. A 4-es, az 5-ös és a 6-os görgettségű kavicsok részesedése 82 % volt úgy, hogy a vizsgált kavicsok között 9-es görgetettségű csak 12 db, 10-es görgetettségű viszont egy sem volt.

A rákoscsabai Naplás úti kavicsbánya anyagának görgetettsége a többi mintáét felülmúlja, a 8-as és a 10-es görgetettségű kavicsok aránya itt a legmagasabb. Az ugyanebbe a szintbe tartozó ferihegyi kavicsok értékei az északabbi területektől nem különböznek *(22. ábra).*



22. ábra: 44 db 15–20 mm legnagyobb átmérőjű kvarckavics görgettségének eloszlása – V. terasz, a ferihegyi repülőtér 2B termináljánál lévő építési gödör

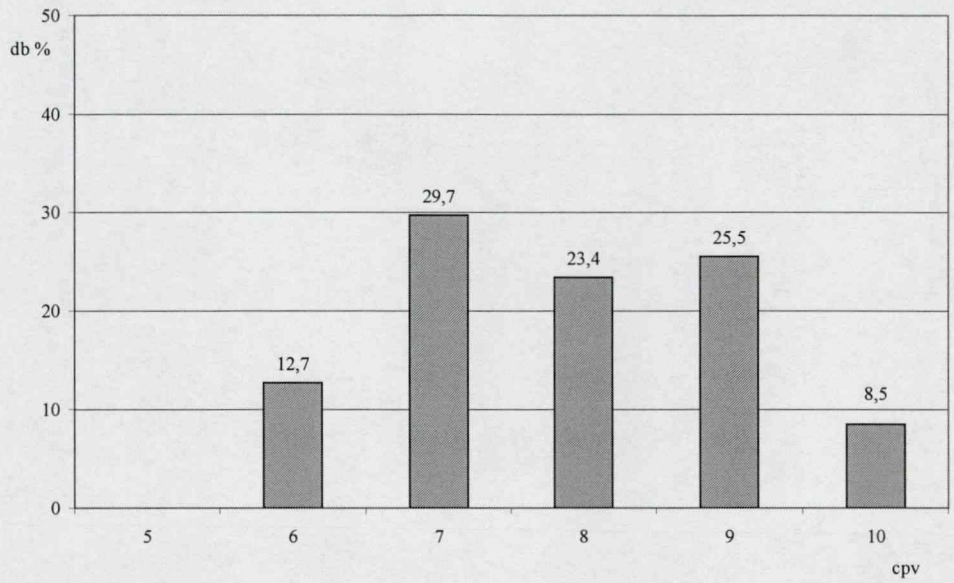
A IV. terasz görgetettségi átlagai 7,47–7,68 közötti, az V. terasznál magasabb értéket mutatnak. Leggyakrabban a 8-as görgetettségi fok fordul elő, a 7-es aránya az idősebb kavicstesthez képest visszaesik. A 6-os, 7-es és a 8-as értékek kiegyensúlyozott arányban vannak jelen. Az idősebb kavicstesthez képest több a 10-es görgetettségű kavics (*23. ábra*).



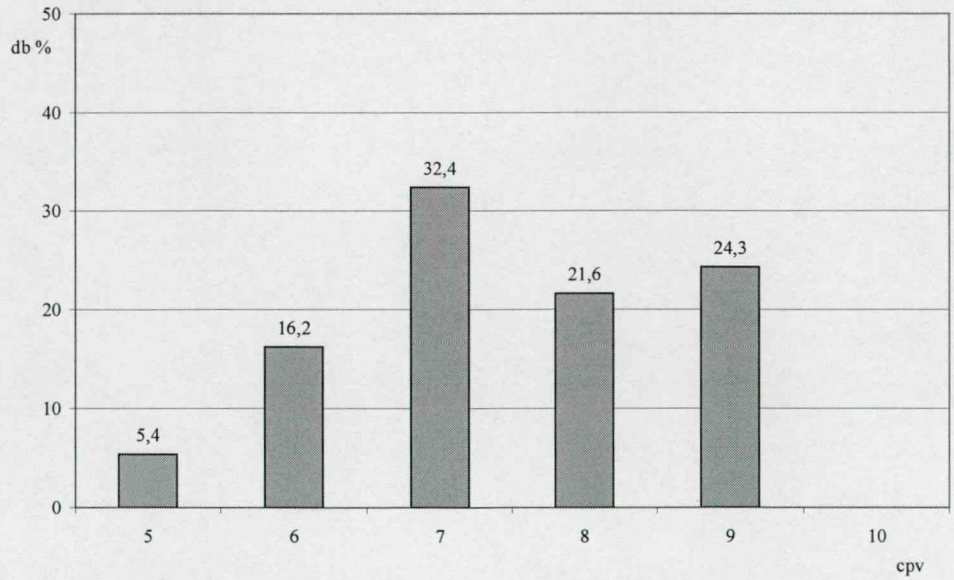
23. ábra: 54 db 15–20 mm legnagyobb átmérőjű kvarckavics görgettségének eloszlása – IV. terasz, Pestszentlőrinc, sashegyi meteorológiai állomásnál lévő bánya

Noha a IV. terasz anyaga a helyenként alatta fekvő idősebb kavicsanyagból is gazdagodhatott, a gyakorisági görbéi háromból kétszer nem szórnak az átlagosnál jobban.

A kavicsos üledékek között legmagasabb görgetettségi átlagértéket (7,87) a II/b. terasz esetében mértem, a II/a. terasz átlagértéke (7,41) az V. teraszhoz hasonló (*24-25. ábra*).



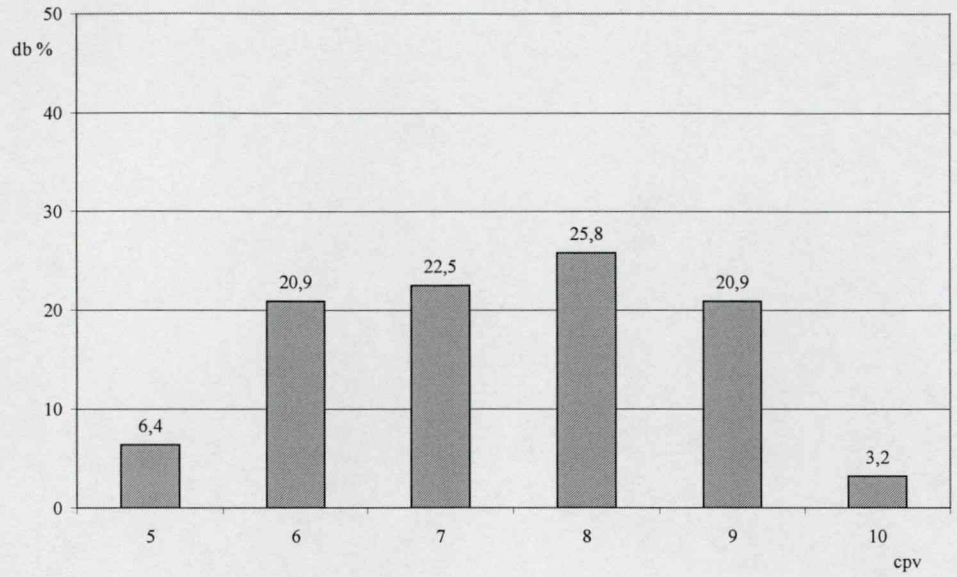
24. ábra: 47 db 15–20 mm legnagyobb átmérőjű kvarckavics görgettségének eloszlása – II/b. terasz, felhagyott bánya Gyál határában



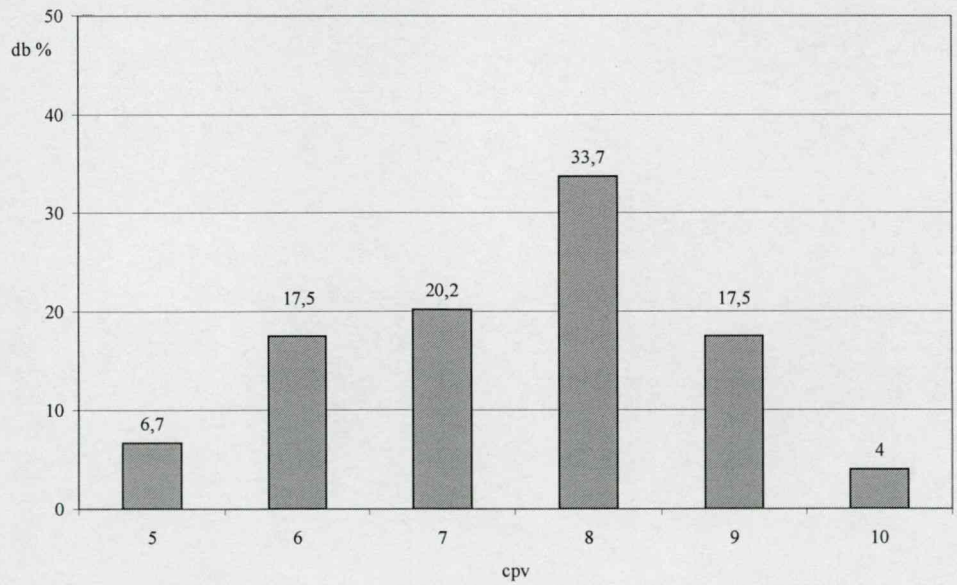
25. ábra: 37 db 15–20 mm legnagyobb átmérőjű kvarckavics görgettségének eloszlása – II/a. terasz, a taksonyi Homokpad Kft. bányája

Mindkét „városi" terasz gyakorisági görbéje enyhén kétmaximumosnak tűnik. Előbbinél a 7-es görgetettségi érték uralkodik, ami a IV. teraszhoz képest a domináns értékben visszaesés, utóbbinál a 7-es és 9-es értékek a leggyakoribbak. Ezzel szemben a Budapesttől délre lévő

ártéri szintű kavicsmező üledékanyagának görgetettségi átlagértékei 7,35–7,56 között változnak (*26-27. ábra*).



26. ábra: 62 db 15–20 mm legnagyobb átmérőjű kvarckavics görgettségének eloszlása – magas ártéri szint, Dunavarsány Méhes Kft. bányája



27. ábra: 74 db 15–20 mm legnagyobb átmérőjű kvarckavics görgettségének eloszlása – magas ártéri szint, Bugyi Kavics-Beton Bt. bányája

Itt 8 mintából három kivételével a 8-as görgetettségi érték volt a meghatározó, 6 esetében a minták gyakorisági eloszlása erősen szimmetrikus volt.

A kavicsos képződmények görgetettségi vizsgálatai során kapott értékek alapján úgy tűnik, hogy összehasonlításra a görgetettségi átlagérték kevésbé jól használható mérőszám, mert

hasonló *V + P/2* érték aránylag közel egyforma, vagy nagyon is eltérő gömbölyítettségű szemcsékből is kiadódhat. Kisebb uralkodó görgetettségi értékei ellenére az átlagos értéke egy mintának nagyobb lehet, mint egy nagyobb uralkodó értékekkel rendelkező másik, átlagértékben „alulmaradó" minta esetében. A fenti lehetőséget a IV. és a II/b. terasz értékei példázzák. Ezért a különböző görgetettségi értékek százalékos gyakoriságnak leolvasására is alkalmas diagramoknak a jelentősége igen nagy. A kérdéses besorolású kavicstestek hovatartozását is pontosabb a leggyakoribb görgetettségi érték alapján megadni, a beazonosításra az átlagértékek helyett inkább a gyakorisági értékek tűnnek használhatónak.

A kavicsgörgetettségi vizsgálatok értékelésekor nem szabad figyelmen kívül hagyni azonban azt a kevéssé hangsúlyozott tényt, hogy a folyóvízi kavicsok görgetettsége a szállítási úthossz mellett elsősorban az illető üledék *szemcsenagyságának a függvénye is* (*Jámbor Á.* 1965)! Nagyobb kőzetdarabok társaságában ugyanazon frakció jobban lekerekítődik, intenzívebb az attríció, lévén a durvább szemcsék erőteljesebben ütődnek egymáshoz, a finomabbakat is erőteljesebben munkálják meg. Emiatt, ha egy rétegsor (vagy kavicstest) esetében végig ugyanazon frakció koptatottságát vizsgáljuk, vizsgálataim alapján bizonyos mértékben az illető réteg (vagy kavicstest) *domináns* szemcsenagyságától függő értéket kapunk. *Jámbor Á.* fent említett kéziratában (*Jámbor Á.* 1965) a görgetettségi értékeket az adott üledék *átlagos* szemcsenagyságától tartja függőnek. Az átlagos szemcseméret azonban nem tükrözi az üledék szemcseeloszlási sajátosságait, helyette a szemcseeloszlási görbe lokális maximumaiból számítható *domináns* szemcsenagyság tűnik meghatározóbb értéknek.

Görgetettségi vizsgálataim alapján az adott mintában legnagyobb arányban előforduló görgetettségi értékeket leginkább az adott kavicstest domináns szemcseméretével tartom korrelálhatónak (*Burján B.* 2000a). A fentiek igazolására elegendő a „városi" teraszok és az ártéri kavicsanyag domináns görgetettségi értékeit, a szóban forgó kavicstestek meghatározó szemcsenagyságával összevetni. Az idősebb és a fiatalabb pleisztocén kavicsteraszok uralkodó szemcsemérete 12–16 mm és a leggyakrabbak a 7-es görgetettségű kavicsok (átlagérték 7,87 és 7,41) miközben az ártéri kavicsanyag uralkodó szemcsemérete 16–64 mm és a 8-as görgetettségű kavicsokból van a legtöbb (átlagérték 7,46). Hasonló következtetést vonható le a többi kavicsterasz ugyanezen értékeinek összevetésekor is.

A nagyon magas görgetettségi átlagértékű II/b. teraszkavicsok esetében *Pécsiné Donáth É.* felvetette, hogy ezek interglaciális idején kavicsolódtak fel (*Pécsiné Donáth É.* 1959). Annak figyelembevételével, hogy az átlagérték helyett inkább a kavicsmintában legnagyobb

százalékban előforduló görgetettségi érték (jelen esetben ez 7-es) jellemző egy üledékre, nem feltétlenül kell interglaciális korú felhalmozódást feltételezni a kavicstest kialakulásában.

7.4. Összefoglalás

A különböző dunai eredetű üledékek *CPV–módszer* segítségével mért görgetettségi értéke alkalmas az egyes terasz szintek jellemzésére és egymástól való elkülönítésére azzal a megszorítással, hogy nem elsősorben a görgetettségi értékekből képzett átlagérték, hanem a különböző görgetettségekhez tartozó gyakorisági görbék összehasonlítása útján juthatunk pontos következtetésekre. A dunai teraszok kavicsszemcséinek görgetettségi értékét a szállítási úthossz mellett az adott teraszszint domináns szemcsemérete is befolyásolja.

Teljesen megbízható összehasonlításra a fentiek értelmében csak az azonos szemcsenagyság-eloszlású kőzetek, azonos frakcióinak, azonos anyagú kavicsai lennének használhatók (*Jámbor Á.*1965)! Ez a gyakorlatban nagyon megnehezíti pontos mérések elvégzését, mert a különböző genetikájú kavicsanyagok közt – a budapesti Duna szelvényben is – jelentős szemcsenagyságbeli különbségekkel kell számolni.

SZTE Egyetemi Könyvtár SZEGED 13.

8. A Pesti-síkság kavicsüledékeinek szemcseeloszlás–vizsgálata

8.1. A vizsgálatok célja

A kavicsos képződmények szemcseeloszlásának matematikai statisztikus paraméterekkel történő összehasonlító vizsgálatok során azt a kérdést vizsgáltam, hogy a főváros környéki kavicstestek szétválaszthatók-e ilyen típusú vizsgálatok segítségével, rendelhetők-e jellegzetes szemcseeloszlási görbetípusok az egyéb szempontok alapján elkülönített kavicsokhoz? Az alapfeltételezés az volt, hogy szemcseeloszlási alapon (!) azok a teraszok tekinthetők különböző üledéktesteknek, amelyek között ilyen tekintetben jellegzetes különbségek mutathatók ki.

A teraszok között megmutatkozó szemcseméretbeli különbségekre általánosságban a korábbi irodalomban már többen felhívták a figyelmet (*Schafarzik F.* 1918, *Bódi B.*1938, *Pécsiné Donáth É.* 1958, *Pécsi M.* 1959b, *Szabóné Drubina M.* 1981), az összehasonlító vizsgálatokat csak a terasztestek pontos szemcseeloszlási tartalommal való „megtöltése" tette lehetővé.

Strausz L. dunántúli kavicsokról szóló tanulmányában kifejezetten tagadja a kavicsok genetikájának megállapítását illetően a szemcseeloszlási görbék használhatóságát: "*csak a legritkábban sikerült valóban meggyőző következtetéseket vonni a szemnagyság arányából a kavicsok eredetére vagy szállítási irányára*" (*Strausz L.* 1952).

Duna-terasz kavicsok görgetettségi vizsgálatairól szóló cikkében *Pécsiné Donáth É.* érintőlegesen szemcseeloszlási kérdésekkel is foglalkozott, megállapította, hogy a dunaszentmiklósi öreg-hegyi édesvízi mészkő alatt települő VII. teraszhoz sorolt pliocén üledék szemcseeloszlási görbéje elválik a dunaalmási kőpite-hegyi szintén édesvízi mészkő alatt települő VI. terasznak besorolt pleisztocén teraszanyag görbéjétől. Szerinte "*ez újabb lehetőséget nyújt a pliocén teraszoknak a pleisztocén teraszoktól való elkülönítésére*" (*Pécsiné Donáth É.* 1958).

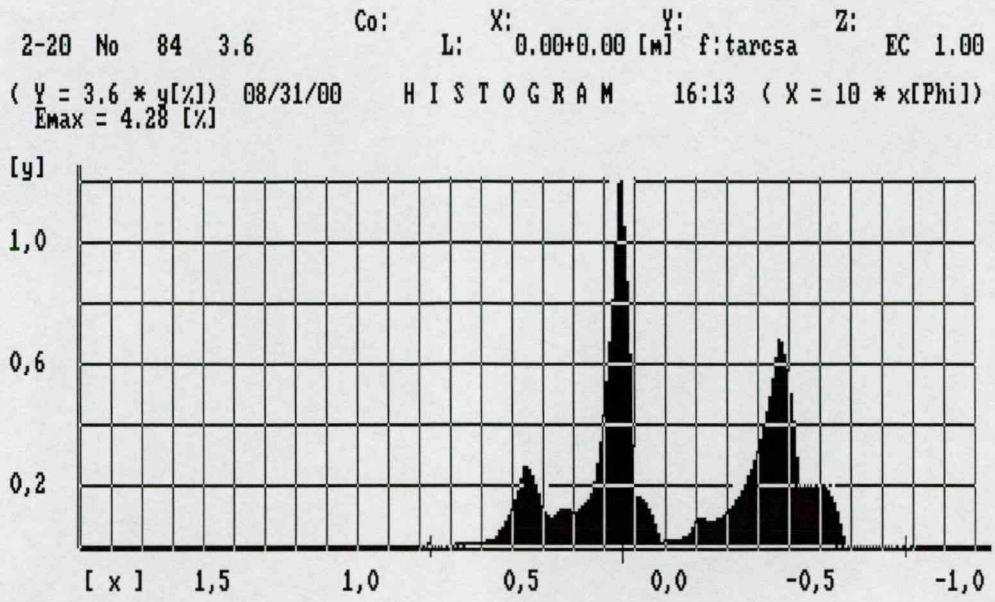
A Pesti-síkság kavicsos-homokos folyóvízi lerakódásainak példáján most egy olyan új anyagvizsgálati módszert ismertetek, amely a területre vonatkozó szerkezetkutató, építésföldtani térképező, építőipari nyersanyagkutató, vízföldtani céllal mélyített fúrások dokumentációinak részletes elemzése segítségével, a kőzet felhalmozódási körülményeiről ad információkat és ennek következtében új eszközként felhasználható nemcsak teraszok, hanem egyéb kőzettestek szemcseeloszlási alapon történő elkülönítésére is (*Burján B.* 2001b, 2002a).

8.2. Az új típusú szemcseeloszlási vizsgálatok módszertana

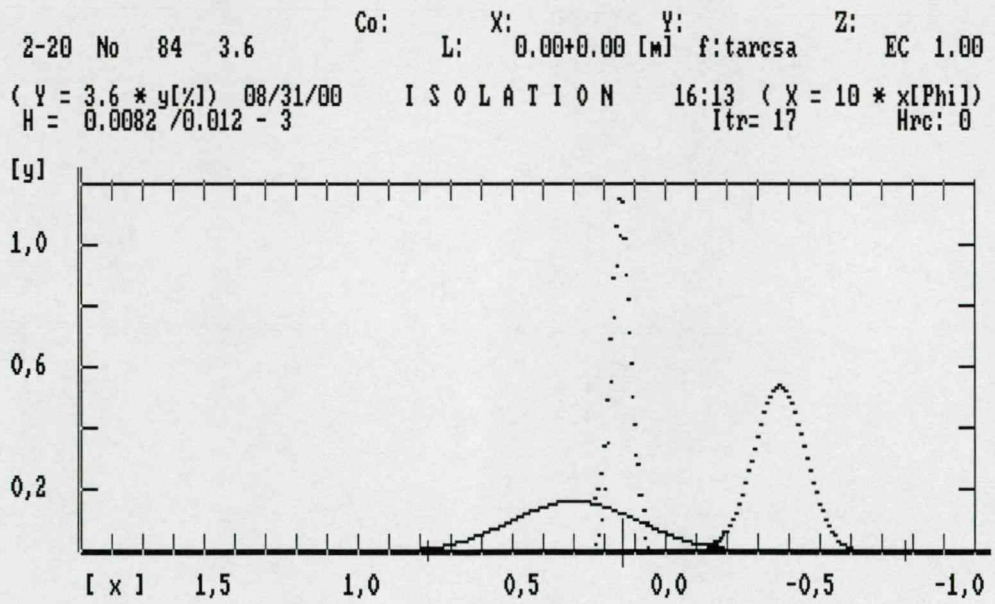
Egy üledékes kőzet mintáinak szemcsenagyságát a leülepedés során ható, illetve posztszedimentációs folyamatok befolyásolják. Az adott pillanatban leülepedő üledéktömeg szemcseméretét döntően meghatározza a rendelkezésre álló kiindulási anyag szemcsemérete, az üledékgyűjtőbe beáramló anyag mennyisége, a szállítóközeg energiája, dinamikája és olyan egyéb tényezők, mint az éghajlat, az üledékgyűjtő topográfiája, az üledékgyűjtő süllyedésének mértéke. A leülepedést követően a cementáció és a diagenezis során a kialakult szemcseeloszlást „felülbélyegezheti" autigén (főleg agyag) ásványok keletkezése, a cementációs folyamatok miatti másodlagos szemcseméret-növekedés, a szemcsepopulációk utólagos keveredése (*Tóthné Makk Á.* 1985, *Burján B.* 2001c).

A korszerű szemcseeloszlás-vizsgálatoknál a figyelem újabban a moduszra (a gyakorisági görbe azon pontja, ahol annak helyi maximuma van) irányul, amely az ülepítő közeg átlagos mozgási energiájára utaló statisztikai paraméter. Egy eloszlásnak több modusza is lehet, mint ahogyan a természetes üledékek több modális populációból tevődhetnek össze (*Balogh K.* 1991).

Mivel az ún. átlagos szemcseméret szemcsepopulációkra való szétválasztása a vizsgálatok kiindulási alapja, elsőként a képződményeket harántoló építésföldtani- és kavicskutató fúrások mintáihoz tartozó szemcseeloszlási görbéken el kellett különíteni az adott görbe moduszait *(28-29. ábra)*. A szemcseeloszlási adatok modális populációkra való szétválasztása a MÁFI munkatársai, *Gyuricza György*, *Müller Tamás* és *Valkai László* által kifejlesztett *SAGUS (System for geological analysis of granulometric data of unconsolidated sediments - Laza üledékek szemcseösszetételi adatainak földtani értékelési rendszere)* számítógépes program segítségével volt megoldható (*Gyuricza Gy. et al.* 1999).



28. ábra: Három moduszú minta gyakorisági értékeinek hisztogramja a nagytarcsai 84. számú építésföldtani térképező fúrásból, 3,6 méter mélységből - Y = az amplitúdó értéke %-ban, y = az amplitúdó értéke relatív egységben, X = a szemcseméret abszolút értéke Φ értékben, x = a szemceméret érték relatív egységben



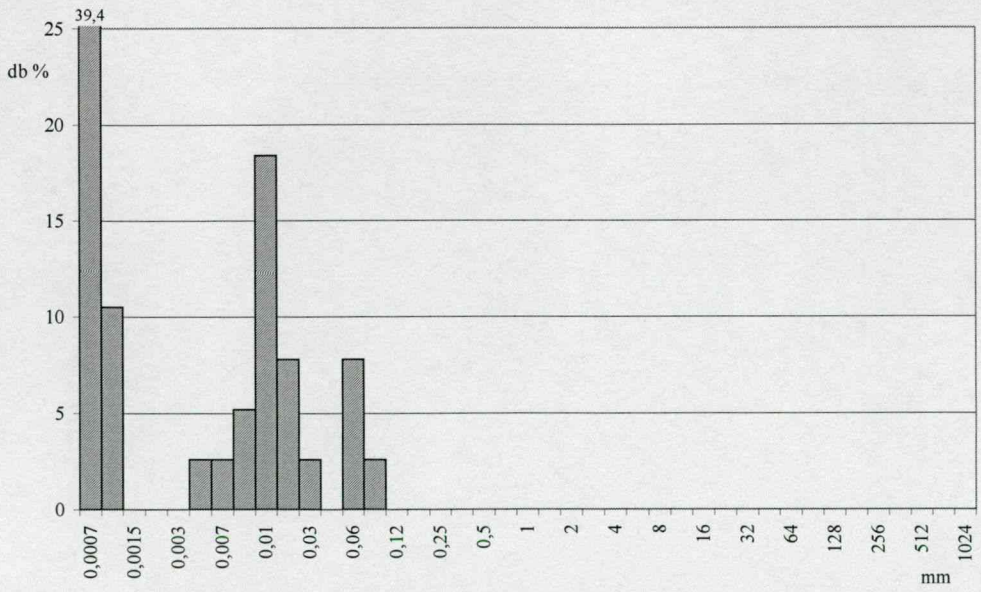
29. ábra: A három modusz izolációja a nagytarcsai 84. számú építésföldtani térképező fúrásból, 3,6 méter mélységből

A szemcseeloszlási adatokat a Budapest Építésföldtani Térképsorozata térképlapjainak az Országos Földtani és Geofizikai adattárban megtalálható alapadat-gyűjteményei, másrészt a Földmérő és Talajmechanikai Vizsgáló Vállalat kavicskutatási célú fúrásainak ugyancsak itt fellelhető dokumentációi tartalmazták.

1114 db szemcseeloszlási mintát feldolgozva rendelkezésemre állt olyan mennyiségű adattömeg, amely alapján az adott teraszhoz tartozó minták összes moduszának gyakorisági eloszlását ábrázolva, az elsődlegesen lehatárolt kavicstestek szemcseösszetételi alapú összevetése lehetséges volt. A bemutatandó diagramokon a vízszintes tengelyen a moduszok értéke milliméterben szerepel, a függőleges tengelyen az adott moduszhoz tartozó százalékos gyakoriság olvasható le (összesen 100 %), a szövegben a szemcsetartományok megnevezése a Wentworth-féle (1922) kategórianevek alapján történt (*Balogh K.* 1991).

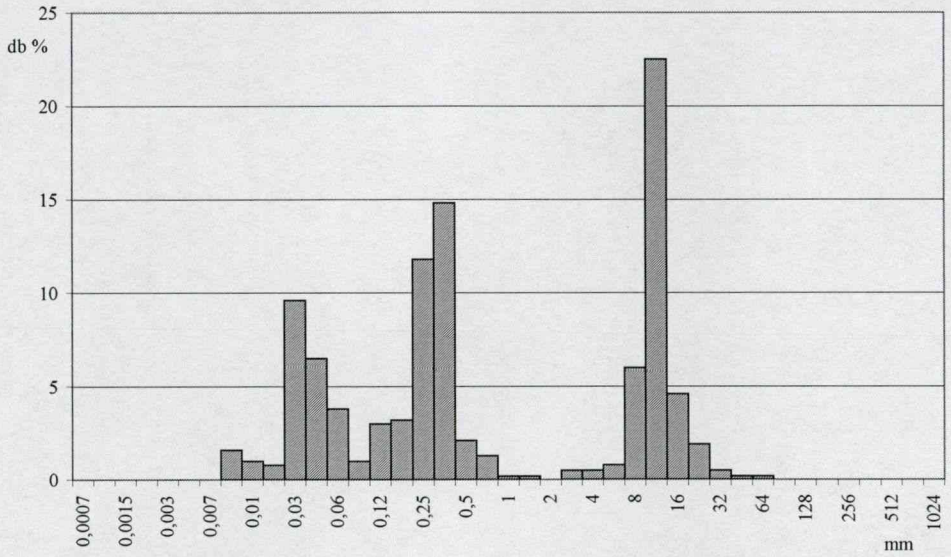
8.3. A vizsgálati eredmények, következtetések

A Pesti-síkságot keletről határoló dombvidéket a „homokkő pudingos" ún. *Gödöllői homok* építi fel (*30. ábra*), amelynek felső részén a mélyebben fekvő névadó homoküledékekhez képest már jelentősen finomabb összetételű, kevés finom homokot tartalmazó agyagos, kőzetlisztes „tarka agyag" jellegű képződmények kerülnek előtérbe. A dús csillámtartalmú, gyengén koptatott, helyenként kavicszinórokat is tartalmazó keresztrétegzett homokösszlet felépítésében általánosan elfogadott álláspont szerint a Duna mellett felvidéki folyók is részt vehettek (*Pécsi M.* 1959b). Újabban *Pécsi M.* a keresztrétegzett homokok között buckaszerkezeteket feltételez, egy részüket a pliocén hegylábfelszínképződés korrelatív üledékeivel hozza kapcsolatba (*Schweitzer F. – Scheuer Gy.* 1992, *Pécsi M.* 1996).

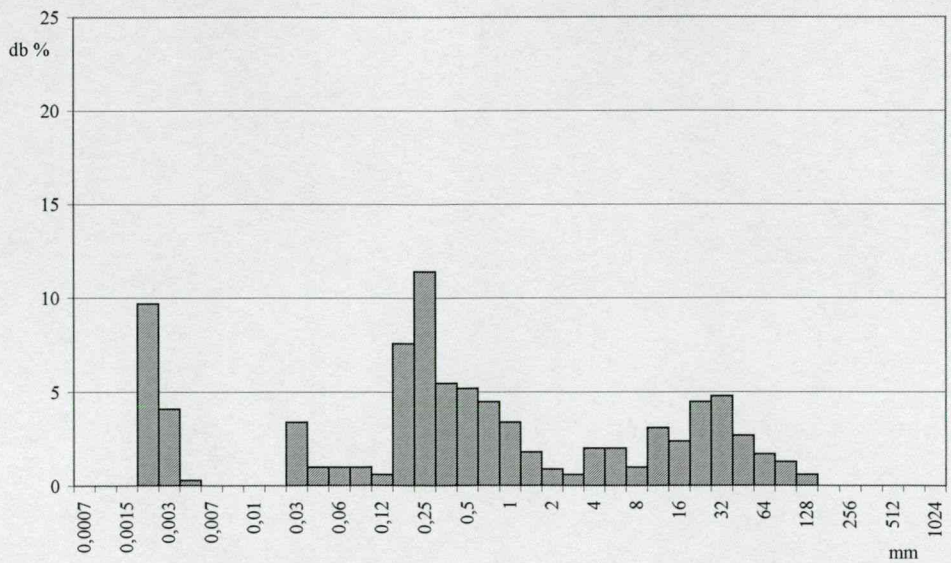


30. ábra – A *Gödöllői homok* moduszainak gyakorisági eloszlása - A vízszintes tengelyen a moduszok értéke milliméterben szerepel, a függőleges tengelyen az adott moduszhoz tartozó százalékos gyakoriság olvasható le (összesen 100 %).

A Pesti-síkság északkeleti peremén, a legtöbbször egységes genetikájúnak tekintett V. számú terasz kavicsteste több eltérő szemcseeloszlású üledékcsoportra tagolható. Az V. terasz morfológiailag magasabban, rétegtanilag mélyebben fekvő, bentonitos agyaggal fedett Kistarcsa, Mogyoród környéki üledékei a Szilas-pataktól északra döntően 12–16 mm közötti nagyon jól osztályozott aprókavicsból állnak, a finomszemű és a durvakavics teljesen hiányzik (*31. ábra*). A gyakorisági görbének még két maximuma van: az egyik a középszemű homoknál, a másik a durva iszap-finom homoknál jelentkezik. A bentonitos fedő alatti alsó kavicsszintben, de a Szilas-pataktól délre eső területen, Rákoscsaba, Rákosliget, Ferihegy, Pestszentlőrinc térségében a feltételezettől eltérő eloszlást tapasztalhatunk (*32. ábra*).



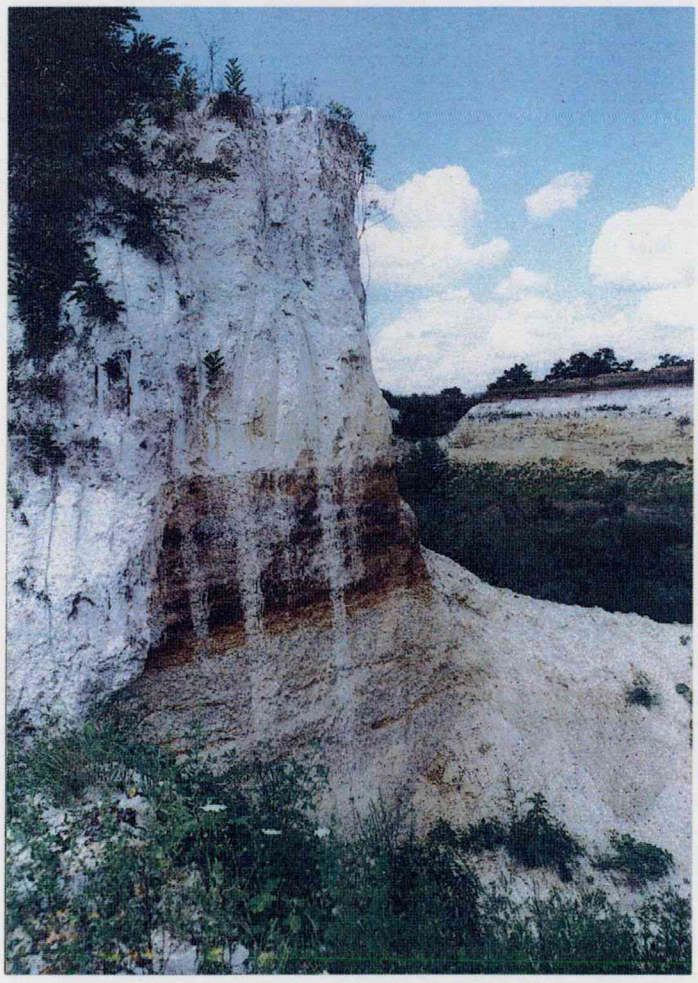
31. ábra: Kavicsos üledékek moduszainak százalékos eloszlása Mogyoród, Kerepestarcsa környékén (V. terasz északi része)



32. ábra: Kavicsos üledékek moduszainak százalékos eloszlása Rákosliget, Pestszentlőrinc környékén (V. terasz déli része)

Az északabbra fekvő területekhez képest a kavicsok mérete határozottan nő, az üledék osztályozottsága romlik. Az aprókavicsok aránya visszaesik ugyan, de a domináns kavicsméret a 24–48 mm intervallumra tevődik át, sőt 100 mm körüli durvakavics – leginkább andezit – sem ritka. A Szilas-pataktól északra lévő mintákhoz hasonlóan a második maximum a közép- és finomszemcsés homoknál jelentkezik, de feltűnő a durvahomok (0,5–2 mm) aránya. Az agyagnak a csekély jelenléte a minták egy részénél nyilván a felső bentonitos anyag bemosódásával magyarázható (*3. fénykép*).

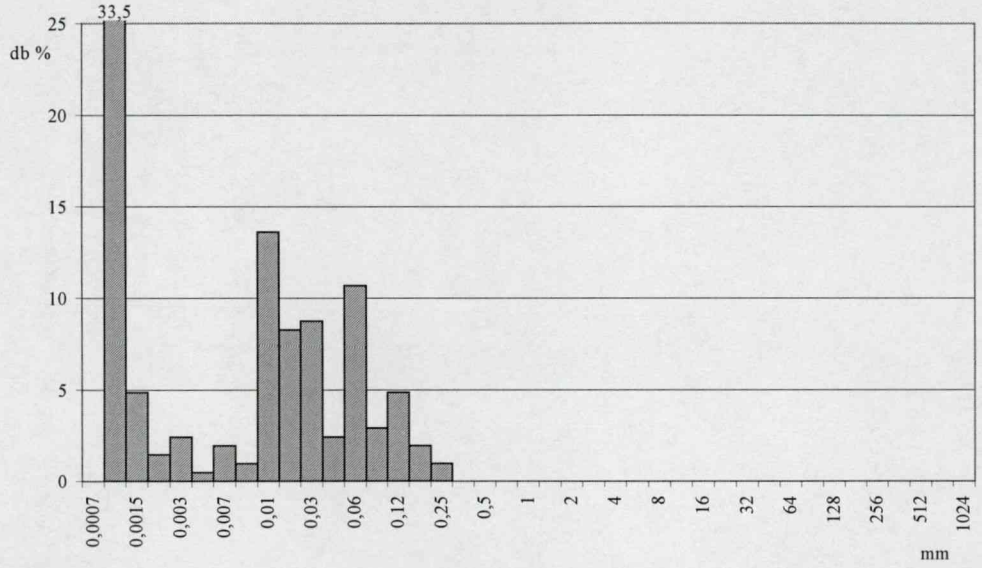
Elgondolkoztató, hogy a délebbi területek anyagának homoknál és a kavicsnál egyaránt jelentkező méretnövekedése nehezen egyeztethető azzal a szabályszerűséggel, hogy egy egységes hordalékkúp proximális részétől "kifelé" haladva a domináns szemcseméret csökken.



3. fénykép: Bentonitos agyag települ az V. terasz kavicsanyagára Rákoscsaba területén a Naplás úti felhagyott kavicsbányában

A fent említett zöldesszürke színű, képlékeny, karbonátgumós bentonitos agyag *Nemecz E.* vizsgálatai alapján Na-montmorillonitot tartalmaz, amely savanyú plagioklászok édesvízi

mállása során keletkezett úgy, hogy szárazulati állóvízbe hidrolízisre alkalmas kiindulási anyagok (ásványok) kerülnek vagy tufahullás, vagy folyóvízi behordás útján (*Nemecz E.* 1973). Jelen esetben ez utóbbi eset feltételezhető, a területen nagy mennyiségben felszínen is előforduló középső riolittufa anyaga tekinthető a bentonitos agyag kiindulási képződményének. Fordított paleomágneses helyzetű, kora ez alapján 3,5–5 millió évre tehető *(Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1 : 10 000 Geomorfológiai magyarázó (1981)).* A helyenként vele együtt előforduló vörösagyag keletkezésének kora vitatott: *Pécsi M.* (1980) a Rusciniumba helyezi a vörösagyagképződés optimumát, ezzel szemben *Jámbor Á.* (1997) az alsópleisztocénre és a középpleisztocén elejére (*33. ábra*).

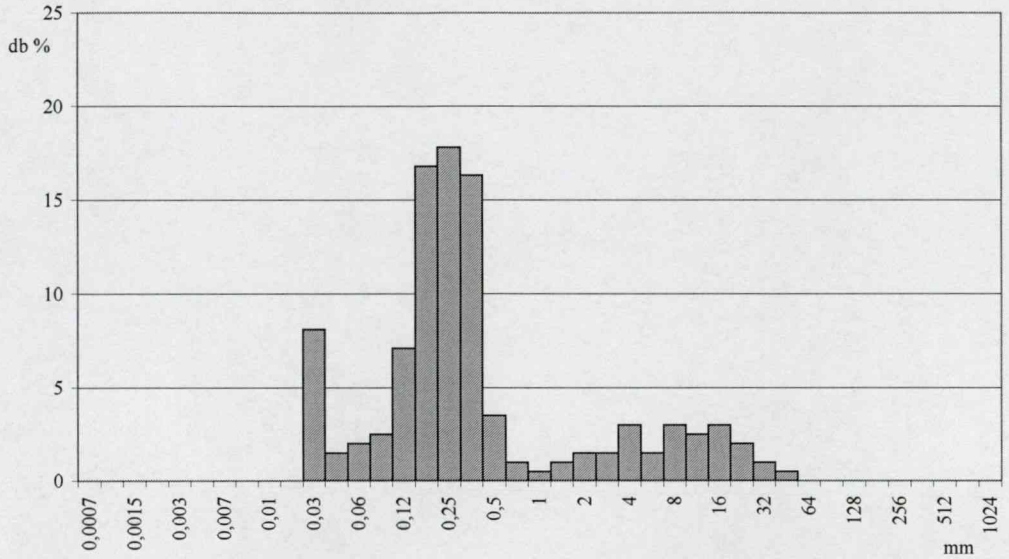


33. ábra: Bentonitos agyag moduszainak százalékos eloszlása Rákosliget, Ferihegy környékén (V. terasz déli része)

A bentonitos agyag mintáinak moduszaiból szerkesztett gyakorisági görbe viszonylagosan széthúzódó jellegét az agyagos-iszapos alapanyagban hintett, sokszor homokszemcse-méretű karbonátok okozzák, a mátrixtól elkülönült kalcit és dolomitszemcsék aránya 2–27 % (*Szabóné Drubina M.* 1977).

Ferihegynél a morfológiai alapon szintén az V. teraszhoz sorolt kavicsok moduszainak osztályozottsága hasonlóan a bentonittal fedett kavicsösszletéhez rossz, annál kissé finomabbak a kavicsok (a domináns szemcsenagyság 8–22 mm), a durvakavics teljesen hiányzik. A mintákban szembeszökő a finom- és középszemcsés homok mennyisége, a durvahomok teljes hiányával. A homokrétegek oldalirányban 20–60 méteren át követhetők, különösen a finomabb szeműek lencsések, gyengén ferde- és keresztrétegzettek (*34. ábra*). A Szilas-pataktól délre lévő bentonit alatti és feletti kavicsok azonos teraszba tartozása nem

látszik kétségesnek, a különbség talán azzal magyarázható, hogy hosszabb szállítás után a homokfrakció a kavicsok rovására erősen megnőhet. Ugyanakkor megfontolandó, hogy a bentonit feletti erősen homokos üledékek nem keletkezhettek-e áthalmozással az idősebb északabbi kavicsokból, ha elfogadjuk, hogy a Szilas-patak egészen a felső-pleisztocénig a Dunával párhuzamosan észak-déli irányban futott Vecsés irányába (*Leél-Őssy S.* 1953, *Scharek P.* 1975).

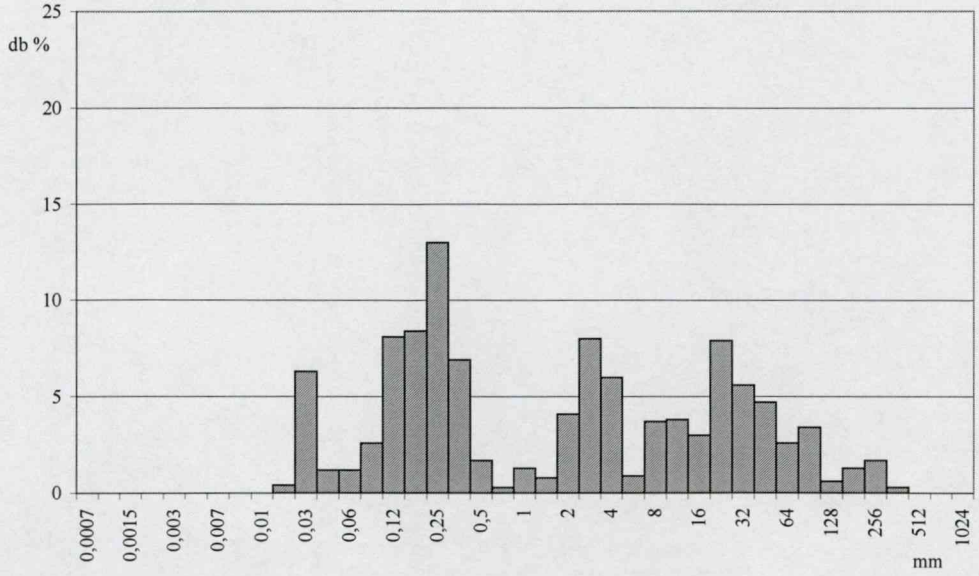


34. ábra: Kavicsos üledékek moduszainak százalékos eloszlása Ferihegy környékén (V. terasz déli része)

Az ópleisztocén IV. terasz üledékei a vizsgált képződmények közül a legosztályozatlanabbak, éppen emiatt a szomszédos kavicsképződményektől jól elkülöníthetők.

Jelentős százalékban előfordulnak benne 100 mm-nél is nagyobb görgetegek és ártéri finomiszapok is. Anyaga részben az alatta fekvő *Mastodon kavics*ból származhat, mert az V. terasz Szilas-pataktól délre lévő anyagához hasonlóan a kavicsok domináns szemcsemérete 24–48 mm. A minták közép- és finomhomok tartalma nagy. A kavicsok modális gyakoriságában azonban lényeges eltérés tapasztalható abban, hogy változatos anyagú, nem ritkán méteres görgetegek is vannak ebben a szintben és egyedül ennek a terasznak az üledékei közt fordul elő jelentős arányban finomszemű kavics.

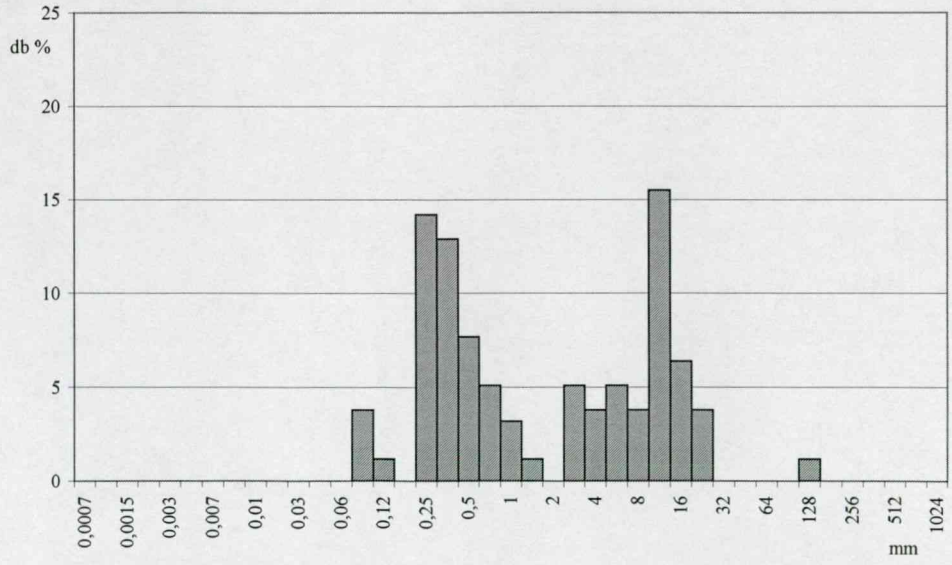
A szemcseeloszlási görbék elemzése után valószínű, hogy a IV. terasz anyaga részben az V. terasz anyagából mosódhatott át, de a finomszemű és az igen durva kavicsok jelenléte alátámasztja, hogy itt eredeti lepusztulásból származó kavicsanyag hozzákeveredése is nagy valószínűséggel feltételezhető (*35. ábra*).



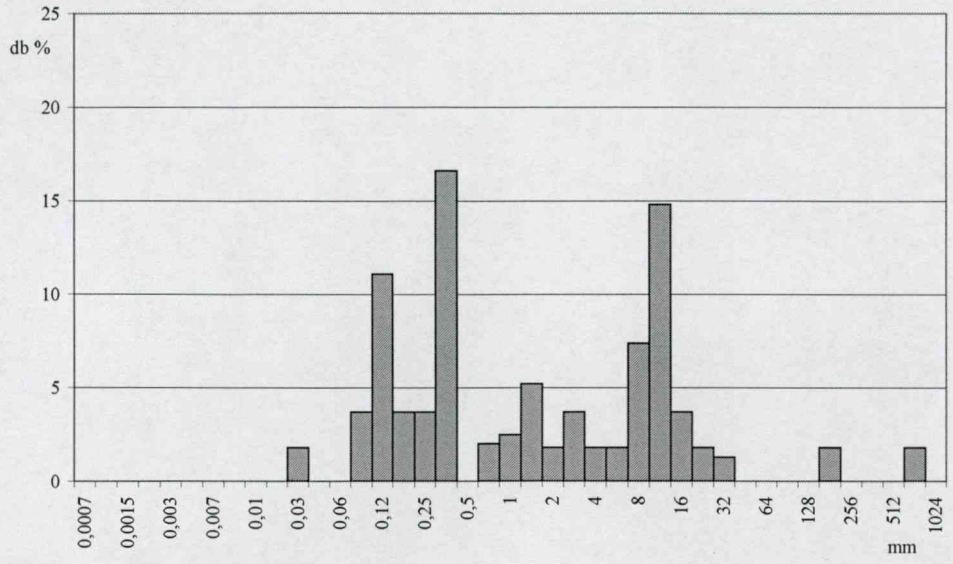
35. ábra: Kavicsos üledékek moduszainak százalékos eloszlása Pestszentőrinc, Rákoskeresztúr, Pestszentimre környékén (IV. terasz)

A morfológiai irodalomban III. teraszként jelölt középsőpleisztocén teraszról nem állt rendelkezésre kiértékelhető minta, mert a térképezés során Budapest belterületén sok helyről sziklateraszként írták le, a délebbi területek bizonytalan hovatartozású mintáiból pedig nem gyűlt össze kiértékelésre alkalmas mennyiségű adat.

A felső-pleisztocén korú II/a. és II/b. teraszok kavicsanyaga a moduszok százalékos gyakorisági eloszlása segítségével elválasztható egymástól (*36-37. ábra*).



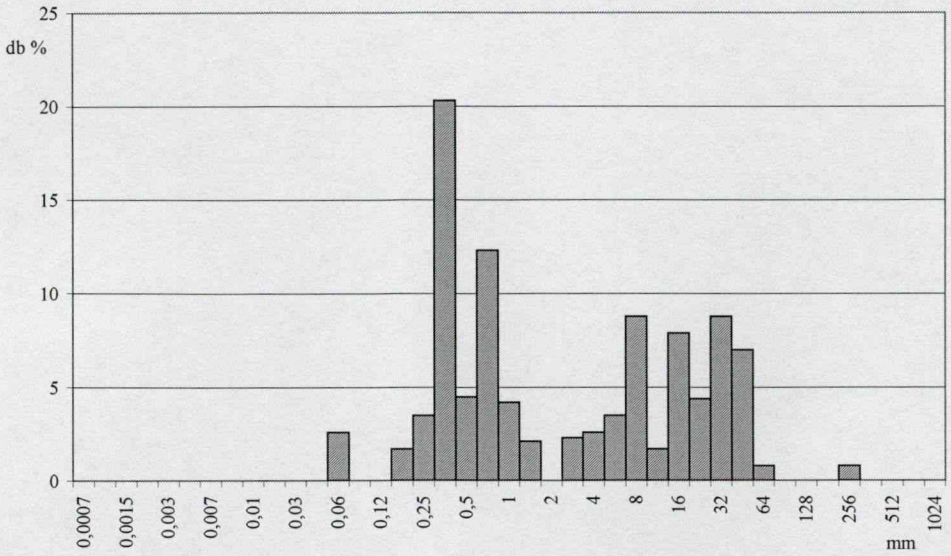
36. ábra: Kavicsos üledékek moduszainak százalékos eloszlása Pestszenterzsébet, Kőbánya, Soroksár környékén (II/b. terasz)



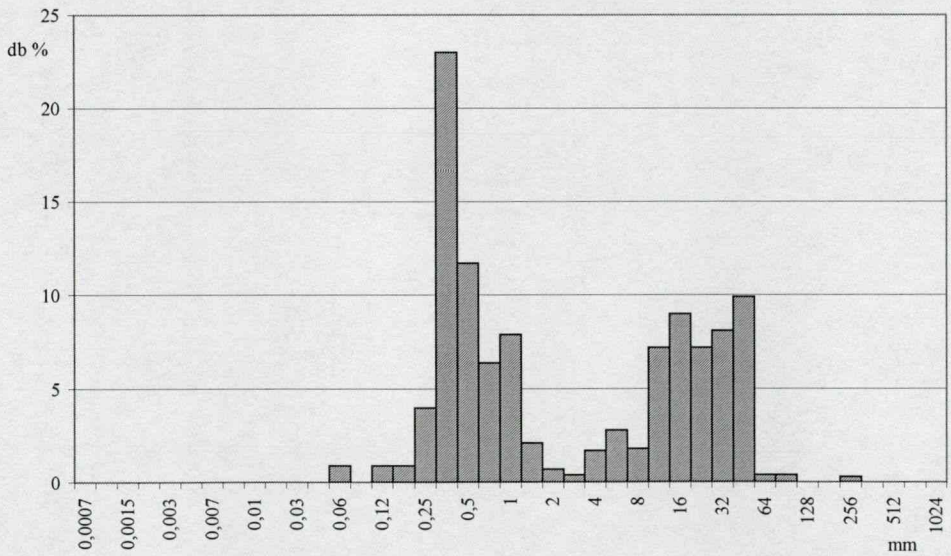
37. ábra: Kavicsos üledékek moduszainak százalékos eloszlása Pestszenterzsébet, Kőbánya, Soroksár környékén (II/a. terasz)

A két teraszanyag görbéje jó osztályozottságra utaló kétmaximumos lefutású, uralkodóan 12–16 mm-es aprókavicsok – bázisukon görgetegekkel – alkotják az üledékeket. Az eltérés abban mutatkozik, hogy a II/b. terasz anyaga némileg durvább, a kavicsanyag nagyobb százalékos részesedése okán. Az idősebb felső-pleisztocén üledéktestre (II/b. terasz) főként a közép- és durvahomokok a jellemzőek, a fiatalabb felső-pleisztocén terasz (II/a. terasz) esetében pedig a finomhomok is jelentős arányú. Anyaguk a moduszok elhelyezkedése alapján is a többi teraszanyagtól elválasztható, egymáshoz való hasonlóságuk pedig feltételezhetően hasonló genetikára utal.

Vizsgálataim alapján külön csoportot képez a Pesti-síkság Budapesttől délre lévő ártéri szintjeinek kavicsanyaga. A kavicsanyag moduszainak szemcseeloszlási görbéje alakjában nagymértékben hasonlít a pleisztocén végi teraszokhoz, az árterek kavicsanyaga a felső-pleisztocén üledékekhez hasonlóan igen jól osztályozott, jellegzetesen kiugró két maximuma van. Mégis tapasztalható eltérés: a görbe egyik maximuma a "*városi*" teraszokkal egyezően a középszemű homoknál (0,4 mm) van, a másik viszont azoknál durvább anyagot jelez. Ez az aprókavics felső határánál jelentkezik, itt 16–64 mm-ig terjed a kavicsok uralkodó szemcsenagysága, amely tehát jelentősen nagyobb, mint a II/a. terasz kavicsainak mérete (*38-39. ábra*).



38. ábra: Kavicsos üledékek moduszainak százalékos eloszlása-Taksony, Délegyháza, Bugyi



39. ábra: Kavicsos üledékek moduszainak százalékos eloszlása Alsónémedi, Ócsa környékén

Azt a visszatérő feltételezést (lásd: a kutatástörténeti fejezetben), hogy a fenti területen a fiatalabb fedőüledékek alatt, vagy velük egy szintben idősebb teraszok mélyebbre süllyedt részei feltételezhetők, a Taksony, Délegyháza, Bugyi alkotta háromszögben végzett vizsgálatok nem tudták megerősíteni, lévén az itteni homokos-kavicsos anyag szemcseeloszlási sajátosságai a vizsgált kavicstestektől eltérőnek mutatkoztak. Mindenképpen további vizsgálatokat érdemelne azonban az a tény, hogy a fenti terület 8–12 m-nyi kavicsanyga (*38. ábra*) szemcseeloszlási tekintetben teljesen azonosnak vehető a kelet felé 40–50 m-re kivastagodó és egyre mélyebb szinten található, ugyancsak ártéri szintbe sorolható Alsónémedi, Ócsa környéki terület kavicsanyagához (*39. ábra*).

Ugyancsak több figyelmet érdemelne a budapesti IV., II/b., II/a. teraszokban és az ártéri kavicsok között gyakori görgetegek kérdése is. A geográfusok körében általában elfogadott, hogy a görgetegek a folyóvízi anyagszállításban bekövetkezett éghajlati eredetű változásról tanúskodnak (*Pécsi M.* 1959b, *Marosi S.* 1962). *Kriván P.* (1973) szerint a sokszor mázsányi tömbök kriofragmentálás útján keletkeztek, azután közvetlenül hullottak, vagy a lejtőn áttelepítve vándoroltak a helyi erózióbázis, a Duna, illetve mellékpatakjai jegére. Jégtömbökbe fagyva végigúsztak a folyón, kiolvadva összekeveredtek a dunai hordalékkal. Egy 0,8–1 m átmérőjű gránittömb – amely viszonylag gyakori mérettartomány – elszállítására, 0,5 m-es jégtábla-vastagságot feltételezve, egy kb. 36 m^2 kiterjedésű jégtábla szükséges, a jégtáblák megtorlódása esetén, azok kivastagodása miatt pedig ennél kisebb jégdarab is elegendő.

Érdemes azonban néhány, a Budapesttől délre található kavicsbányákban megfigyelhető jelenségnek figyelmet szentelni: a görgetegek itt legtöbbször a kavicsos üledékek alján, a rétegoszlop legdurvább kavicsainak társaságában helyezkednek el, vagy néhány méterrel egymás fölött elhelyezkedve, rétegszerű képződményt alkotva a mederfenéki turbulens vízáramlások-szállította fenékhordalékkal tűnnek rokoníthatónak. Egyébként a folyamatosan érkező holtjégdarabokból kihulló görgetegeknek sem törvényszerű „szórtan" elhelyezkedniük a kavicstelepen belül, mert a későbbi időszakokban ezek az üledéktömegek úgy átdolgozódtak, hogy súlyuknál fogva lekerülhettek a kavicstelep aljára (*Burján B.* 2001a) (*4. fénykép*).

4. fénykép: Változatos anyagú görgetegek a Kavics Union Kft. bugyi bányájából

Az már inkább elgondolkoztató, hogy sokszor ugyanolyan kőzettípusból egyészen szögletes, de egyszerre szinte gömbölyűre kopott hömpölyök is felszínre kerülnek. A puhább, homokkő, mészkő anyagú tömbök koptatottságát okozhatja a mederfenéki görgetésük helyett sokkal inkább a nekikcsapódó kisebb kavicsszemcsék koptató hatása is (*Bogárdi J.* 1955), de a teljesen gömbszerű, szinte középkori ágyúgolyónak ható, 0,5 m-es átmérőjű gránitdarabok tökéletes lekerekítésére ez nem adhat magyarázatot, pedig ezek gyakran megfigyelhetők a terület bányáinak *„kulé"*-i között.

Az emelkedő középhegység előterében a Kisalföldet ülepítő medencének valló felfogás szerint a görgetegek tehát csak jégtáblák hátán úszva juthattak a Visegrádi-szoroson túlra, mert a Duna kisalföldi esése jelenleg kevés a durva kőzetanyag mederfenéki görgetve történő továbbszállításához (*Horusitzky H.* 1900, *Lóczy L.* 1914, *Pécsi M.* 1959b, *Somogyi S.* 1960, *Marosi S.* 1962, *Erdélyi M.* 1967, *Kriván P.* 1973). Ugyanakkor számos irodalmi adat utal arra, hogy a felső-pannóniaiban a Brucki-kapuban folyóvá alakuló Duna (*Somogyi S.* 2000) a jelenlegi felszínnél 100 méterrel magasabb kisalföldi hordalékkúpján közel normális eséssel átfolyhatott a jóval alacsonyabb Visegrádi-szoroson, a pleisztocénban tehát erőteljes anyagkihordás feltételezhető az Alföld irányába (*Sümeghy J.* 1953, *Pécsi M.* 1959b, *Marosi S.* 1962).

A régi Dunameder esése nagyobb volt a jelenleginél – *Károlyi Z.* gyűjtött erre meggyőző bizonyítékokat – a durva dunai hordalék görgetve is kijuthatott az Alföldre (*Károlyi Z.* 1957). A dunai feltöltés üteme lépést tartott a kisalföldi területileg differenciált, de intenzitásában egyenletes, évi 0,1-0,3 mm mérsékelt sebességű süllyedéssel, a pleisztocén folyamán tehát nem alakult ki mélyebb vízgyűjtő, a medencefeltöltés végig kompenzált volt (*Molnár P.* 1995a). Az őslénytani adatok ezzel egybeesően az Alföldhöz hasonlóan a Kisalföld zömmel alsó-pleisztocén kitöltését igazolják (*Kordos L.* – *Krolopp E.* 1990, *Jánossy D.* – *Krolopp E.* 1994).

A hajdani vízfolyások nagyobb hordalékmozgató erővel rendelkezhettek, különösen a jégkorszaki szabálytalan vízjárású területek folyóinak hordalékszállítása lehetett kiemelkedően nagy (*Kéz A.* 1958, *Jaskó S.* 1981), főleg az interglaciális és interstadiális szakaszokban érkezhetett az Alpok gleccservidékeiről rengeteg fagyaprózta törmelék (*Schafarzik F.* 1918, *Erdélyi M.* 1967, *Molnár P.* 1995b). A budapesti II/b. terasz „felkavicsolódás"-ának idejére vonatkozóan már korábban is felmerült annak részben interglaciális volta (*Pécsiné Donáth É.* 1958, *Pécsi M.* 1991). A „jégbefagyott" szállítási mód kizárólagossága megkérdőjelezhető, hiszen számos bizonyíték utal a mederbeli görgetés lehetőségére is (*Burján B.* 2001d).

SZTE Egyetemi Könyvtár SZEGED

8.4. Összefoglalás

Mindezek alapján megállapítható, hogy a különböző dunai törmelékes összletekhez jellegzetes szemcseeloszlási görbék tartoznak. A legidősebb dunai teraszképződmény, az ún. V. számú terasz esetében a moduszok gyakoriságai alapján legalább két eltérő üledékcsoport mutatható ki. A legtöbbször egységes genetikájúnak feltételezett kavicstest szemcseeloszlási moduszaiból képzett görbék eltérő lefutásúak a bentonittal fedett és a bentonitot fedő kavicsos képződményekben, ami a két – bentonittal elválasztott – kavicsszint eltérő képződési körülményeit igazolhatja.

Az V. terasztól a fenti pontos geostatisztikai módszerekkel is világosan elválasztható fiatalabb, pleisztocén terasz- és ártéri szintek – a pleisztocéneleji IV. teraszt kivéve – a moduszok gyakorisági eloszlását tekintve hasonlóak. A Pesti-síkság déli részén a kavicsminták moduszainak eloszlása azonban a fiatal pleisztocén "városi" teraszanyagok kavicsanyagának eloszlásától is eltérőnek mutatkozott.

9. A dunai teraszok üledéktípusainak vizsgálata

9.1. A vizsgálatok célja

Az üledékek keletkezési körülményeit tükröző kőzettani tulajdonságokat a földtan az ún. *litofácies* kategória alatt foglalja össze. A folyóvízi fácies család a vízfolyás szakaszjellege szerint makrofáciesekre bontható. Ezen belül például a középszakasz jellegű folyók lerakódásai között a mederkitöltés, a parti gát, az azt áttörő árvízi csatornák, az ártéri síkság és az övzátonyok fáciesei különböztethetők meg. Ezek közül az övzátonyok fölfelé finomodó fáciesét vályúsan vagy párhuzamosan rétegzett, finomhomokos vagy iszapos alfáciesek építik fel (*Balogh K.* 1991). A terület fejlődéstörténetének megismerésében elsőként alkalmazott vizsgálataim célja a fenti területen előforduló üledéktípusok leírása, az egykori folyóvízi üledékképződési környezet rekonstruálása volt. Azt vizsgáltam, hogy rendelhetők-e jellegzetes litofáciesek a Pesti-síkság különböző kavicsos képződményeihez?

A hazai kutatók közül újabban *Vermes J.* és *Molnár P.* (*Vermes J.* 1982, 1984, *Molnár P.* 1991, 1994) foglalkozott folyóvízi üledékek fácieselemzésével. Az általuk elkülönített 6 csoport: a *kollapszitok, szelektitek, zátonyüledékek, ártéri homokok, ártéri finomagyagok, kolmatitok*[10] jellegzetességeinek leírása alapvető segítséget jelentett vizsgálatok során.

9.2. A vizsgálati módszer leírása

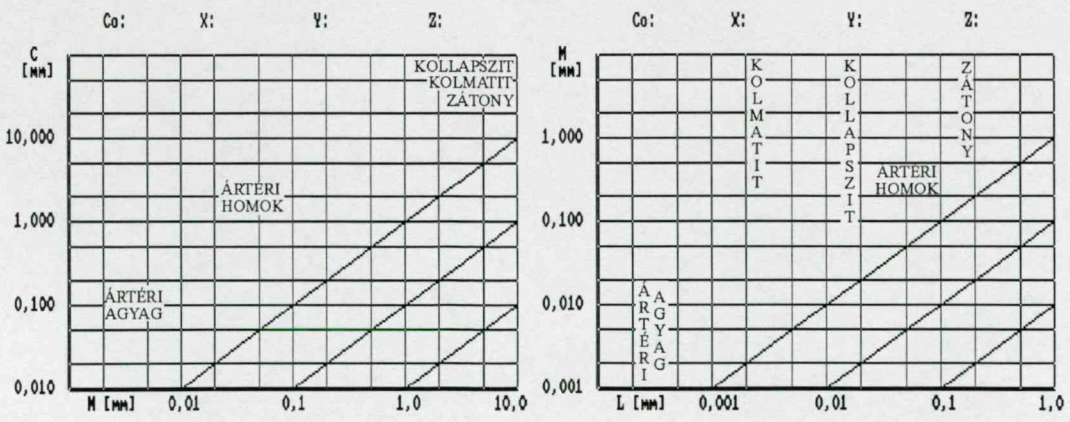
Az aktualizmus elve alapján, ismert litofáciesű fiatal üledékek szemcseösszetételi sajátosságai alapján fosszilis folyóvízi képződmények genetikájára is következtetni lehet. Ebből a célból az előző fejezetben ismertett 1114 db Budapest környéki kavicsos minta mindegyikét, szemcseeloszlási összeggörbéje alapján, a fenti 6 üledékcsoport valamelyikébe besoroltam. A csoportok előfordulási gyakorisága alapján kirajzolódott, hogy a kavicsképződményekhez jellegzetes üledékcsoportok tartoznak. A fáciesek segítségével

[10] Az általam használt elnevezések a szedimentológiában általános *Miall A. D.* (1977, 1978, 1985, 1992, 1996, 2000) féle fácieskódoknak a következőképpen feleltethetők meg: a homokos zátonyüledékek az *Sp*, az ártéri homokok és finomanyagok az *Fl*, a kavicsos zátonyüledékek, a kollapszitok, kolmatitok és a szelektitek a *Gm* fáciesekkel egyenértékűek, illetve azoknak alfáciesei.

bizonyítható volt különböző kavicsterületek összetartozása, illetve különállása (*Burján B.* 2001a).

Az összeggörbék általi csoportalkotás eredményeinek alátámasztása céljából a *Passega R.* által kifejlesztett CM diagram (*Passega R.* 1964) is alkalmazható, amelynek az az alapgondolata, hogy a lerakódási körülmények rekonstruálásakor a teljes szemcseeloszlási görbe leírása helyett elegendő csupán a durva frakciót szállító különböző áramlásfajtákat vizsgálni, mert a finom frakció szállítását befolyásoló tényezők minden áramlási típusban azonosak (*Balogh K.* 1991). Ez a kétváltozós diagram úgy állítható elő, hogy az üledékminta összeggörbéjén a 99. súlyszázalékhoz tartozó szemcseátmérőt (C), az üledék közepes durvaságát kifejező mediánhoz, azaz az 50. súlyszázalékhoz tartozó szemcseátmérőhöz (M) kell viszonyítani. A SAGUS program emellett lehetőséget nyújt a medián (M) és az összeggörbe 1. súlyszázalékához kapcsolódó szemcseátmérő (L) kétváltozós diagramban való ábrázolására is, ellenőrző céllal (*40. ábra*). Az volt az kérdés, hogy kirajzolódik-e valamilyen szabályszerűség a különböző fáciesek diagramon elfoglalt helyzetében?

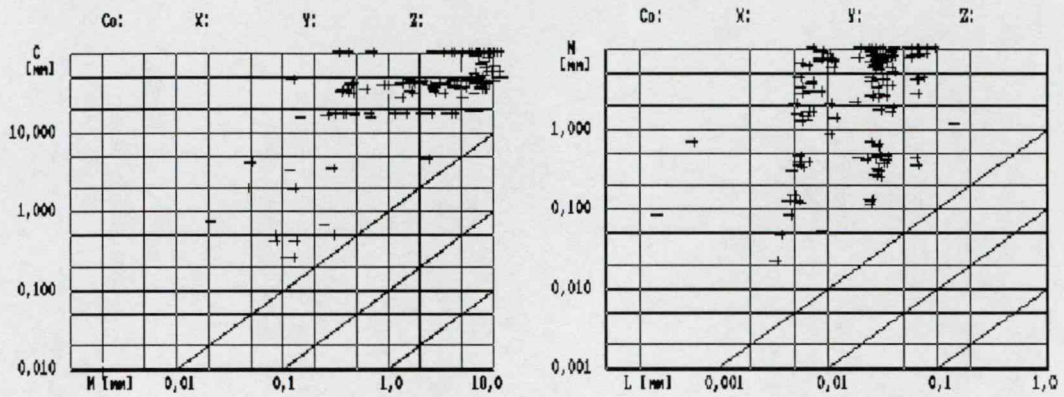
Figyelembe kell venni azonban, hogy különböző uralkodó szemcsenagyságú üledékek is, amelyek emiatt eltérő helyet foglalnak el a CM és ML diagramon, alkothatnak azonos litofácieseket, például finomszemű ill. durvaszemű kollapszitok is léteznek. A CM és ML diagramok a litofácies meghatározására csak az összeggörbe vizsgálatával együtt alkalmazhatók, ugyanakkor – egy üledékképződési egységen, pl: egy terasztesten belül – az elkülönítésükre jól használhatók, mert a fenti litofáciesek – a szelektiteket kivéve – jellegzetes helyű, jól körülhatárolható pontfelhőként jelentkeznek rajtuk (*40. ábra*).



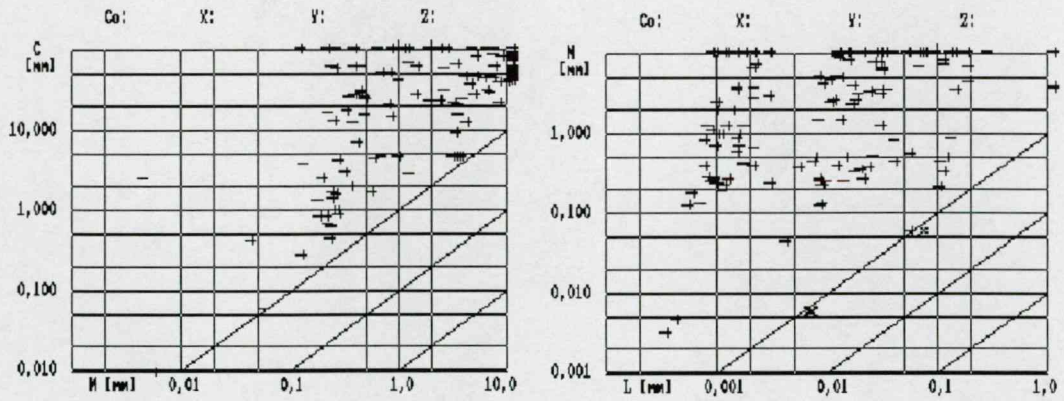
40. ábra: Jellegzetes folyóvízi litofáciesek elhelyezkedése a CM *(balra)* és az ML *(jobbra)* diagramon

9.3. A vizsgálati eredmények

Az V. terasz litofáciesei a vizsgált fiatalabb – a IV. terasztól az ártérig terjedő – szintekhez képest változatosak, a legtöbb típust itt elkülöníthető volt. A kavicsképződményt uralkodóan finomszemű kollapszitok és kolmatitok alkotják. (*41-42. ábra*).



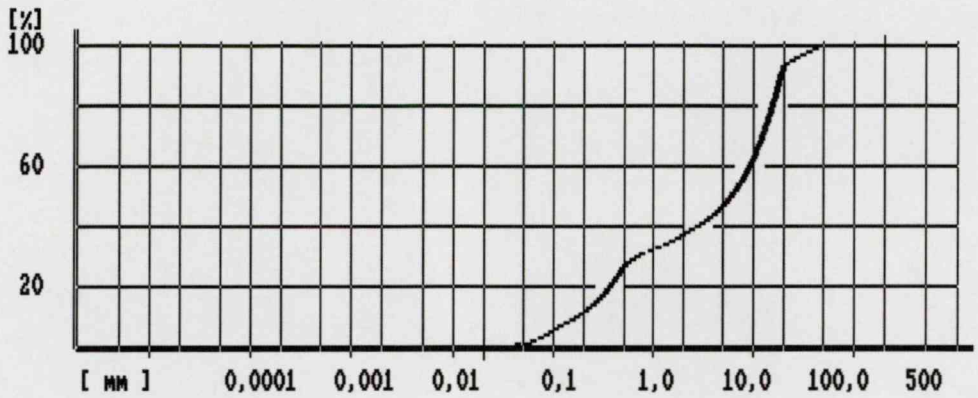
41.ábra: az V. terasz Szilas-pataktól északra lévő anyagának CM (balra) és ML (jobbra) diagramja



42.ábra: az V. terasz Szilas-pataktól délre lévő anyagának CM (balra) és ML (jobbra) diagramja

A *kollapszitok* olyan rosszul osztályozott kavicsos zátonyüledékek, amelyek a kisvizek szintjében és az alatt a főág mederanyagát alkotják (*5. fénykép*). Árhullámok idején, közvetlenül a tetőzést követően rakódnak le, amikor a folyó hordalékszállító képessége rövid idő alatt drasztikusan lecsökken. Az árhullám alatt addig mozgatott durva üledék zagyfelhője összeomlásszerűen leülepszik. Rosszul osztályozott üledék jön létre, amelyekben egyszerre fordulnak elő a legdurvább görgetegek és max. 1–2 %-ban a lebegtetett hordalék 0,03–0,08

mm-es szemcséi. Ez utóbbiak aránya azonban nem haladja meg az 1–2 %-ot, mivel a tömörödés során a minimális mennyiségben jelen lévő finom szemcsék felúsznak a leülepedett tömeg tetejére a kiáramló köztes vízzel együtt (*Molnár P.* 1994). Az összeggörbe (*43. ábra*) lapos, lépcsős, a 0,5–2 mm közötti durvahomok aránya igen kicsi.

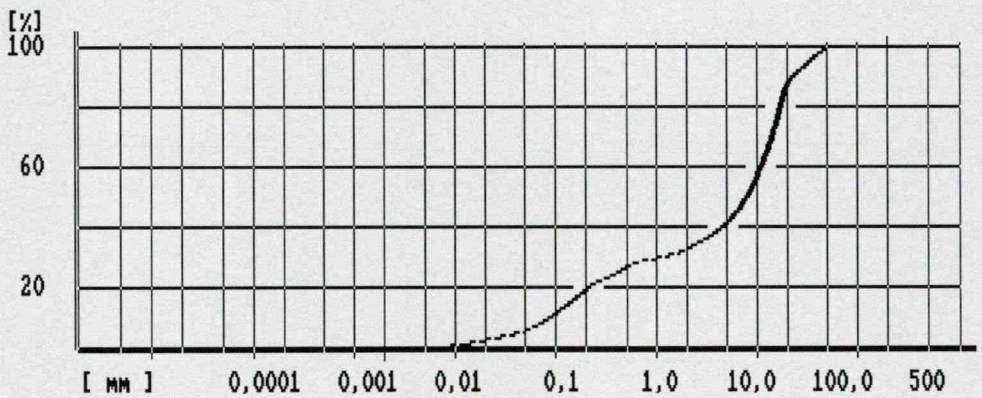


43. ábra: Kollapszit szemcseeloszlási összeggörbéje – Kistarcsa, 16. térképező fúrás, 3,8 m

5. fénykép: Kollapszit jellegű kavicslerakódások a Kistarcsa-Mogyoród közötti kavicsbányában – dunai V. terasz északi része

A *kolmatitok* a főmedertől messze elvándorló, lefűződőben lévő mellékágak kitöltődései. Amikor egy adott folyószakaszra jutó és ott leülepedő görgetett hordalék jelentősen több mint az onnan elszállított – Cholnoky J. *alsószakasz jellegű* vízfolyása – a durva hordalék a mederben lerakódva, középzátonyokat építve elágazásokra, mederváltoztatásokra kényszeríti a

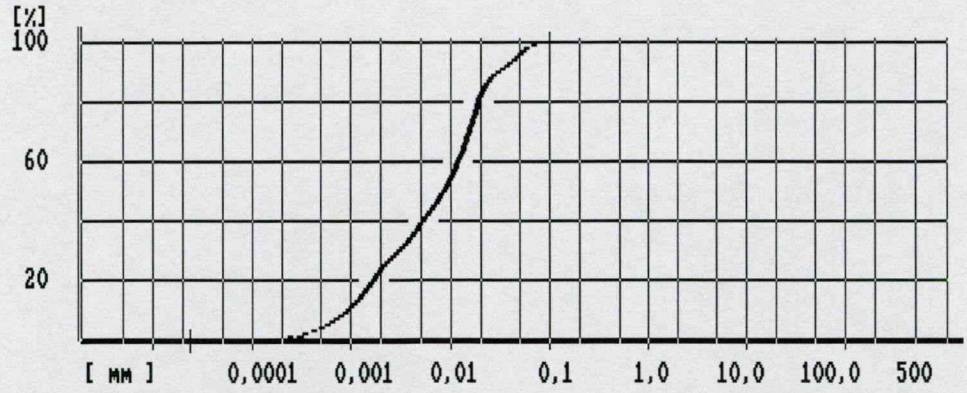
folyót. A kialakuló hordalékkúp palástján vándorolva elsősorban a főmeder végzi a süllyedő terület feltöltését, a meanderező kisebb folyóágak a főmeder által lerakott hordalék egyenletes szétterítését végzik (*Pécsi M.* 1959b). A szedimentológiai irodalomban ezt *fonatos medrű* típusnak nevezik és hangsúlyozzák, hogy üledékföldtanilag azonos az ún. *humid törmelékkúpok* lerakódási rendszerével (*Báldi T.* 1994, *Molnár P.* 1994). Az árhullámok durva hordaléka az apadás kezdetén – a kollapszitoknál leírt módon – egyszerre, hirtelen rakódik le a mellékágak felső szakaszán, illetve részben továbbszállítódik a középső szakaszokra. A további apadáskor azonban – a főmedertől eltérően – nem következik be a hordalékszállító képesség növekedése, a lerakódás tovább folytatódik. A fokozatosan elpárolgó és elszivárgó vizekből a homokos-kavicsos üledékek szemcséi közé agyagos kőzetliszt rakódik, teljesen eltömve a pórusokat (*Molnár P.*1994). A kolmatitok a legrosszabbul osztályozott folyóvízi üledékek, emiatt rossz vízvezetők (*44. ábra*).



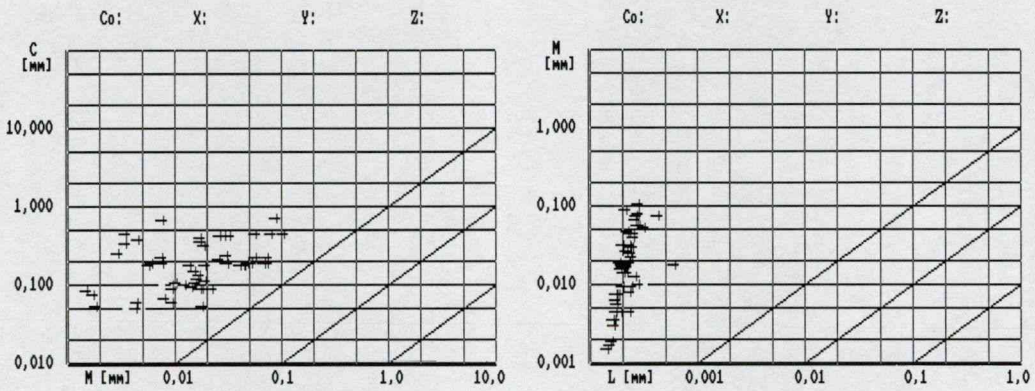
44. ábra: Kolmatit szemcseeloszlási összeggörbéje – Kistarcsa, 512. térképező fúrás, 5,2 m

Budapest keleti határán, Kerepestarcsától délre Ecserig helyenként a *Mastodon kavics* fedőjében települően, máshol közberétegződően mészkonkréciós zöldesszürke bentonitos agyag található. Árhullámok utáni pangó vizek nyugodt, nem áramló vizének lebegtetett hordalékából képződtek, ún. *ártéri finomagyagok*nak tekinthetők (*45. ábra*), a mintáknak a CM és ML diagramokon elfoglalt helye is ezt támasztja alá (*46. ábra*).

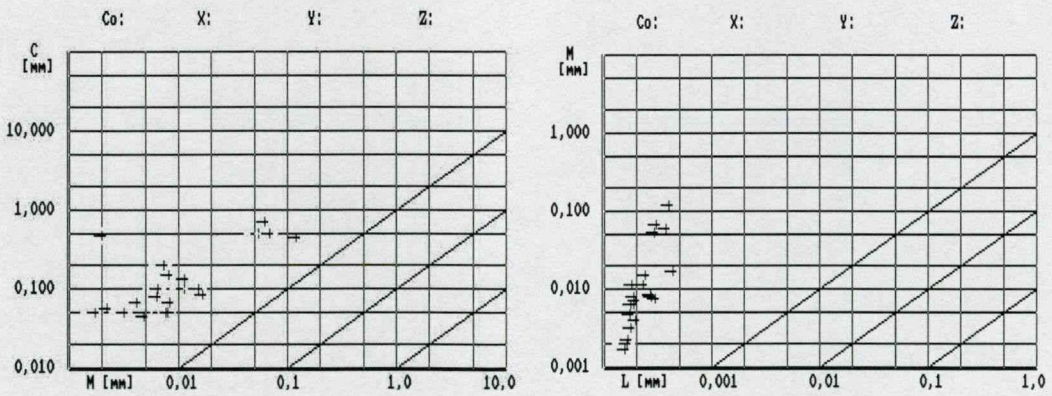
A *Gödöllői homok* legfiatalabb, helyenként tarkaagyagos jelleget mutató rétegcsoportja szintén alacsony energiaszinttel jellemezhető környezetben képződhetett, mintái a bentonitos agyaggal szinte azonos helyen szerepelnek a CM és ML diagramon (*47. ábra*).



45. ábra: Ártéri agyag szemcseeloszlási összeggörbéje – Ferihegy, 42. térképező fúrás, 5,5 m



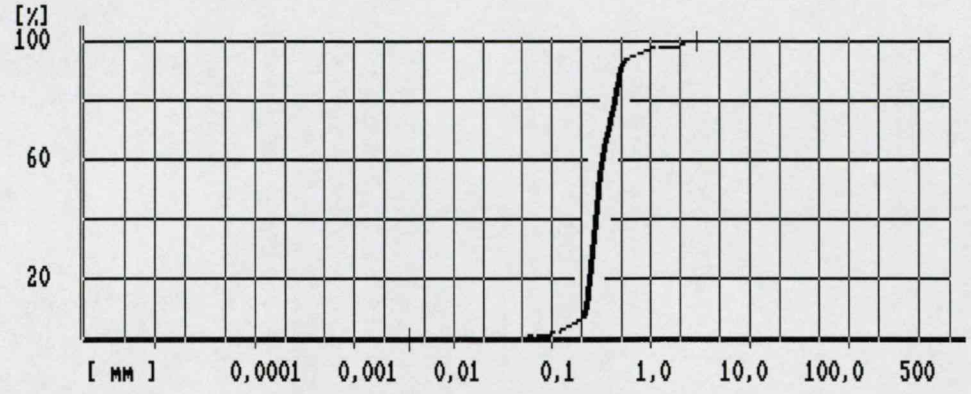
46. ábra: az V. terasz bentonitos üledékének CM (balra) és ML (jobbra) diagramja



47. ábra: az ún. *Gödöllői homok* üledékének CM (balra) és ML (jobbra) diagramja

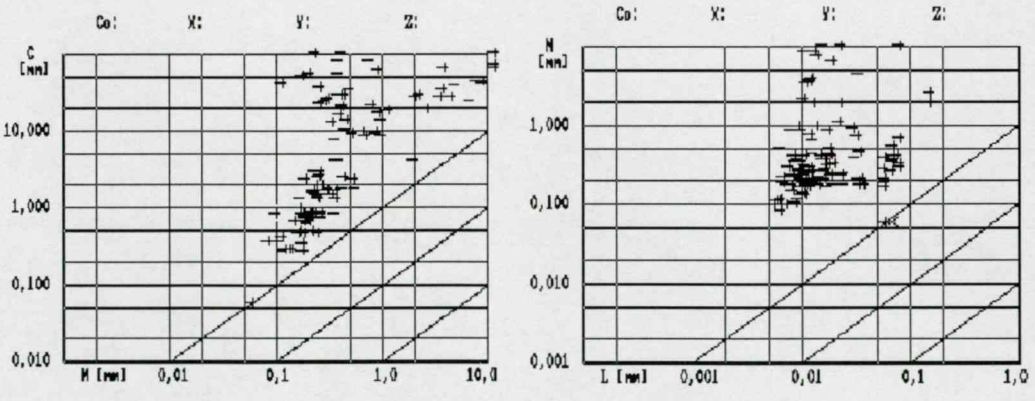
Ferihegynél a bentonitos agyagokon települő, morfológiailag szintén az V. teraszhoz sorolt kavicsos homokok az ártéri homok (*48. ábra*) típusba tartoznak. Az *ártéri homokok* képződésüket tekintve a kollapszitok ártéri megfelelői, közvetlenül az árhullám tetőzése után rakódnak le. Az apadó víz gyakran áthalmozza őket, ezért sokszor finoman keresztrétegzett. A legosztályozottabb üledékek, gyakran anyaguk 90%-a egy-két tizedmilliméter

szemcsetartományon belül található. Finomanyag-tartalmuk alacsony, mivel az csak később, az ártéri pangó vizekből ülepedik ki.



48. ábra: Ártéri homok szemcseeloszlási összeggörbéje – Ferihegy, 167. térképező fúrás, 5,5 m

A ferihegyi anyagban emellett kevés homokos zátonyüledék fordul még elő, de teljesen hiányoznak az északabbi területekre jellemző kolmatitok és kollapszitok, illetve ez utóbbinak finomszemű ártéri megfelelője, az ártéri homokok fent ismertetett litofáciese válik uralkodóvá (*49. ábra*).

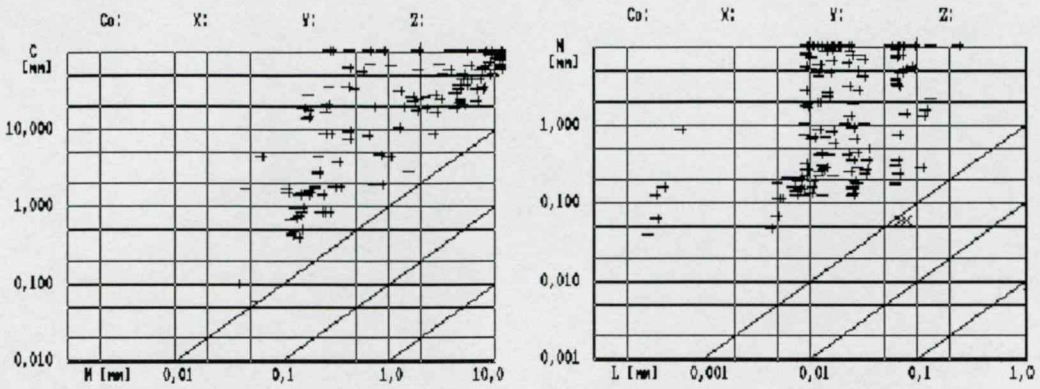


49. ábra: az V. terasz Ferihegy környéki (bentonitot fedő) anyagának CM (balra) és ML (jobbra) diagramja

Mindezek alapján megállapítható, hogy a fenti üledéktömeg a vele legtöbbször azonos egységnek tekintett V. terasz – bentonittal fedett – egyéb kavicsos üledékeihez képest eltérő litofáciesekkel jellemezhető.

A IV. terasznak nevezett ópleisztocén kavicstest (*Pécsi M.* 1959b) üledékei litofáciesek tekintetében annak segítségével különíthetők el a helyenként alatta fekvő V. terasz üledékeitől, hogy a hordalékkúpok jellegzetes fáciesének tartható kolmatit üledékek itt teljesen

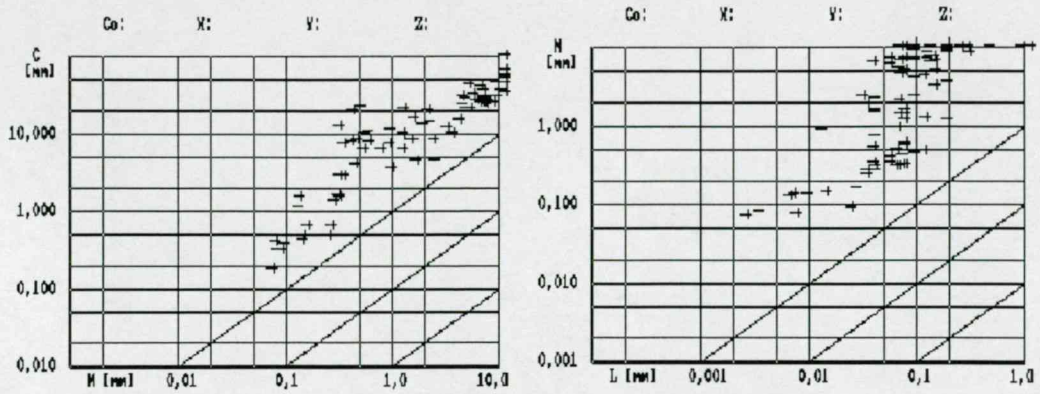
hiányoznak, viszont jelentős arányban előfordulnak homokos összetételű zátonyüledékek is. Az üledéktest felépítésében ennek ellenére a kollapszitok és az ártéri homokok vesznek legnagyobb arányban részt (*50. ábra*).



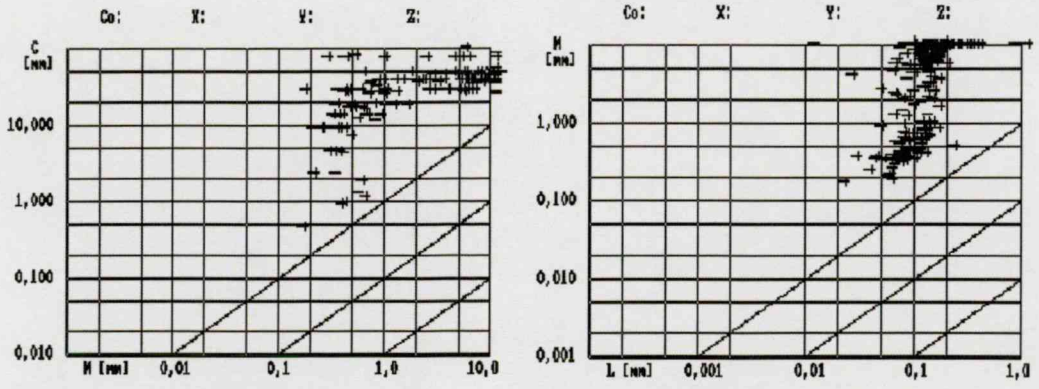
50. ábra: A IV. terasz kavicsanyagának CM (balra) és ML (jobbra) diagramja

A középső-pleisztocén III. teraszról – a görgetettségi és szemcseeloszlási vizsgálatokhoz hasonlóan – a litofáciesek vizsgálatához sem gyűlt össze megfelelő mennyiségű adat.

A II/a. és II/b. teraszanyagok litofáciesei teljesen megegyeznek, ezért ezeket a CM és ML diagramokban együttesen ábrázoltam (*51. ábra*). Ezeknek a teraszoknak és a Pesti-síkság Budapesttől délre lévő ártéri szintű kavicsképződményeinek fő alkotói az apró és középszemű homokok, aprókavicsok, bázisukon görgetegekkel. A Pesti-síkság déli részének fiatal kavicsképződményei durvábbak, mint a pleisztocénvégi „városi" teraszanyag, de az üledékcsoportok tekintetében hasonlóak: anyagukat kavicsos-homokos zátonyüledékek és az ártéri homokok (*6. fénykép*) litofáciesei alkotják (*52. ábra*), ezek a vizsgált teraszképződmények között itt szerepelnek a legnagyobb arányban.



51. ábra: A II/b. és II/a. teraszok kavicsanyagának összesített CM (balra) és ML (jobbra) diagramja



52. ábra: A Pesti-síkság déli része ártéri szintű anyagának CM (balra) és ML (jobbra) diagramja

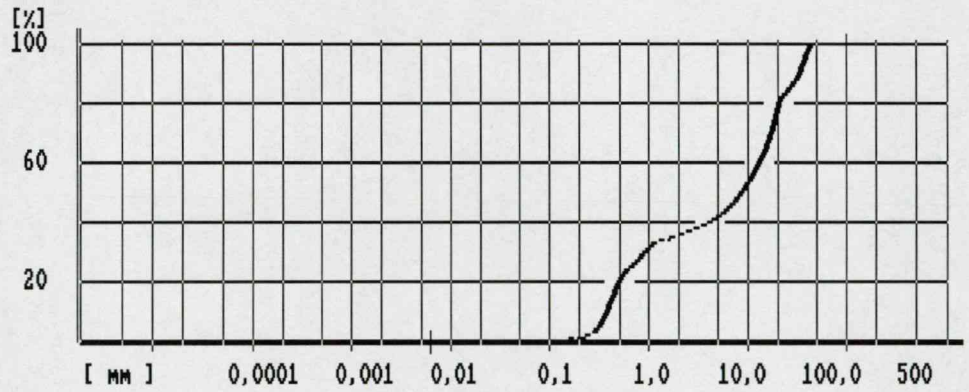
6. fénykép: Ártéri homok települ homokos kavics felett a Busped Kft. délegyházi kavicsbányájában

A *zátonyüledékek* zömmel a kisvizek fölött, a középvizek magasságában áthalmozott, differenciált üledékek. Mivel az áramlás sebessége helyről-helyre és időről-időre változik, az apadás végén egyre nagyobb hordalékszállító képességgel rendelkező áramlások következtében az üledékek szétkülönülnek: az egyik helyen tiszta homok rakódik le, a

SZTE Egyetemi Könyvtár SZEGED 13

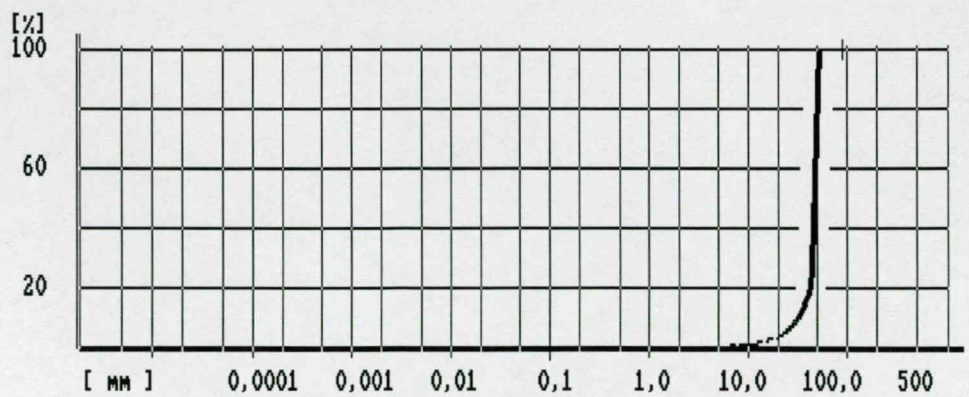
másikon meg kavics dúsul fel. Szemcseösszetételük alulról és felülről is korlátos, jellegzetesen kétmaximumos görbe: a finomabb frakció a többszöri áthalmozódások eredményeképpen kiiszapolódik, a durvább kavicsok pedig pedig még az árhullámok idején sem emelkednek fel a középvizek magasságába, így nem is kerülnek be a zátonyüledékbe.

A durvahomok (0,5–2,0 mm) tartományában itt is viszonylagosan hiány mutatkozik, ennek aránya a többi képződményekhez képest a zátonyüledékekben a legmagasabb. Az általában normálisan gradált rétegek vastagsága 3–50 cm között változik, folyásirányban ívesen keresztrétegzett, folyásra merőleges szelvényben íves, egymásba metsző mederrajzolatokat alkotnak. A kollapszitok felett[11], az ártéri üledékek alatt helyezkednek el a rétegsorban (*Molnár P.* 1994)(*53. ábra*).



53. ábra: Zátonyüledék szemcseeloszlási összeggörbéje – Bugyi, 21. kavicskutató fúrás, 2,2 m

A vizsgált kavicsképződményben az összeggörbék alapján kimutatható a szelektitek jelenléte. A CM és az ML diagramokon hozzájuk jellegzetes hely nem rendelhető (*54. ábra)*.



54. ábra: Szelektit szemcseeloszlási összeggörbéje – Ócsa, 104. kavicskutató fúrás, 9,7 m

[11] A kollapszitok tulajdonképpen a kavicsanyagú ún. hosszanti zátonyoknak feleltethetők meg, lásd: 11. fejezet!

A *szelektitek* a mederburkolat üledékei. Az árhullámot követően keletkeznek, amikor a lamináris kis- és középvízi áramlás a zátonyok oldalán és a gázlókban a homokot kimossa. Így durvakavicsokat is tartalmazó, jól osztályozott, általában 5–20 cm vastag, inverz gradációjú, lencsés betelepülésekként jelentkeznek a kollapszitok között.

9.4. Összefoglalás

A különböző dunai törmelékes összletek jellegzetes litofácieseket alkotnak. A legidősebb dunai teraszképződmény, az ún. *Mastodon kavics* esetében két markánsan eltérő litofáciescsoport mutatható ki, a litofáciesek eltérőek az északi bentonittal fedett és a déli bentonitot fedő kavicsos képződményekben, ami igazolhatja a 2 fő – bentonittal elválasztott – kavicsszint egyéb indokok miatt is felvethető többosztatúságát, eltérő képződési körülményeit.

A IV. terasz anyagában és a fiatalabb pleisztocén korú terasz- és az ártéri szintek esetében döntően zátony és ártéri homok litofáciesek fordulnak elő, teljesen hiányoznak viszont az V. terasz hordalékkúpjára nagyon jellemző kolmatitok.

10. Vízkiszökési jelenségek a legidősebb dunai terasz anyagában

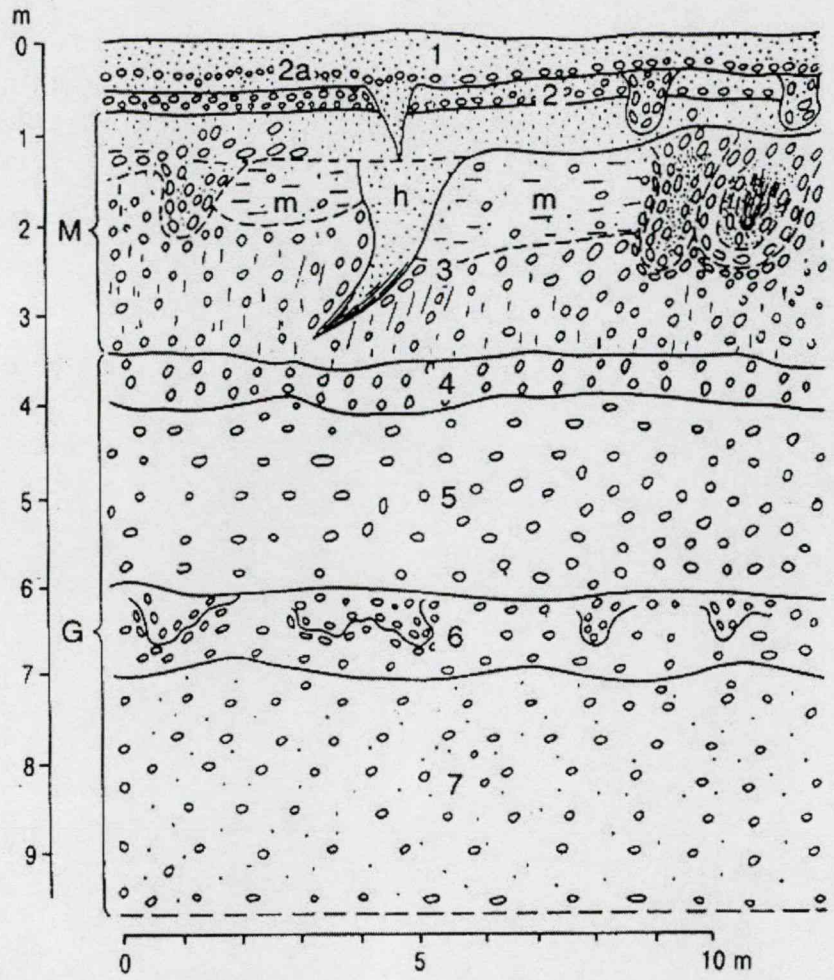
10.1. A vizsgálatok célja

A kutatástörténeti fejezetben már részletesen bemutattam, hogy a Mogyoród, Cinkota, Rákoskeresztúr, Vecsés között lévő, magas fekvésű kavicsösszlet kora a vele foglalkozó nagyszámú tudományos értekezés ellenére máig vitatott. *Pécsi M.* (1959b) korábban az általa a Duna budapesti szelvényében a folyó V. számú, legidősebb hordalékkúp-teraszának tekintett képződmény felkavicsolódását a benne előforduló, szingenetikus fedett krioturbációként értelmezett rétegdeformációk alapján a pleisztocén elejére helyezte, amely korbesorolás egészen a 80'-as évekig a geológus szakmai körökben is, de különösen a geomorfológusok között általánosan elfogadott volt.

Az utóbbi évtizedekben megkérdőjeleződni látszik – jelentős részben Pécsi M. munkássága révén – a kavicstest egészének pleisztocén korbesorolása. Szerinte a *Mastodon kavicsok* az V. terasz kavicsanyagának feltételezhetően csak egy részét teszik ki, a kavicsanyag nagy része a pleisztocénnél idősebb, döntően pliocén korú lehet (*Pécsi M.* 1981, 1992, 1995, 1996, 1997). Ezzel egybehangzóan, véleményem szerint ennek a terület későbbi fejlődése során terasszá alakult kavicstestnek a feltárásaiból korábban ismertetett, a korbesorolás egyik legfontosabb bizonyítékának tekintett belső rétegzavarok a korábbi értelmezéssel szemben nem jégdeformáció hatásaként keletkezett üledékszerkezetek (*Burján B.* 2002b).

10.2. A belső rétegzavarok keletkezésének új értelmezése

Pécsi M. a fenti kavicsösszlet belsejében, a felszíntől több méter távolságra megfigyelhető rétegzavarokat szingenetikus krioturbáció okozta áltektonikus formáknak írta le *(Pécsi M.* 1961). A belső, elfedett krioturbáció típusos előfordulási helyeként a pestszentlőrinci sashegyi kavicsbányát ismertette, ahol a – mára már betemetett – 10 méteres bányafal felső három méterében a IV. számú Mindel glaciális kori dunai terasz települ a feltárás alsó részének, vastagabb, a legidősebb dunai hordalékkúpot feltáró anyagára. Az alsó kavicsrétegben, a felszíntől 6-7 méter mélységben előforduló kisebb kavicszsákokat a hordalékkúp-kavics lerakódásával egyidejű képződménynek tartotta. (*55. ábra*).



55. ábra: Periglaciális talajfagy-generációk formamaradványai Budapest déli részén, a Duna legidősebb hordalékkúp-teraszán (Pestszentlőrinc, Sas-hegy, kavicsbánya) (*Pécsi M.* 1996) – 1 = jelenkori futóhomok; 2 = fiatalabb homok és kavics réteg újabb kavics poligonok és jégékek formamaradványaival; 2a = szoliflukciós kavicsmező (Pflasterboden); 3 = vörösbarna agyaghártyás kavics, benne jégékek és gyűrüs poligonok (kavicszsákok) pszeudomorfózisai; 4 = diszkordáns felszínű vörösbarna kavics; 5 = vízszintes rétegzettségű sárga homokos kavics; 6 = gyengén krioturbált vörösbarna kavicsréteg; 7 = vízszintes rétegzettségű szürkéssárga homokos kavics; m = mész és dolomit púder; h = a fagyékeket kitöltő karbonátos homok; G = Pregünz, Günz kavics; M = Mindel kavics

A rétegzavarok kis mérete, a felettük települő 2-3 méter vastagságú zavartalan kavicsréteg szerinte kizárja, hogy későbbi, az üledéksor teljes lerakódása *utáni* fagyhatással keletkezett volna, mint a korábbi szerzők által leírt két képződménycsoport (felszínközeli zsákszerű formák és homokkal, finomszemű üledékkel kitöltött fagyékek). Kialakulását a hordalékkúp időnként szárazra kerülő felszínén, a hordalékkúp képződésének idejére teszi, amelyet a későbbi visszavándorló folyóágak újra kavicsos üledékekkel fedtek le, hogy aztán a IV. terasz üledékeinek lerakódása után a glaciálisok enyhébb-nedvesebb szakaszaiban a zsákszerű betüremkedések, a legszárazabb-leghidegebb időszakokban pedig a fagyékek újabb

generációja képződhessen (*Pécsi M.* 1958, 1959b, 1961).

A felszínfejlődés későbbi stádiumaiban a *felszínközeli* fagyjelenségek a denudáció áldozatává válhattak, hiányuk esetén üledékhiány valószínűsíthető, ugyanakkor jelenlétük a különböző korú – miocén, pliocén, pleisztocén – képződményeken azt jelzi, hogy képződésükkor az az üledéktömeg a felszín közelében volt, tehát a pleisztocénbeli térszínre utalnak (*7. fénykép*) (*Pécsi M.* 1959b, 1961, *Szabóné Drubina M.* 1981).

7. fénykép: Valódi kritorbációs jelenség a Kistarcsa melletti kavicsbánya feltárásában – a fedő bentonitos agyag periglaciális klímahatásra zsákszerűen betüremkedik az alatta fekvő homokos kavicsba

A fentiekben ismertetett pestszentlőrinci feltárások sajnos napjainkban már nem láthatók, mert még a sokszor több hektárnyi kiterjedésű kavicsbányák is nagyon rövid idő alatt áldozatául esnek a főváros hatalmas mértékű kommunális szemét-kibocsátásának. Kavicsos-homokos üledékekben *belső* rétegdeformációkat ezidáig csak az egyik legészakabbi – Kistarcsa és Mogyoród települések között fekvő, a kistarcsai Móra Ferenc utca végén található kavicsbányában tudtam megfigyelni, amely a budapesti V. terasz kavicsait tárják fel.

A képződményeknek két csoportját: kaviccsal kitöltött, zseb alakú formákat és a kavicsanyagú oszlopszerkezeteket figyeltem meg *(8-9. fénykép)* (*Burján B.* 2002b).

8. fénykép: Zseb alakú üledékszerkezetek (nyíllal jelölve) a Kistarcsa melletti kavicsbánya feltárásában

9. fénykép: Oszlopszerkezet (nyíllal jelölve) a Kistarcsa melletti kavicsbánya feltárásában

Mindkét forma az eredeti rétegződést – ahol az előfordul – metszi. A zseb alakú képződmény néhány deciméter szélességű, néhány centiméter mélységű és általában normálisan gradált szemcsevázú konglomerátummal van kitöltve. A hosszúkás

kavicsszemcséken irányítottság figyelhető meg, a kavicsok főtengelye igazodik a zsák falának lefutásához, amely általában diffúz szegélyű. A zsebek egymásba-épülése, keresztülnövése is megfigyelhető. Határvonaluk nem kontúros, lévén kavicsanyagú kitöltésük mindig homokos kavicsban figyelhető meg. *(8. fénykép).*

Az oszlopszerkezetek közel függőleges kavicsanyagú, határozott körvonalú kitöltések homokban, kavicsos homokban. Szélességük alul tenyérnyi, felfelé néhány centiméterre szűkülnek, hosszuk fél méter is lehet. A kitöltő kavicsok hossztengelye minden esetben erősen irányított, mérettől függetlenül az oszlopszerű képződményhez hasonlóan közel függőlegesen állnak. Általában jól megfigyelhető a fedő üledékek elvonszolódása is. A feltárásokban nem figyelhető meg semmiféle szabályszerűség abban, hogy ezek az oszlopszerkezetek milyen távolságra helyezkednek el egymástól, magányos, de csoportos formáit egyaránt meg tudtam figyelni *(9. fénykép).*

A fenti üledékszerkezetek „vízkiszökés" okozta másodlagos üledékdeformációk, nagy hézagtérfogatú, vízzel telített, még nem konszolidált laza üledékekben alakulhatnak ki likvidizáció, vagy fluidizáció következtében (*Lowe D. R. – LoPiccolo R. D.* 1974, *Nielsen R. et al.* 1977, *Lowe D. R.* 1975, 1982, *Sztanó O.* 1990). *Cook H. E. et al.* (1982) szerint a pórusfolyadék feláramlását az előbbi esetben szerkezetlazulás (nyomáscsökkenés), utóbbi esetben kipréselődés (nyomásnövekedés) okozza. *Lowe D. R.* (1982) szerint azonban a fluidizáció esetében a pórusfolyadék teljesen fenntartja az üledékszemcséket, míg likvidizáció esetén csak részben.

Rosszul osztályozott, kevésbé permeábilis rétegek (iszap, homok) közbetelepülése esetén, az üledékképződés során gyorsan egymásra települő rétegek alsó tagjaiban – földrengések kiváltotta „sokk" eredményeként - a fedőnyomás miatt egyébként is jelentős pórusvíznyomás gyorsan megnövekszik. A szemcsék közötti nyíróellenállás erősen lecsökken, megbomlik a szemcsék közötti kohézió. A nyomás alá került alsó rétegekből kiszökő víz a fedő gyengeségi pontjainál áttör, magával viszi az alsóbb rétegek anyagának egy részét és az eredeti üledékszerkezeteket felszaggatja, felülbélyegzi (*Lowe D. R.* 1975, *Báldi T. – Sztanó O.* 2000).

A vízkilépések helyét egyértelműen jelzik az oszlopszerkezetek, az irányított kavicsszemcsék a víz- és üledékkiáramlás irányába rendeződnek (*Laird M. G.* 1970). A zseb alakú szerkezetek esetében a vízkiszökés helye a zsebek oldalfalánál valószínűsíthető, ezt

mutatja a kavicsok ottani irányított elhelyezkedése. A megzavart üledékképződés során újraülepedő nagyobb szemcsék a lecsökkenő súrlódás miatt lesüllyedve a kialakuló kisebb mélyedéseket töltik ki, a finomabb szemcsék mozgásirányba beállva felfelé mozogva alakítják ki a képződmény zsákszerű formáját (*Postma G.* 1983).

Leggyakrabban az ilyen vízkiszökési jelenségek finom- és középszemű homoknál figyelhetők meg, mivel az ennél finomabb szemcsék esetén a a szemcsék közötti kohézió, az ennél durvább szemcsék esetében pedig a szemcsék közötti súrlódási erő lehet olyan mértékű, hogy a jelenség kialakulását megnehezíti.

Magyarországon utoljára a noszvaji tengeri oligocén (*Báldi T. – Sztanó O.* 2000), és alsómiocén (*Sztanó O.* 1994) rétegekből, pannóniai sekélypartról (*Csillag G. et al.* 2000) ismertettek vízkiszökéssel kapcsolatba hozható jelenségeket, egyébiránt hazai teraszüledékek esetében a belső rétegzavarok likvefakció és fluidizáció segítségével történő értelmezése újdonságnak számít.

10.3. Összefoglalás

A budapesti V. dunai terasz feltárásaiból *Pécsi M.* (1959b) gyengén fejlett szingenetikus elfedett krioturbációkat ismertetett, amelyek alapján - egyéb indokok mellett - a fenti kavicstest képződését a pleisztocén legelejére tette.

Ilyen belső rétegzavarok – zseb- és oszlopszerkezetek - a fenti üledékösszlet mai kavicsfeltárásaiban is megfigyelhetők, további nyomozásuk az alacsonyabb teraszok kavicsképződményeiben is szükségesnek tűnik. Képződésük nem valamelyik glaciálishoz köthető, feltétlenül pleisztocén korú jelenség, hanem nagy pórustérfogatú üledékek gyors lerakódása idején (vagy kevéssel azután, de még feltétlenül vízzel telített állapotban) pórusvízfeláramlással keletkezett rétegdeformációkként értelmezhetők.

Mivel képződésük adott üledékképződési feltételekhez és nem bizonyos klímatikus feltételekhez kötődik, előfordulásuk az adott kavicstesten belül nem korjelző, kormeghatározásra emiatt nem használhatók.

11. Ferderétegzett kavicsüledékek szöveti vizsgálata

11.1. A vizsgálatok célja

Hazánkban a mai vízrendszer kialakításában kiemelkedő fontossága volt a Paratethysről kb. 12 millió évvel ezelőtt lefűződött Pannóniai-beltenger feltöltődési fázisainak (*Jaskó S.* 1973, *Jámbor Á.* 1980, *Somogyi* S. 1961, 2000). A beltenger a kiemelkedő környező hegyvidékek, valamint a térben és időben eltérő ütemben és mértékben süllyedő medencerészek növekvő szintkülönbségei miatt, az erózióbázis szerepét töltötte be. A folyók nagy mennyiségű hordalékot szállítottak a feltöltődő, de részmedencéiben továbbra is süllyedő tóba. A pannóniai üledékciklus egyetlen Gilbert-típusú deltaképződménnyel azonosítható, a legnagyobb deltarendszerek északnyugat és északkelet felől érték el az Alföldet, a pliocén-pleisztocén folyamán a folyóvízi üledékképződés vált általánossá (*Juhász Gy.* 1992, 1994).

A Dunántúlon, valamint a Duna–Tisza köze északi peremén a pliocénban a delta-síkság fáciesétől el nem különülően agyagos, mederkitöltés jellegű keresztrétegzett homokok képződtek, ezeken a területeken tehát a folyóvízi üledékképződés időben jóval korábban indulhatott meg, mint a medence többi részén. Valószínűleg ez igaz az Ős-Duna völgyére is, hiszen a *Gödöllői homok*ról általában elfogadott, hogy dunai eredetű folyóvízi képződmény (*Sümeghy J.* 1952a, 1953a, *Pécsi M.* 1959b, *Rónai A.* 1972, 1985).

A tó feltöltődésével, a szárazföldi területek növekedésével megindult az új vízhálózat kialakulása, már a pliocénban megjelenhettek a Pannon-medence szélein alluviális hordalékkúpok, amelyek homokos-kavicsos üledékeikkel fokozatosan előrenyomulva töltögették a térszínt. K/Ar kormeghatározás alapján 3,5–3,2 millió éve a Dunántúl területe már feltöltött síkság volt és a pannóniai tó az alföldi területekre szorult vissza (*Borsy Z.* 1990).

Pécsi M. szerint a környező hegységekből érkező nagy folyók a tó regressziós fázisaiban a pannóniai tóhoz kötődő abráziós kavicsok mellé már a pannóniai emeletben „deltaszerű" képződményeket is rakhattak le (pl. a Dunántúli-középhegység déli peremén a „billegei kavicsok") (*Pécsi M.* 1996). Feltételezése szerint 5,0–2,4 millió évek között a Duna először a Kisalföldön rakott le homokos, kavicsos deltaképződményeket, amelyen kárpáti mellékfolyóival együtt hordalékkúpot épített. A Visegrádi-szoroson kilépve, Budapest

körzetében először szintén homokos, kavicsos deltát épített, amelyet aztán a fokozatosan követő hordalékkúp-képződés elrombolt, ill. helyenként részben elfedett. Legújabban szerinte a Pesti-síkságon, a Gerecse északi peremén a deltaszerűnek leírt legidősebb dunai kavicsok (*10. fénykép*) lerakódása már a felső miocénban is elkezdődhetett. (*Pécsi M.* 1991).

10. fénykép: Keresztrétegzett aprókavicsos összlet a Kistarcsa-Mogyoród közötti kavicsbánya 30–210° irányú feltárásában

A ferderétegzett üledékek eredetének tisztázása céljából célszerű először áttekinteni a hordalékkúpok és a hordalékkúp-delták általános kifejlődésbeli sajátságait, a „fonatos medrű" folyók és a zátonyok felépülésének legfontosabb szabályszerűségeit. Ennek felvázolása után érdemes a Pesti-síkság feltételezett kavicsos deltaképződményeit a szedimentológia területéről átvett módszerekkel megvizsgálni, arra keresve a választ, hogy milyen folyóvízi üledéktípussal azonosíthatók az itt előforduló ferderétegzett üledékek?

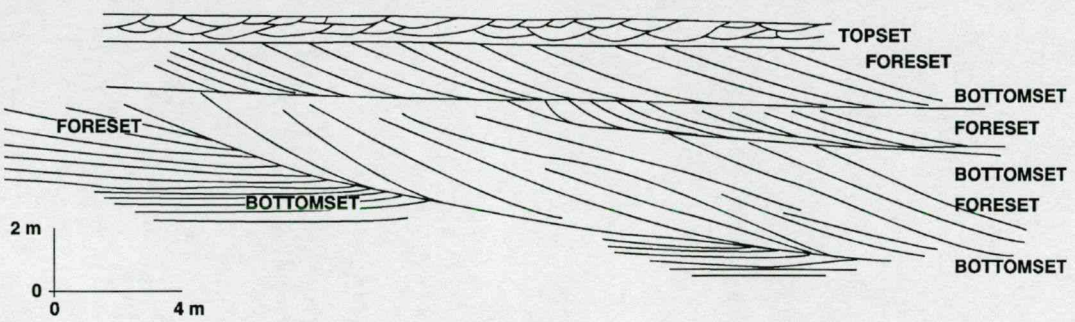
11.2. A hordalékkúpok, hordalékkúp-delták üledékképződési sajátosságai

Az alluviális hordalékkúpok olyan legyező alakú üledéktestek, amelyek nagy reliefenergiájú, törmelékben gazdag területen képződnek, ha egy magasabb térszínről származó vízfolyás hirtelen kis lejtésű területre ér, ahol a vízsebesség csökkenése miatt üledékeit lerakja. (*Rachocki A.* 1981, *Báldi T.* 1994).

Kialakulásukban a feltöltődő medence peremén drasztikusan lecsökkenő esés jelentős szerepet játszik, ez azonban csak az üledéklerakódás kezdetekor a legfontosabb tényező, a hordalékkúp kialakulásának későbbi fázisában a kúpon időnként a lejtés nagyobb is lehet mint a főmeder hegységbeli szakaszán (*Rachocki A.* 1981). Különösen intenzíven fejlődnek az arid és szemiarid területek gyér vegetációjú hegylábi térségeiben, ahol a csapadék epizodikus, de az időszakos esőzések erőteljes és gyors eróziót idéznek elő. Hatalmas méretű kúpok fejlődhetnek ugyanakkor humid területeken is (ilyen pl: a Kosi hordalékkúpja Indiában), ahol a relief és a szállított hordalék ezt lehetővé teszi. Méretük változatos, a forrásterület nagyságától, litológiai tulajdonságaitól és klimatikus tényezőktől függ (*Collinson J. D.* 1978, *Blair T. C. – McPherson J. G.* 1994).

A völgytorkolatból sugárirányban kilépő, a kúp felszínét végigseprő ún. fonatos folyóágak időszakosak, irányváltozásaik eredményeként alakul ki a felszín legyező alakja (*Rust B. R.* 1978). Az állandó vízhálózat jelenléte vagy hiánya alapján a szemiarid, arid területek időszakos vízfolyások formálta meredek hordalékkúpjait száraz, a folytonos vízfolyások által lerakott, lapos (5°-nál kisebb lejtőszögű) hordalékkúpokat pedig nedves kúpoknak nevezik (*Lecce S. A.* 1990, *Stanistreet I. G. – McCarthy T. S.* 1993).

Egy tóba progradáló hordalékkúp esetében vízalatti hordalékkúpok keletkeznek (*fan-delta*), amelyek tulajdonságaikban a Gilbert-deltatípusnak felelnek meg *(56. ábra)* (*Miall A. D. et al.* 1985, *Tanaka J. – Maejima W.* 1995). A hordalékkúp-delták legfontosabb ismertetőjegye nagyméretű kavicsos sík keresztrétegzett üledékek jelenléte a deltafront régióban, ahol az állóvízbe görgetve beszállított üledék a saját súlyának megfelelően, az üledékanyag szemcseméretétől függő vízalatti természetes rézsűszöget felvéve rétegződik. (*Stanley K. O. – Surdam R. C.* 1978, *Dunne L. A. – Hempton M. R.* 1984, *Postma G. – Roep T. B.* 1985, *Ethridge F. G. – Wescott W. A.* 1990).



56. ábra: A tipikus Gilbert delta ismertetőjele a nagyméretű ferderétegzett *(foreset)* üledékek jelenléte, amelyek fekvőjében *(bottomset)* és fedőjében *(topset)* vízszintesen rétegzett üledékek fordulhatnak elő *(Miall A. D. et al.*. 1985 nyomán)

SZTE Egyetemi Könyvtár SZEGED 13.

A hordalékkúpok fanglomerátumnak nevezett üledékei között genetikailag három fő csoport különíthető el: a törmelékfolyások és iszapfolyások által áttelepített, valamint a vízszállította üledékek csoportja (*Rachocki A.* 1981). Azt, hogy ezek közül melyik van túlsúlyban, elsősorban az éghajlat szabja meg: egyenletes csapadékeloszlású, mérsékelt éghajlaton a vízfolyások dominálnak, a hasonlóan képződő, de szedimentológiailag nagyon különböző törmelék és iszapárak a viszonylag száraz, ritkább, ellenben intenzív esőzésű vidékeken a leggyakoribbak (*Balogh K.* 1991).

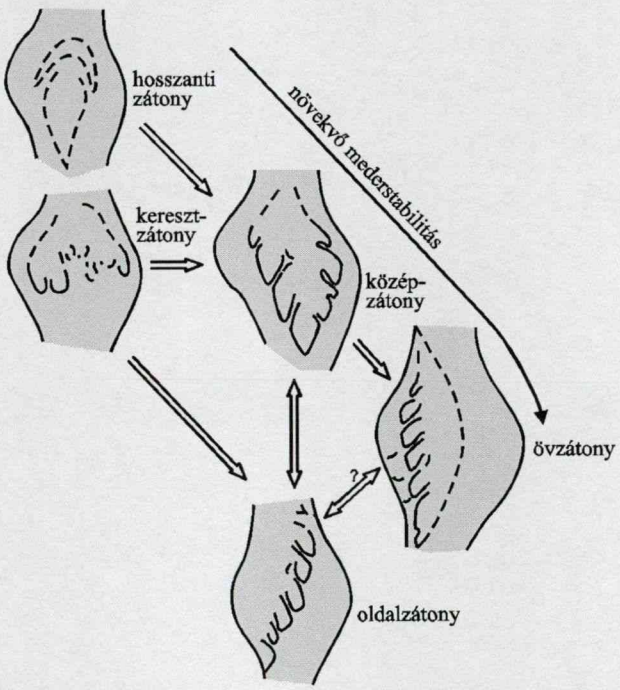
A humid hordalékkúpok felépítésében a legnagyobb jelentősége a vízfolyások-szállította üledékek lerakódásának van. Az ilyen típusú üledékképződés a legtöbb humid kúp esetében a fonatos medrű folyók rendszerével megegyezik, attól olyannyira el nem választható, hogy az üledékföldtanban e két típust együttesen tárgyalják (*Rust B. R.* 1972a, *Smith S. A.* 1990, *Báldi T.* 1994). A humid hordalékkúpok fonatos medrű vízfolyás-rendszerét[12] a sekély és gyorsan változó folyóágak egyszerű romboidális rendszere jellemezi. A kúp felső részétől folyásirányban a folyómeder számos, a felsőszakasz jellegű vízfolyások sekély, de gyors folyású szakaszaira emlékeztető mellékágra bomlik (*Rachocki A.* 1981). A sodorvonal eltolódása miatt a partvonal lefutása állandóan változik. Az anyagszállítás nem folyamatos: a vízáram sebességének csökkenésével az anyagszállítás is lecsökken, ellenkező esetben megnő (*Morisawa M.* 1985).

„Fonatosodás" kezdődik, ha a folyó helyenként nem képes továbbszállítani a mederfenéki hordalékát, a mozgó szemcse sebessége kisebb lesz mint a esési sebessége, így belőle időszakos zátonyok épülnek. A hordaléklerakásban a klimatikus tényezők mellett – amelyek a görgetve szállított hordalék mennyiségére, valamint a vízhozamra is befolyással vannak – a szállítóközeg sebességcsökkenésének van döntő szerepe, amely a folyómeder lejtésének mérséklődése esetén és/vagy a szétágazó vízfolyásnál a meder szétterülésekor következik be (*Church M. – Jones D.* 1982, *Ashmore P. E.* 1991). A mederfenéki görgetett hordalék a mederben lerakódva mederváltoztatásokra kényszeríti a folyót, összefoglalóan középzátonynak, vagy mederközépi zátonynak nevezett formákat hozva létre. Ezek a dűnékkel

[12] Számos szerző a fonatos (*braided*) és az elágazó (*anastomosing*) kifejezést egymás szinonímájaként használja (*Collinson J. D.* 1978). Mások különbséget tesznek a fonatos és a szétágazó mederhálózat között. Mindkét típusra jellemző a zátonyokkal és szigetekkel tagolt csatornák hálózata, de míg az előbbinél a számos csatorna folytonosan eltolódik, gyakori a medrek elfajulása, az utóbbinál a medrek hálózata a vízhozam változásakor is stabilabb, jobban megtartják önállóságukat. A fonatos medrekre a görgetve szállított anyag túlsúlya jellemző, az elágazó típusnál a szuszpenzióban szállított hordalék szerepe a döntő (*Morisawa M.* 1985)

és a homokhullámokkal együtt a nagyméretű mederbeli lerakódási alakzatokhoz tartoznak (*Collinson J. D.* 1978, *Gomez B. et al.* 1989).

A zátonyok az időszakosan változó vízfolyások által az instabil medrekben rendszeresen elrombolódnak, az egyik fajta zátony gyakran folyamatos átmenettel átalakulhat egy másik típusba (*Bluck B. J.* 1982, *Hein F. J. – Walker R. G.* 1977). A középzátony fogalmába a döntően kavicsanyagú hosszanti, valamint a túlnyomórészt homokból felépülő keresztirányú zátony tartozik (*57. ábra*) *(Bluck B. J.* 1982, *Ashmore P. E.* 1991).



57. ábra: A fő zátonytípusok egymásba való fejlődésének vázlata (*Church M.– Jones D.* 1982 nyomán)

11.3 Az alkalmazott vizsgálati módszerek

A belső üledékjegyek alapján történő fáciesmeghatározás nemzetközi szinten a szedimentológiai kutatások utóbbi évtizedeinek egyik leggyorsabban fejlődő ágazata, amelynek Magyarországon kiváltképp a durvatörmelékes üledékek esetében nagy hagyományai nincsenek. Éppen ezért az egyre gyarapodó hasonló jellegű hazai publikációktól eltekintve (*Sztanó O.* 1990, *Sztanó O.* 1994, *Báldi T. – Sztanó O.* 2000) az ilyen típusú vizsgálatok módszertana jórészt külföldi irodalmi analógiák alapján ismert. Az üledékképződési környezet rekonstrukcióját célzó vizsgálatok leglényegesebb momentuma a

szemcséket mozgató, szállító, ülepítő közeg fizikai tulajdonságainak felderítése, amely a hátrahagyott üledékjegyekben tükröződik, pl: egy folyóvízi rétegsor esetén a réteglemezek dőlésszöge a szállítóközeg energiaszintjével, a dőlésszögek értékeinek szórása az energiaszintben bekövetkezett változások mértékével, a réteglemezek csapásának irányultsága az egykori szállítási irányokkal van összefüggésben (*Allen J. R. L.* 1963)

Az V. terasz ferderétegzett üledékeinek vizsgálata során a ferderétegek dőlésirányaiból rózsadiagramokat szerkesztettem az egykori lehordási irány meghatározása céljából. A feltárások falának omlékonysága miatt viszonylag könnyű volt dőlésirányú metszeteket előállítani, a számítások során felhasznált szögértékek az áldőlés szögének korrekciójával számított értékek voltak. A kutatási területen felismert jellegzetes folyóvízi képződménynek, a dűnéknek (lásd: később) átlagos hullámhossza alapján, tapasztalati összefüggések alapján meghatározható volt az a vízmélység, amelyben ezek a dűnék képződtek.

A kavicsok szállítási módjának (görgetve, ugráltatva, gravitációs szemcsefolyások által mozgatva, stb...) felderítésében a kavicsszemcse-irányítottság (imbrikáció) mérése volt használható módszer, ez lényeges információkat szolgálatatott az egykori üledékképződési környezetről. A kavicsszemcsék imbrikációjának mérését nehezítette, hogy a fenti kavicsösszlet anyaga eléggé görgetett, helyenként kevés a méréshez felhasználható hosszúkás (ahol a = *legalább 2b*), illetve lapos (ahol c = *legfeljebb b/2*) kavicsszemcse. A méréseket a kistarcsai Móra Ferenc utca végén lévő kavicsbánya 6 pontján, 1 méter széles rétegoszlopon belül 0,5 méterenként, illetve rétegváltozásonként, legalább 50 kavicsszemcse iránymeghatározásával, egyszerű geológus kompasz segítségével végeztem.

11.4. A vizsgálatokból levonható következtetések

Vizsgálataim alapján a *Mastodon kavics* vízszintesen települő kavicsos képződményei hosszanti zátonyokkal, a ferderétegzett kavicsos-homokos lerakódások pedig keresztzátonyokkal azonosíthatók.

A hosszanti zátonyok mederfenéki kavicsokból keletkeznek, folyásirányban finomodnak, amerre a zátony mozog. Áramlás alatti felszínük csuszamlásos felszín, ebben az irányban keresztrétegzett változatba mehet át (*Rubin D. M.* 1987). Anyaguk szemcsevázú konglomerátum: olyan kavicsüledék, amelyben a kavicsszemcsék egymást érintik, a velük

szingenetikus, de nagyságrenddel kisebb méretű mátrix szemcsék aránya kisebb, mint 15%. Az ilyen típusú üledékeket rendes viszkozitású vízfolyások termékének tartják (*Jámbor Á.* 1965).

A horizontális rétegzettséget a szemcsék méretének, összetételének, osztályozottságának és elhelyezkedésének változása okozza. Éles réteghatárok nincsenek, a rétegek legtöbbször finomodással-durvulással mennek át egymásba. Ezek a finomabb-durvább sávok képeznek önálló rétegeket, ami csak az üledéklerakódás során áthelyeződő sodorvonal következménye lehet. Azok az önálló rétegek a legvastagabbak, amelyekben a legnagyobb kavicsszemcsék fordulnak elő, a ritkán előforduló finomabb homokrétegek vékony lencséket képeznek. Gyakori az egy rétegeken belüli és a teljes rétegsort is jellemző normális gradáció, ugyanakkor vannak teljesen homogén szemcseeloszlással jellemezhető rétegtagok is. A feltárások felső részében gyakori a finomabb agyagos-homokos rétegek közbetelepülése is, amelyek felfelé egyre vastagodva uralkodóvá válnak a rétegsoron belül (*11. fénykép).*

11. fénykép: Homokkal kitöltött fagyék nyomul hosszanti zátony anyagába a Kistarcsa-Mogyoród közötti kavicsbánya 90–270° irányú feltárásában – A feltárásokban gyakran okoz álrétegzettséget a kavicsok színének változása, amely helyenként gyengén összefüggésbe hozható a kavicsok szemcseméretével, a kavicsréteg permeabiliásával, lévén a „tömöttebb" rétegeket alkotó finomabb szemű kavicsok általában sötétebb színűek, a nagyobbak rendszerint szürkék.

Ezek a mederüledékek többnyire a limonittól sárga, a hematittól vörös színű, eléggé tömött képződmények, amelyek horizontálisan rétegzettek – esetleg néhány fokkal lejtenek –, vagy

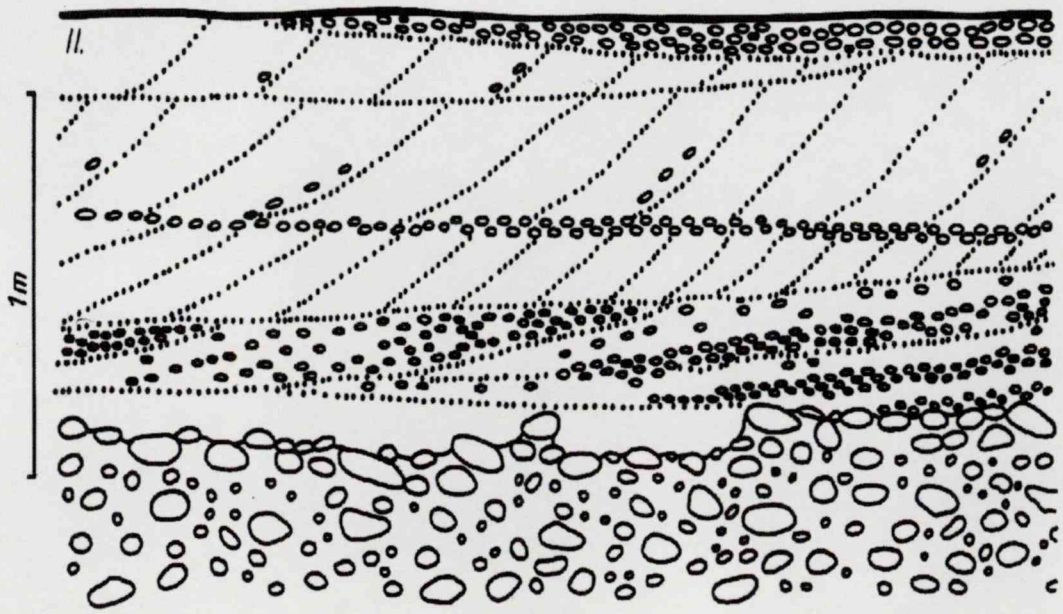
teljesen rétegzetlenek). Gyakran megfigyelhető a laposabb kavicsszemcséknek a rétegzés síkjában való elhelyezkedése is.

Keresztrétegzett üledékek leggyakrabban homokos kavicsban fordulnak elő. A lemezsorok határai sík (ékszerűen közeledő), vagy görbült (vályúszerű) felületek is lehetnek (*12. fénykép, 58. ábra)*. A ferdelemezek áramlásirányú metszete a görgetett – kavicsos – üledékek túlsúlya esetén átlós párhuzamos, a lebegtetve vagy szaltálva szállított hordalékok – homokok – esetén homorúan belesimuló (*Báldi T.* 1994). Mindkét eset előfordul a képződmények között, amelyeket üledékföldtani jegyeik alapján a keresztzátonyokkal azonosítottam.

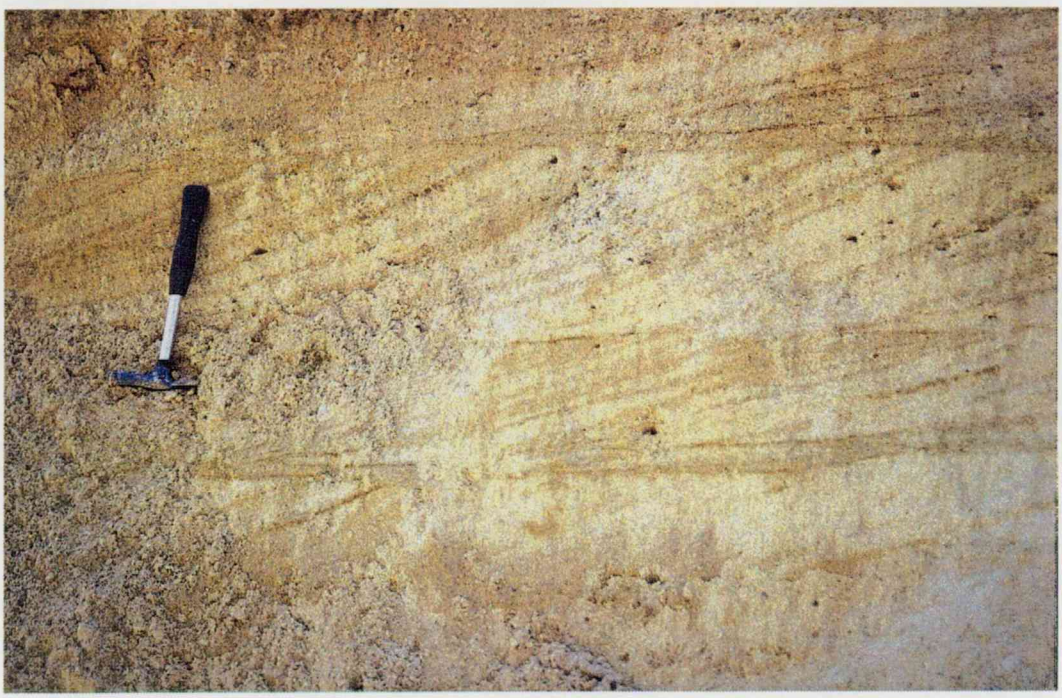
A keresztzátonyok alacsony szinuozitású vízáramokból keletkeznek, a szemcseösszetételtől függően homokból, vagy kavicsból. A keresztrétegzettség a zátony folyásirányú végénél fejlődik ki, jelezve a zátony épülésének legutolsó állomását. Ebben az irányban mindig, ritkábban a meder belseje felé is keresztrétegzettek (*Rubin D. M.* 1987).

12. fénykép: Ferderétegzett kavicsos homoküledék (folyóvízi keresztzátony) a Kistarcsa-Mogyoród közötti működő kavicsbánya 60–240° irányú falában. – Jól megfigyelhető, hogy hullámos eróziós határral kavicsanyagú hosszanti zátony települ a keresztzátonyok felett.

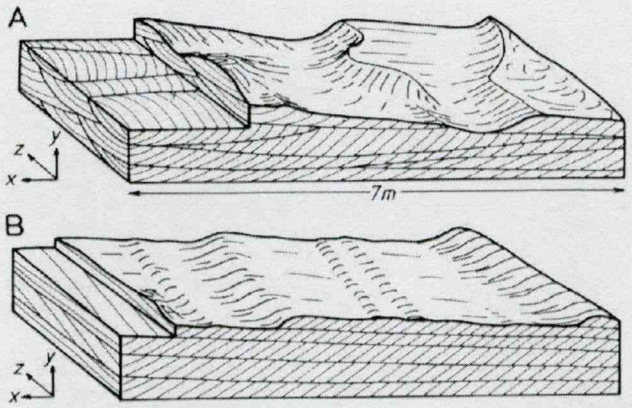
Kialakulhatnak homokhullámokból (*sand waves*), valamint dűnékből (*dunes*) egyaránt (*13. fénykép, 59. ábra,)*. Előbbiek sík keresztrétegzettek, utóbbiak sík, vagy vályúsan keresztrétegzettek. Dűnék csak homokból, vagy annál durvább üledékekből épülnek fel, átlagos hullámhosszuk összefügg a vízmélységgel, amelyben keletkeztek *(60. ábra)*.



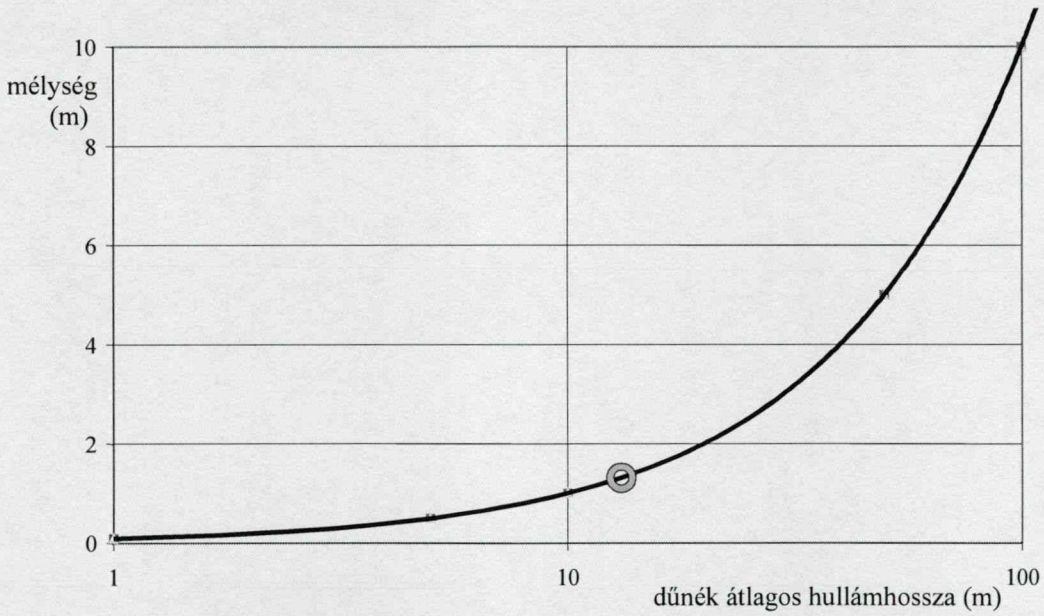
58. ábra:: Alluviális hordalékkúp középső részét felépítő ferderétegzett kavicsos homok, a texasi prekambriumi korú Van Horn Homokkő üledéktömegéből. A ferderétegzett képződmény a fonatos medrű folyóban kialakult keresztzátony jellegzetes példája (*Reading H.. G.* 1975. nyomán) - A hasonlósága a 12. fényképpel szembeötlő.



13. fénykép: Folyóvízi dűne áramlási iránnyal párhuzamos „coset"-jei a Kistarcsa-Mogyoród közötti működő kavicsbánya 60–240° irányú falában



59. ábra: Folyóvízi dűne (fent) és homokhullám (lent) belső szerkezete (*Balogh K.* 1991)



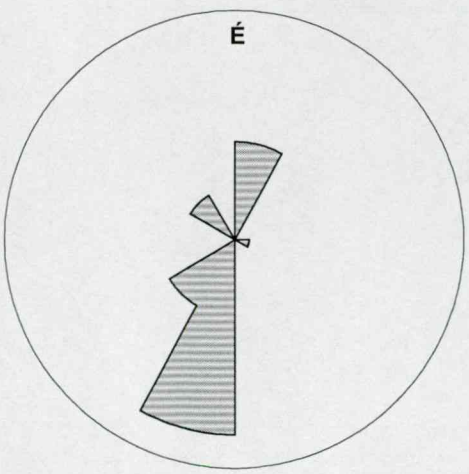
60. ábra: A folyóvízi dűnék átlagos hullámhosszának és a vízmélységnek korrelációja folyókban (*Jackson R. G.* 1976 nyomán). A kör a Kistarcsa-Mogyoród közötti kavicsbánya folyóvízi dűnéi hullámhosszának 17 mérésből számított átlagértékét jelzi

A területen előforduló ferderétegzett kavicsos-homokos keresztzátonyok és a valódi deltaüledékek esetében is a rétegek dőlése 15–25° közötti értékekkel jellemezhető. A homokoknál ez inkább az alsó, a kavicsok esetében ez inkább a felső értékhez közelít. Ezek a dőlésszögek a zátonycsúcs természetes rézsűszögének felelnek meg (*Szádeczky-Kardoss E.* 1938). A hordalékkúp-deltáknál a megfelelő szögértékek hasonlóak, a deltahomlok ferderétegei 10–30° közötti értékeket vehetnek fel (*Dunne L. A. – Hempton M. R.* 1984, *Postma G. – Roep T. B.* 1985, *Nemec W.* 1990, *Yagishita K.* 1997).

A hordalékkúp-deltáknál a görgetve szállított hordalékanyag a deltalejtőn nagyméretű kavicsos „foreset"-eket alkot. Ezek azonban csak akkor fejlődhetnek ki – a kutatók egységes állásfoglalása szerint –, ha a folyóvíz egy viszonylagosan mély vízbe progradál. Ennek viszont jelentősen ellentmond az a tény, hogy a *Mastodon kavics* dűnéinek átlagos hullámhosszából, tapasztalati tények alapján számított vízmélység alig néhány deciméter. A területen a dűnék átlagos hullámhossza ugyanis 12 méter, ezért itt 1 métert valamivel meghaladó egykori átlagos áramlási mélység feltételezhető (*Balogh K.* 1991) (*60. ábra*).

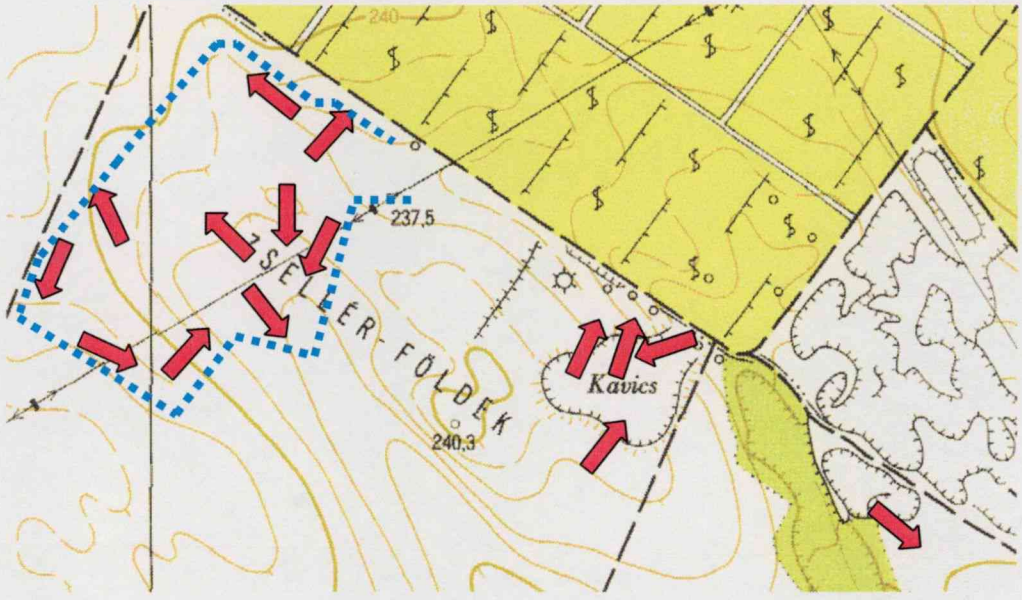
A tavi deltáknál a finomszemű iszapos, agyagos üledékek a medence irányába szuszpendált állapotban szállítódnak és a deltafront előtt vízszintesen, valamint jelentős részben a deltalejtő ferderétegei közé rétegződve rakódnak le. A feltárások anyagának tanulmányozása után egyértelműen megállapítható: a ferderétegek kizárólag homokos kavicsból, vagy kavicsos, kavicsszórványos homokból épülnek fel, finomabb közbetelepülések nem fordulnak elő a durvább mederhordalékok közé fogazódva (*Stanley K. O. – Surdam R. C.* 1978, *Dunne L. A. – Hempton M. R.* 1984, *Postma G. – Roep T. B.* 1985, *Ethridge F. G. – Wescott W. A.* 1990).

A ferderétegzett üledékek dőlésirányaiból szerkesztett rózsadiagramon ugyan megjelenik egy erőteljes déli összetevő – amely a fő lehordási iránnyal azonosítható – azonban semmiféle szabályszerűség nem mutatható ki a dőlésirányokban (a délivel ellentétes, északi irányultság is előfordul) (61. *ábra*).



61. ábra: Ferderétegzett üledékek réteglemezeinek dőlésirányaiból szerkesztett rózsadiagram, a hajdali áramlási irányok ábrázolására. A diagram a rétegek dőlésének az északi iránnyal bezárt szöge alapján, a rétegvastagság értékeinek figyelembe vételével, 37 mérés alapján készült, a Kistarcsa-Mogyoród közötti működő kavicsbánya feltárásai alapján (*High L. R. – Picard M. D.* 1974 és *Miall A.D.* 1974 nyomán).

A korlátozott kiterjedésű bányaterületen (0,5 km^2) belül is nagymérvű a dőlésirányok szórása, amely egy tavi delta deltafrontjának egységes dőlési irányaival nehezen azonosítható, inkább utal egy kusza mederhálózat sokféle irányultságú, oldalirányban és folyásirányban is épülő zátonyos képződményeire *(62. ábra)*.

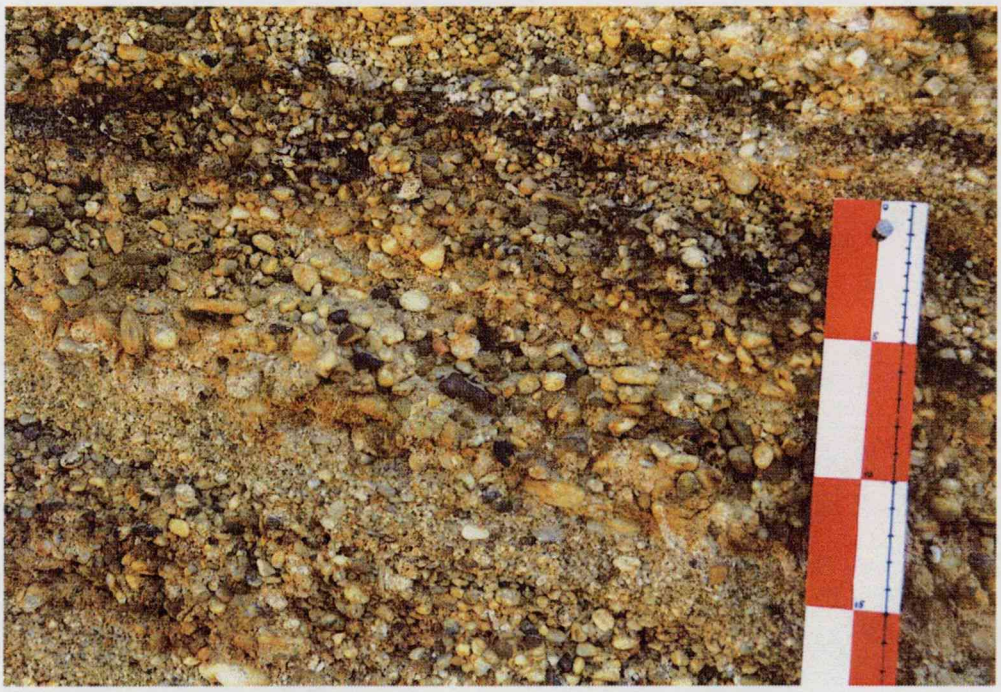


62. ábra: A ferderétegek dőlési irányai a Kistarcsa-Mogyoród közötti kavicsbányában – dunai V. terasz északi része (a kék szaggatott vonal a jelenlegi bányaterületet jelzi)

A delták dőlt rétegei általában számos elmosási felszínnel, szögbeli és eróziós diszkonformitással tagoltak, gyakoriak bennük a csúszásnyomok, a szinszediment deformációk, amelyek a ferderétegzett zátonyüledékek esetében is gyakran megfigyelhetők (*Dunne L. A. – Hempton M. R.* 1984, *Postma G. – Roep T. B.* 1985). A zátonyok ferderétegeit metsző diszkordanciák azonban a mederágak áthelyeződésekor zajló üledékelmosások következményei, semmiképpen sem azonosíthatók a delták frontjának parteltólódások miatti „lecsonkolt" felszínével.

A tavi delták esetében a ferderétegek anyagának döntő részét gravitációsan mozgatott, áttelepített üledékek alkotják, emiatt a réteghatároknál gyakori az éles szemcsenagyságbeli változás, jól megfigyelhetők reaktivációs felületek. Ezzel szemben a kistarcsai kavicsok ferderétegeiben, a horizontálisan települő hosszanti zátonyokhoz hasonlóan nincsenek éles réteghatárok, a rétegeket rendszerint az azt alkotó kavics, vagy homokanyag finomabbá-durvábbá válása alakítja ki, amely inkább a sodorvonal áthelyeződésének lehet eredménye. Ezen finomabb, vagy durvább szemcsék által alakulnak ki az önálló rétegek.

A deltafront ferderétegeinek egyik leglényegesebb tulajdonsága, az egyes különálló rétegeknek és a teljes rétegsorozat egészének inverz gradációja, a szemcseméret általános felfelé durvuló tendenciája (*Stanley K. O. – Surdam R. C.* 1978) sem a terület feltárásaiban, sem az kavicsos képződményeket harántoló fúrások rétegsor-leírásai alapján nem volt megfigyelhető, kimutatható. Ahogyan arról korábban szó volt, egy rétegen belül, de az egész rétegsoron belül is a normális gradáció az uralkodó jelenség (*14. fénykép*).

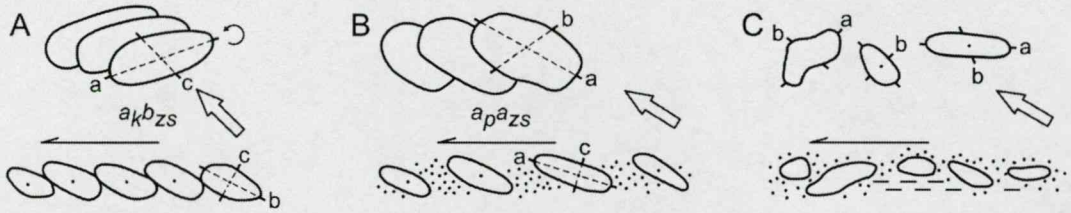


14. fénykép: Normálisan gradált keresztzátony belső szerkezete a Kistarcsa-Mogyoród közötti működő kavicsbánya 30 - 270° irányú falában

A keresztzátonyok és a hordalékkúp-delták üledékeinek közös jellemvonása a kavicsszemcsék hasonló elrendeződése *(63. ábra)*. A kavicsok irányítottsága annak a következménye, hogy a törmelékszemcsék az őket lerakó áramlás természetének megfelelő helyzetet vesznek fel (*Jámbor Á.* 1965, *Martini I. P.* 1971, *Sippel R. F.* 1971, *Rust B. R.* 1972b, 1975, *Major J. J.* 1998).

A kutatók egy része a hordalékkúp-deltáknál és a folyóvízi zátonyoknál egyaránt, a nehézségi erő által mozgatott szemcséknek nagy szerepet tulajdonít, a ferderétegzetett üledékek jelentős részét mindkét esetben szemcsefolyások eredményeképpen keletkezettnek tartja (*Postma G. – Roep T. B.* 1985, *Rasmussen H.* 2000). A szemcsefolyások következtében a delta- ill. zátonyfronton legördülő üledékszemcse a vízalatti természetes rézsűszöget felvéve kerül nyugalomba.

A kutatók más része a kavicsszemcsék elrendeződésében az aljzat felett folyásiránnyal szemben kialakuló örvénylések szerepét hangsúlyozza, amelyek áradás és közepes vízszintek esetén egyaránt működve, alulról felfelé építik fel a ferderétegeket (*Collinson J. D.* 1978, *Jámbor Á.* személyes közlése). Mindkét esetben a kavicsszemcsék leghosszabb tengelye a lejtésirányban áll.

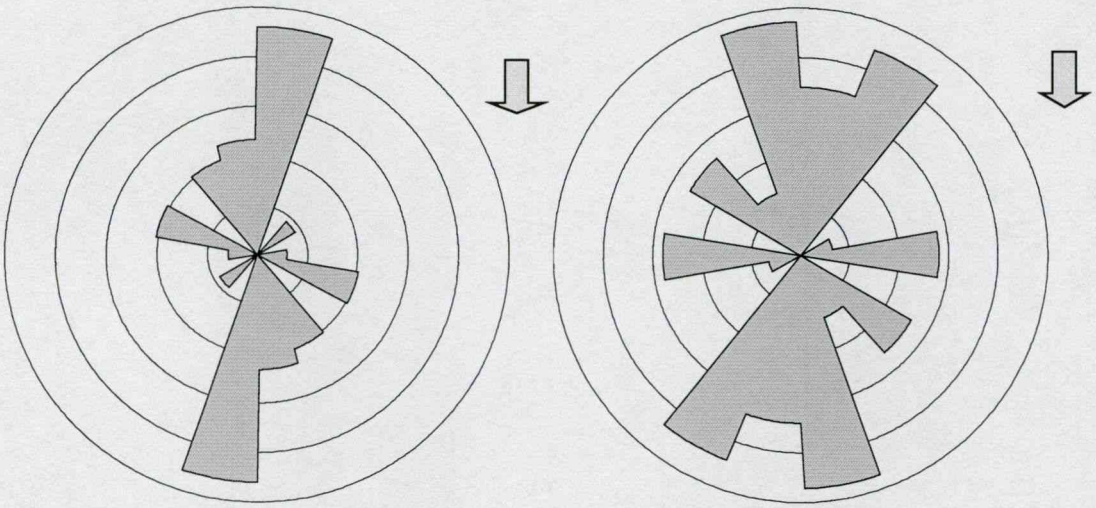


63. ábra: Konglomerátumok kavicsainak irányítottsága *(imbrikációja)* térben (fent) és áramlásirányú metszetben (lent), egy síksági folyó fenékhordaléka (A), hegyi patakok és zagyárak (B) törmelékfolyások és piroklasztit árak (C) esetében *Walker R. G.* 1975 nyomán – az a, b és c betűk a kavicsok leghosszabb, középső, illetve legrövidebb tengelyeit jelölik.

A keresztzátonyokkal azonosítható képződményekben az egy rétegben található 20–30 mm-nél nagyobb kavicsok leghosszabb tengelyük (*a*) szerint zsindelyeződnek egymásra, amely döntően a ferderétegzés irányában áll (*63. ábra B eset és 62. ábra)*. A kavicsok elhelyezkedése nagy hordalékszállítási sebességekre, illetve gravitációs szemcsefolyásra utal (*Sztanó O.* 1990, 1994).

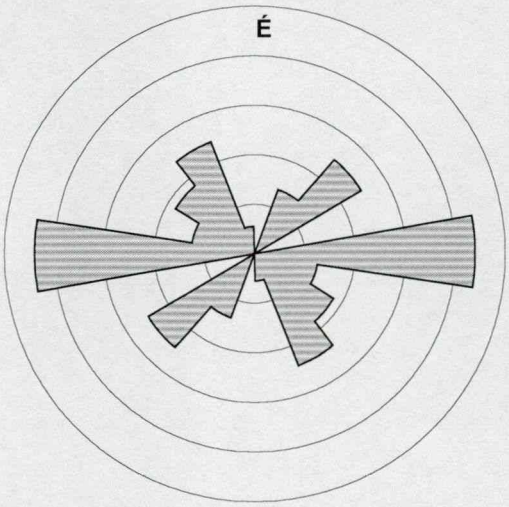
A hosszanti zátonyokkal azonosított képződményekben a zsindelyeződés módjából – lévén itt a kavicsok leginkább a középső (b) tengelyek szerint helyezkednek el egymáson (*63. ábra A eset*) –, mederfenéki görgetett és csúsztatott továbbszállítási módok valószínűsíthetők. A kavicsok leghosszabb tengelye mederfenéki görgetés esetén ugyanis merőleges az üledékszállítás irányára, a leghosszabb és a középső tengelyek által meghatározott fősík folyásiránnyal szemben dől (*Sztanó O.* 1990, *Yagishita K.* 1997) (*64. ábra*).

A kavicsszemcsék szövete gyakran teljesen rendezetlen jelleget mutat, amely a görgetett szállítási mód uralkodó volta mellett helyi szemcsefolyások jelenlétét is valószínűsíti egy-egy kavicsréteg szállítási-lerakódási folyamatai között (*63. ábra C eset*). Szabályszerűséget a rendezetlen kavicsimbrikáció szelvényen belüli elhelyezkedésében nem tapasztaltam – adott szelvény felső rétegeiben, illetve más szelvények alsó részén egyaránt előfordult –, viszont mindig együtt jelentkezett a homokos, helyenként felfelé agyagossá váló mátrix nagyobb arányával.



64. ábra: balra 132 db, jobbra 156 db, 20-30 mm legnagyobb átmérőjű, azonos ferderétegből származó kavicsszem hossztengelyének a dőlésiránnyal (nyíl) bezárt szöge alapján szerkesztett rózsadiagram, a szállítási mód meghatározására a Kistarcsa-Mogyoród közötti működő kavicsbányából

A leghosszabb tengely irányultságából számítható lehordási irány rendszerint jól egybevág a ferderétegek dőlésirányaiból szerkesztett szállítási irányokkal. (*65. ábra*).



65. ábra: Azonos rétegből származó 95 db, 20–30 mm legnagyobb átmérőjű, a tengely szerint zsindelyeződő kavicsszem hossztengelyének irányultsága alapján szerkesztett rózsadiagram a Kisratcsa-Mogyoród közötti működő kavicsbányából. A szemcsék hossztengelyük körül görgetődtek, észak felől dél felé történő szállítási irány mellett.

Kevéssé hangsúlyozott, de fontos szempont ugyanakkor, hogy egy-egy kavicsos üledéktest lehordási irányainak pontos meghatározásához minél nagyobb területrész szállítási irányainak felmérése szükséges. Egy-egy feltárás anyagát vizsgálva nyilvánvalóan csak a helyi

medermorfológiára, lokális szállítási irányokra lehet következtetni, mintsem az egész kavicsanyag képződése szempontjából fontos általános lehordási irányokra.

Fontos szempont, hogy nemcsak a legidősebb dunai terasz esetében találhatók ferderétegzett kavicsos üledékek, hanem ilyenek Budapesttől délre, az ártér magasabb szintjébe tartozó kavicsbányákban is megfigyelhetők. A BUSPED Kft. bugyi bányájában a feltárás felső 1 méteres szakaszában hosszanti zátonyra települő folyami keresztzátonynak a kistarcsai ferderétegzett kavicsokkal azonos belső szerkezete ismerhető fel. (*15. fénykép*).

15. fénykép: Folyóvízi keresztzátony kavicsos üledékei a BUSPED Kft. bugyi bányájának területén, a feltárás irányultsága közel nyugat-keleti

A fenti ferderétegzett üledékcsoport a korábban ismertetett idősebb kavicsteraszbeli képződményekhez hasonló felépítésű, üledékföldtani jegyei alapján apró-és közepes kavicsokból álló normálisan gradált keresztzátonyként azonosítható. A kavicsok főtengelyei a rétegek lejtésének irányában helyezkednek el, a sík keresztrétegzettség valószínűleg valamilyen kisebb mederfenéki mélyedés feltöltődésekor, vagy a hosszanti kavicszátonyok áradás idején folyásirányban való gyors növekedése következtében, szemcsefolyások eredményeképpen alakulhatott ki.

11.5. Összefoglalás

Mindezek alapján megállapítható, hogy a terület horizontálisan rétegzett, a hosszanti zátonyokkal azonosítható kavicsüledékei feküjében, de közöttük is gyakran előforduló ferderétegzett kavicsos képződmények nem a Pannóniai-beltengert feltöltő deltaképződmények homlokán lerakódott üledékekkel azonosíthatók.

Az eddig feldolgozott mérési eredmények alapján leginkább az alluviális hordalékkúpok fonatos medrű folyóágainak keresztirányban növekedő zátonyaival állíthatók párhuzamba, deltalejtő üledékekkel való azonosításuk több, mint kétséges.

12. Összefoglalás

A Pesti-síkság fiatal-harmadidőszaki és negyedidőszaki kavicsos-homokos összleteinek fejlődéstörténetével kapcsolatban a kutatók között egységes álláspont máig nem alakult ki. A fenti képződmények hagyományos eszközökkel történő újravizsgálata mellett munkám során olyan egyéb újszerű anyagvizsgálati módszereket is alkalmaztam, amelyek geostatisztikai elemzések segítségével az egykori üledékképződési környezetekről is információkat adnak és alkalmasak a különböző teraszok kőzettani alapon történő elkülönítésére is. Az előző fejezetekben részleteiben ismertetett vizsgálataim alapján a területet felépítő kavicsképződményekről, a felszínfejlődés állomásairól a korábbi kutatások során évtizedek munkájával kialakított kép az alábbiakban módosítható, illetve egészíthető ki:

Az V. dunai terasz anyaga – amely a terület morfológiailag legmagasabban, rétegtanilag legmélyebben fekvő idős kavicsképződménye – kétségkívül dunai származású. Nem eredeztethető kizárólag az idősebb miocén kavicsok áthalmozásával, ezt a dunai kavicsok változatosabb kőzettani összetétele, a kavicsokat alkotó kőzetek eltérő belső arányai igazolják. Az V. terasz anyaga a nehézásványok vizsgálata alapján kétségtelenül bizonyíthatóan az idősebb miocén és a recens dunai homokos-kavicsos képződményektől egyaránt eltér, azoktól elválasztható. A lehordási területben bekövetkezett erőteljes változás állapítható meg a *Gödöllői homok* és az V. terasz bentonitos agyaggal fedett alsó kavicsteste között, amely további vizsgálatokat sürget a *Gödöllői homok* dunai származtatásának igazolása céljából. Vizsgálataim során megállapítottam, hogy az adott kavicsmintában legnagyobb arányban előforduló görgetettségi értékek az adott kavicstest domináns szemcseméretével korrelálhatók. Emiatt a görgetettségi átlagértékek segítségével a kavicstest korábban általánosan elfogadott elkülöníthetősége a fiatalabb dunai teraszképződményektől, illetve a különböző fiatalabb kavicsos teraszszintek egymástól való szétválasztása csupán ezek alapján általában is problematikus.

A legtöbbször egységes genetikájúnak feltételezett kavicstest mintáinak moduszait vizsgálva, azok gyakorisági értékei alapján a kavicstesten belül két eltérő üledékcsoport rajzolódik ki: a szemcseeloszlási értékek moduszaiból képzett görbék eltérő lefutásúak a bentonitos agyaggal fedett és a bentonitos agyagot fedő kavicsos képződményekben. A szemcseeloszlási görbék és Passega CM és ML diagramjainak alkalmazásával azonosítható

folyóvízi litofáciesek is a két – bentonitos agyaggal elválasztott – kavicsszint eltérő képződési körülményeit, a kavicstest többosztatúságát igazolják.

A vízszintesen rétegzett hordalékkúp-kavicsok fekvő képződményeiben, de közöttük is megtalálható ferderétegzett homokos-kavicsos üledékek genetikája bizonytalan, de az eddigi vizsgálatok alapján leginkább a fonatos medrű folyó(k) keresztirányú zátonyaival párhuzamosíthatók. A Pannóniai-beltengert feltöltő deltaképződmények deltalejtő üledékeivel való azonosításuk több, mint kétséges.

A kavicstestben előforduló, korábban szingenetikus krioturbáció eredményezte rétegzavarok vizsgálataim alapján nem valamelyik pleisztocén glaciálishoz köthető jelenségek, hanem vízkiszökéshez kapcsolódó üledékjegyek. Mivel képződésük adott üledékképződési feltételekhez kötődik, kormeghatározásra nem alkalmasak. Ennek okán a 3,5-5 millió évvel ezelőtt képződött bentonitos agyaggal fedett, pliocén emlős fauna-leleteket tartalmazó kavicsösszlet – az V. terasz anyagának zöme – képződésének pleisztocén kora emiatt sem tartható. A kavicstestnek talán a bentonitos agyagot fedő, homokosabb tagozatának képződése húzódhatott át a pleisztocén elejére, illetve képződhetett teljes egészében már a negyedidőszak elején.

A Budapest környéki kavicsos képződmények kőzettani összehasonlító vizsgálata során igazoltam, hogy kőzettani különbség mutatható ki a budapesti V. és a IV. dunai terasz kavicsos üledékei között, ami kizárja, hogy az ópleisztocén kavicstest anyaga teljes egészében csak a pliocénból áthalmozott lenne. A nehézásvány-vizsgálatok segítségével bizonyíthatóan is a IV. terasz üledéktömege magasabb gránát és magmás amfibol, alacsonyabb epidot tartalma révén határozottan elkülönül az V. terasz anyagától, igazolható ugyanakkor a két kavicstest lerakódása közötti, a lehordási területben bekövetkezett változás is: a magmás eredetű komponensek növekvő szerepe vélhetően a börzsönyi-, visegrádi-hegységi irányú behordódás felerősödését jelzi.

A IV. terasz a moduszok gyakorisági eloszlását tekintve a litofáciesek segítségével is lehatárolható az V. terasz anyagától: anyagában ugyan hasonlóan a kavicsok domináns szemcsemérete 24–48 mm és a minták közép- és finomhomok tartalma nagy, de méteres görgetegek, valamint jelentős arányban finomszemű kavics is előfordul üledékei között. Döntően zátony és ártéri homok litofáciesek építik fel, teljesen hiányoznak viszont az V. terasz hordalékkúpjára nagyon jellemző kolmatitok.

A dunai III. terasz kavicsösszlete kőzettani alapon egyik vizsgált terasz kavicsanyagával sem áll igazolhatóan rokonságban. Nehézásványos, kavicsgörgetettségi, szemcseeloszlási és az ebből következő faciológiai vizsgálatokra azonban sajnos a minták csekély, összehasonlításra alkalmatlan mennyisége okán nem kerülhetett sor.

A kőzettani összehasonlító vizsgálatokból kitűnt, hogy a felső-pleisztocén II/b. és II/a. teraszok anyaga kőzettanilag egymástól és az idősebb dunai teraszok anyagától egyaránt különbözik, ugyanakkor mindkettőtől eltér és leginkább a jelenlegi dunai mederanyaggal azonosítható a Pesti-síkság déli részének ártéri szintű kavicslerakódása függetlenül attól, hogy az az alacsony, vagy magas ártérhez, mint morfológiai kategóriához tartozik.

Az ártéri szintű kavicsminták moduszainak eloszlása, görgetettségi értéke, a fiatal pleisztocén "városi" teraszanyagok kavicsanyagának eloszlásától ugyancsak eltérőnek mutatkozott: az ártéri kavicsanyag uralkodó szemcsemérete 16–64 mm és emiatt a 8-as görgetettségű kavicsokból van a legtöbb, a „városi" teraszok domináns szemcsenagysága 12–16 mm, a leggyakoribb görgetettségi értéke pedig 7. A felső-pleisztocénban felkavicsolódott teraszok és a holocén ártéri szintek kavicsanyagát bizonyíthatóan egyaránt ártéri homokok és zátonyüledékek litofáciesei építik fel.

A kutatófúrások és a geofizikai észlelőpontok adatai alapján a pannóniai fekü Dunavarsánynál 90 m, Délegyháza, Bugyi környékén 80-85 m tengerszintfeletti-magasságú, meglehetősen egyveretű felszín. Felette, a magas ártéri szintben (!), vagy legfeljebb az óholocén I. „terasz" szintjében elhelyezkedő kavicsüledéket görgetettségi értékei, a benne előforduló fagydeformációk miatt a gyér fúrási adatok és faunaleletek alapján korábban a IV., vagy a II/a. terasz mélyebbre süllyedt anyagával azonosították (*Pécsi M.* 1959b). A Pesti-síkság ártéri üledékeinek zöme a korábbi séma alapján a pleisztocénvégi kavicsos üledéktömeg keletkezését követő homokos-iszapos, uralkodóan óholocén korú feltöltés idején rakódott le, ahol a hordalékkúpszerűen épülő ártéren azonos szintben, egymás mellett voltak feltételezhetők idősebb és fiatalabb üledéktestek, de a magasabb és alacsonyabb ártereket egyaránt beboríthatta újholocén öntésanyag is. Az ártéren belüli fagydeformált kavicsrétegeket kézenfekvőnek tűnt a legalacsonyabb és legfiatalabb még krioturbált II/a. terasz bolygatatlan üledékeivel azonosítani (*Pécsi M.* 1959b).

Kőzettani összetételi, kavicsgörgetettségi, a szemcseeloszlási tulajdonságok és a litofáciesek meghatározásához kapcsolódó, a terület morfológiai adatainak figyelembe vételével végzett vizsgálataim alapján a Budapesttől délre elterülő kavicsmezőt felépítő durvatörmelékes összlet néhány kisebb felső-pleisztocén folttól eltekintve (Taksony – II/b., Dunaharaszti – II/a.) különálló üledéktömeget képez, anyaga egyik idősebb dunai terasz anyagával sem azonos, azoktól eltér. Annak ellenére, hogy az alacsony és magas ártér bázisát alkotó kavicsos üledékek genetikájának tisztázásához további vizsgálatok szükségesek, a fenti terület késő-pleisztocén fejlődéstörténetének értelmezése során a szerző felvethetőnek tartja az alábbi, a későbbiekben bizonyításra szoruló munkahipotézist:

A glaciálisok, stadiálisok hideg-száraz időszaka folyamán a magashegységi területeken morénákban felhalmozódó rengeteg kőzettörmelék az interszakaszok kezdetén, a gleccserek olvadékvizei által jut le a hegyvidékekről a medencékbe. A megnövekedett hordaléktöménységű folyóvíz az interszakaszokba való átmenet idején először jelentős eróziót fejt ki – ennek mértéke jóval nagyobb a glaciálisok és stadiálisok kezdetekor fellépő bevágódásnál –, majd a jégtakarók elolvadásával csökkenő vízhozamú folyók rövid idő alatt (még mindig az interszakaszok elején), saját hordalékukba belefúlva, a nem sokkal korábban kivésett völgyüket ezzel a durva kavicsos törmelékkel feltöltik (lásd: a II/b. terasz részben interglaciális eredetének problémája) (*Pécsiné Donáth É.* 1958. *Pécsi M.* 1959b, 1992).

Később a hordalékutánpótlás mérséklődésével, a hegyvidékek beerdősülésével párhuzamosan a folyók saját üledékeikbe vágódnak, majd meanderezve kiszélesítik a völgyüket, gyakori áradásaikkal a kavicsos üledékekre finomszemű áradmányos fedőréteget raknak le. A völgytalpak kitöltései, a későbbi teraszok anyaga tehát nem a glaciálisok, stadiálisok idején halmozódik fel, mert ilyenkor a folyóvölgyekben a völgyalji üledékek felső részére áthalmozó, középszakasz jellegű, vagy finomszemű üledékeket szétteregető alacsony energiájú fonatos medrű vízfolyások lesznek jellemzőek (*Molnár P.* 1995, *Gábris Gy.* 1997, *Gábris Gy. et al.* 2001). Süllyedő területeken éghajlattól függetlenül az akkumuláció a döntő folyamat, a különbség annyiban mutatkozik, hogy a legdurvább kavicsos hordalékok lerakódása az inter-szakaszokba való átmenet idején történik, a glaciálisokban és a stadiálisokban sokkal finomabb üledékek képződnek, illetve a felső rétegek áthalmozása zajlik.

Ezt a nagyon leegyszerűsített, az akkumulációs teraszokra értelmezhető fejlődési sémát a Pesti hordalékkúp-síkság ártéri kavicsainak lerakódási körülményeire átültetve elképzelhető, hogy a fúrásszelvények alapján a területet felépítő 10–15 m vastagságú posztpannóniai

folyóvízi üledékösszletnek egyértelműen döntő részét kitevő kavicsos homok, homokos kavics üledékek lerakódása az utolsó pleisztocén terasz (II/a.) terasszá alakulásával párhuzamosan, a dunamenti süllyedések felújulása által elősegítve még a pleisztocénban, valamikor már a $Würm^{2-3}$ interstadiálisban elkezdődhetett. A különösen rövid és hideg $Würm^{3}$ stadiális nem tette lehetővé a löszképződést, viszont erős krioturbációs mozgásokat okozott a kavicsokban (*Marosi S.* 1955, *Kriván P.* 1960, *Molnár P.* 1995b). A mai árteret felépítő kavicsanyag leülepedése, illetve részleges áthalmozása – azonos szemcsenagysági-kőzettani összetétellel – folytatódhatott a későglaciálisban is.

Ahol tehát az ártéren belül fagydeformált kavicsrétegek, homokkal, iszappal kitöltött fagyékek fordulnak elő, azt nem kizárólagosan az ártéren belül terasszigetek formájában megmaradt idősebb kavicsfoszlányokkal tartom azonosíthatónak (az anyagvizsgálatok ezt az álláspontot nem is támogatják). Ezek inkább az eredeti pleisztocénvégi völgykitöltés érintetlenül maradt felszíneiként értelmezhetők, amelyek a hordalékkúpképződés általános szabályai szerint (*Pécsi M.* 1959b) a legfiatalabb pleisztocén és holocén üledékekkel azonos magassági szintben fordulhatnak elő. Az 50-es út tengelyében kelet felé jelentősen kivastagodó üledéktömeg alsó része – a süllyedéssel lépést tartva –, a későbbiekben a Dunához közelebbi területek vékonyabb kavicstestéhez hasonlóan többszörösen áthalmozódott. Belső szerkezete a vizsgálatok alapján zátonyjelleget tükröz, a nagymértékű áthalmozásra utal az is, hogy a benne előforduló emlősanyag az elmúlt kétmillió, a puhatestű-faunája az elmúlt harmincmillió évből egyaránt tartalmaz alakokat (*Boda J.* 1982, *Jaskó S.* – *Kordos L.* 1990). Az ártéri szinteket felépítő, döntően a felső-pleisztocénban lerakódott kavicsanyag felső részét a posztglaciális és holocén folyóvízi felszínformálás részben átformálta, emellett a felszín mindvégig jelentős eolikus hatásoknak volt kitéve (*Gábris Gy.* 1995).

13. Summary in English

The genetics of the sandy-gravely sediments on the Pest Plain is still an open question in Hungarian geographical research. During the study of the above mentioned loose sediments, beside the classical methods, new geostatistical tests were used, as well, to get information on the prevailing sedimentological environments and to enable the distinction of the different terraces on the basis of their petrology. Based on these investigations on the gravel deposits of the area, the following idea, that alters and completes former concepts, was developed:

The material of the Terrace V. – which is morphologically the highest but sedimentologicaly the lowest gravel-body of the area – was undoubtedly deposited by the Danube. It cannot be originated just from the redeposition of older Miocene gravels, as far as the Danubian gravels are more varied in their mineral composition and the ratio between the different minerals of the gravels is unlikely. A firm change in the catchment area can be studied between the Gödöllő Sand and the lower gravel body of the Terrace V., covered by bentonite clay. This phenomenon urge on further investigations on the Danubian origin of the Gödöllő Sand. I have stated, based on the statistical analysis, that there is a strong correlation between the most common roundness value of a given gravel sample and its dominant grain size, therefore, the former way of distinction of a given gravel-body from a younger terrace formation or from different gravel terraces is rather questionable.

Studying the mode and its frequency distribution of gravel samples, which formerly believed to be of same origin, two different sediment types can be separated: the mode curves derived from the grain-size distributions are different in the gravel bodies covered by and above the bentonite bed. The grain size, Passega CM and ML diagrams prove the diverse origin and different fluvial environment of these gravel bodies.

The horizontally stratified gravels of the alluvial fan, underlined by cross-bedded gravely sandy sediments with uncertain origin, were most likely transverse bars in a braided river. Their identification as delta formations of the Pannonian Sea is rather doubtful.

The bed disturbances in the gravel body were believed to be syngenetic cryoturbations, but based on this research it can be claimed, that these are not in connection with the glacial periods of the Pleistocene, but they rather indicate water escapes. Therefore, they can not be

used for dating, as far as their formation is in connection with certain alluviation. Thus, the gravel body of the Terrace V., covered by bentonite clay and containing Pliocene mammal remnants, could not form during the Pleistocene. It is very probable that only the upper, sandy layers of the gravel body over the bentonite can be dated back to the beginning of the Pleistocene.

During the comparative petrological analysis of the gravel sediments around Budapest I have supported that there is a lithological difference between the gravel bodies of the V. and IV. Terraces. This precludes the total reworking of Pliocene materials. The gravels of the Terrace IV. contain more garnet and magmatite amphibole and less epidote than those of Terrace V. do. At the same time different catchments of these terraces can be verified by the growing amount of magmatic components from the Börzsöny and Visegrád Mountains.

The Terrace IV. can be distinguished from the Terrace V. by the frequency distribution of mode and the lithofacies. The gravels of the Terrace IV. are mostly 24–48 mm large and the samples contain large amount of medium and fine-grained sand, but at the same time huge blocks and fine-grained gravel is mixed in it. This gravel body is mostly built up by bar and overbank sand, and colmatites, which are typical in the alluvial fan of the Terrace V., are totally missing.

The gravels of the Terrace III. are in unverifiable relationship with the gravel bodies of other terraces according to the lithological investigations. Unfortunately the low number and small amount of samples did not allow further research (i.e. heavy minerals, roundness, grain size, faciological studies).

Comparative petrographical investigation applied in this work pointed on the lithological differences between the Upper Pleistocene Terrace II/b. – II/a. and the older Danubian terraces. They do differ from the alluvial deposits of the southern Pest Plain, which shows more similarities with the present bedload, regardless whether it is the material of the low or the high floodplain.

The mode distribution and roundness of the present day floodplain gravels differs from the late Pleistocene "City" terraces respectively: the dominant grain size of the floodplain gravels is 16-64 mm, therefore, the roundness is 8. The "City" terraces contain 12–16 mm sized

gravels characterised by roundness approximately 7. The gravel bodies of the Late Pleistocene and Holocene terraces and floodplains are the lithofacies of floodplain sands and bar deposits.

Based on the rare data of exploration wells and geophysical records, the gravels over the Pannonian bed were identified as the material of the subsided material of the Terrace IV. or II/b. (Pécsi M. 1959b). Pécsi proved his theory by the fauna remnants, roundness and the cryodeformations of the gravels, without considering that these reflect the morphology of former riverbeds rather than the base of higher terraces, and that these gravels are in the level of the high floodplain(!) or in the late Holocene Terrace I., as far as their altitude is 90 m at Dunavarsány, 80-85 m in the vicinity of Délegyháza and Bugyi. According to former concepts, during the Late Pleistocene gravel accumulation prevailed on the Pest Plain, and during the Holocene sandy-silty sediments deposited on it. At this time the floodplain was very similar to an alluvial fan, where older and younger sediment bodies existed next to each other on the same level, and late Holocene overbank sediments likely covered the higher and lower floodplains. Therefore, it was obvious to relate the cryotourbated gravel beds of the floodplain to the lowest and youngest gravel body of Terrace II/b. (Pécsi M. 1959b).

Based on the petrological, roundness and grain size distribution investigations of this research and the morphological study of the territory aiming the determination of lithofacies, it can be sated that the coarse gravel body south of Budapest is an autonomous sediment disregarding some small Upper Pleistocene patches (at Taksony: Terrace II/b. and at Dunaharaszti: Terrace II/a.). The material of this gravel is not similar to any older Danubian terrace gravel; it can be separated from those. Although, further investigations are needed for the explanation of the origin of gravels on the higher and lower floodplains, its is possible that the late Pleistocene evolution of the territory took place as it follows:

Under the dry and cold climate of the glacials and stadials huge amount of debris was accumulated in the moraines in elevated mountains. This debris was washed down to the basins by melt waters at the beginning of inter-periods. During the beginning of interglacials the sediment concentration of rivers grew rapidly causing intensive fluvial erosion – its rate was far higher than the rate of incision at the beginning of glacials and stadials. Later as the ice-sheets disappeared the discharge fell very quickly (still at the beginning of the inter-periods), therefore, rivers filled up their incised valley with coarse gravel sediment (see the origin debate of Terrace II/b.; Pécsiné Donáth É. 1958., Pécsi M. 1959b, 1992).

Later, as the sediment supply fell and forests occupied the mountains the rivers incised into their own sediments, widening their floodplains by lateral erosion and covering the gravels by fine overbank deposits. Thus, the material of terraces, the fillings of valleys were not accumulated during the glacials and at the beginning of stadials, because at this time low energy braided rivers reworked the valley-fills and distributed fine grained sediments (Molnár P. 1995, Gábris Gy. et al. 2001).

Using this simplified model of accumulation terraces above, the sedimentological environment of gravels on the floodplains of the Pest Plain might be explained the following way. The 10-15 m thick Post Pannonian fluvial sediment consisting mostly gravely-sand and sandy-gravel was deposited during the $Würm_{2-3}$ interstadial, simultaneously with the formation of the last Pliocene terrace (II/a.) and the renewed tectonic movements along the Danube. The extremely cold climate of the short $Würm_3$ stadial was not favourable for loess formation, but it resulted typical cryoturbations in the gravel layers (Marosi s 1955, Kriván P. 1960, Molnár P. 1995). The deposition and redeposition of gravels on the present-day floodplain probably continued in the Late Glacial as well, without any petrological or grain-size changes. Therefore, cryoturbation phenomena, the ice-wedges filled by clay or sand in the gravels of the floodplain can not be explained only as the remained patches of older terrace gravels (the analyses do not support this idea). These probably can be interpreted as the untouched surfaces of the late Pleistocene valley-fill, which occur at the same level as the late Pleistocene and Holocene sediments just as it is in the rule of alluvial fan formation (Pécsi M. 1959b). The lower part of that sediment body, which stretches and thickens eastwards along the road No. 50, was probably resedimented several times similarly to thinner gravel bodies along the Danube, simultaneously with the continuous subsidence. The structure of this gravel body reflects bars, and its 2 million years old mammal fossils and 30 million years old mollusc remnants prove the resedimentation (Boda J. 1982, Jaskó S. – Kordos L. 1990). The late Pleistocene gravels of the present-day floodplain were redeposited due Postglacial and Holocene fluvial activity, and at the same time eolian processes took place on its surface (Gábris Gy. 1995).

Felhasznált irodalom

Allen J. R. L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin – Sedimentology 2. pp. 93–114.

Aschenbrenner B. C. 1956. A new method of expressing particle sphericity – Journal of Sedimentary Petrology 26. pp. 15–31.

Ashmore P. E. 1991. How do gravel-bed rivers braid? – Canadian Journal of Earth Sciences 28. pp. 326–341.

Balogh K. 1991. Szedimentológia I. kötet – Akadémiai Kiadó, Budapest 546 p.

Bartkó L. 1939. Nummulinás kvarckavicsok – Földtani Közlöny 69. pp. 58–61.

Báldi T. 1994. Elemző (általános) földtan I–II. – kézirat, Budapest 797 p.

Báldi T. – Sztanó O. 2000. Gravitációs tömegmozgásos fáciesek és a vízmélység változásának jelei a Bükk tengeri oligocén rétegeiben – Földtani Közlöny 130. pp. 451–496.

Bányai B. 1972. A bugyi kavicsbánya összefoglaló jelentése és készletszámítása – kézirat, Tessedik Sámuel MgTSZ, 24 p.

Blair T. C. – McPherson J. G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentological processes, and facies, assembleges – Journal of Sediment Researches 64. pp. 450–489.

Bluck B. J. 1982. Texture of Gravel Bars in Braided Streams – In: *Hey R. D. – Bathurst J. C – Thorne C. R.*: Gravel-bed Rivers – John Wiley and Sons Ltd. pp. 291–337.

Boda J. 1982. Adatok a Duna pleisztocén kori eróziójához Dél-Buda területén – Földtani Közlöny 112. pp. 455–458.

Bogárdi J. 1955. A hordalékmozgás elmélete – Akadémiai Kiadó, Budapest 547 p.

Borsy Z. 1990. Evolution of the Alluvial Fans of the Alföld – In: *Church M. – Rachocki A. H.:* Alluvial Fans, a field approach – John Wiley and Sons,Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore pp. 229–246.

Bódi B. 1938. A Budapest környéki harmadkori kavicsok kőzettani vizsgálata, különös tekintettel a levantei kavicsképződményekre – Földtani Közlöny 68. pp. 180–207.

Böckh H. 1899. Nagymaros környékének földtani viszonyai – MÁFI Évkönyve 13. pp. 1–57.

Böckh J. 1872. Fót-Gödöllő-Aszód környékének földtani viszonyai – Földtani Közlöny 2. pp. 6–18.

Bulla B. 1934. A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái – Földrajzi Közlemények 62. pp. 136 –149.

Bulla B. 1935. Néhány szó a poláris és szubpoláris tundraképződmények kutatástörténetéhez – Földrajzi Közlemények 63. pp. 279–289.

Bulla B. 1939. Terraszvizsgálatok Budapest és Dunaadony között – Földrajzi Közlemények 67. pp. 92–107.

Bulla B. 1941. A Magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai – Földrajzi Közlemények 69. pp. 199–230.

Bulla B. 1953. Az Alföld felszínének kialakulása – Alföldi Kongresszus kiadványa pp. 55–67.

Bulla B. 1964. Magyarország természeti földrajza – Tankönyvkiadó, Budapest 423 p.

Burján B. 1999. Adatok a Pesti-síkság déli részének fejlődéstörténetéhez – In: „A táj és az ember geográfus szemmel" geográfus doktoranduszok IV. országos konferenciájának CD kiadványa, Szeged, oldalszám nélkül

Burján B. 2000a. A Pesti-síkság fiatal kavicsos üledékeinek görgetettségvizsgálata – Földrajzi Közlemények 124 (48). 1-4. pp. 61–74.

Burján B. 2000b. Some stratigraphic problems of 'Mastodon gravels' in the hungarian geological literature – ACTA Geographica Szegediensis Tomus XXXVII. pp. 29–43.

Burján B. 2001a. Folyóvízi eredetű litofáciesek meghatározása szemcseeloszlási görbék segítségével terasz-képződményekben – Hidrológiai Közlöny 81. pp. 145–151.

Burján B. 2001b. Folyóvízi üledékminták szemcseeloszlási görbéiből levonható rétegtani következtetések a Pesti-síkság teraszképződményeinek példáján – Földrajzi Kutatások 2001, A Magyar Földrajzi Konferencia absztrakt kötete, Szegedi Tudományegyetem Természeti Földrajzi Tanszék, p. 19.

Burján B. 2001c. Új típusú szemcseeloszlási vizsgálatok a Pesti-síkság teraszképződményeinek példáján – A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei, Szegedi Tudományegyetem Természeti Földrajzi Tanszék, CD-kiadványa, Szeged, oldalszám nélkül

Burján B. 2001d. Néhány gondolat a Pesti-síkság dunai görgetegeinek származásával kapcsolatban – Hidrológiai Tájékoztató 64. pp. 40–42.

Burján B. 2002a. A Pesti-síkság kavicsos üledékeinek szemcseeloszlási vizsgálata – Földtani Közlöny, in print

*Burján B.*2002b. Vízkiszökési szerkezetek a Kistarcsa környéki pliocén kavicsösszletben – Földtani Közlöny, in print

Cailleux A. 1952. Morphoscopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie – Geologische Rundschau 40. pp. 11–19.

Cholnoky J. 1910. Az Alföld felszíne – Földrajzi Közlemények 38. pp. 413–436.

Cholnoky J. 1923. Általános földrajz II. – Dunántúli Könyvkiadó és Nyomda Rt., Pécs 251 p.

Cholnoky J. 1928. Alföldünk morfológiai problémái – Földrajzi Közlemények 56. pp. 87–93.

Church M. – Jones D. 1982. Channel Bars in Gravel-Bed Rivers – In: *Hey R. D. – Bathurst J. C. – Thorne C. R.:* Gravel-bed Rivers – John Wiley and Sons Ltd. pp. 291–337.

Collinson J. D. 1978. In: *Reading H. G.:* Sedimentary environments and facies – Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Melbourne pp. 15–60.

Cook H. E. et al. 1982. Charasteristics of sediments on modern and ancient continental slopes – In: *Scholle A. P. – Spearing D.*: Sandstone depositional environments, AAPG Memoir 31. pp. 329–364.

Csapó L. 1998. A kisalföldi és Gerecse-peremi Duna-teraszok nehézásvány vizsgálata – Földtani Közlöny 128. pp. 499–518.

Csillag G. et al. 2000. A Balatonfelvidék földtana – MÁFI kiadványa, Budapest 486 p.

Dunne L. A. – Hempton M. R. 1984. Deltaic sedimentation in the Lake Hazar pull-apart basin, south-eastern Turkey – Sedimentology 31. pp. 401–412.

Erdélyi M. 1955. A Dunavölgy nagyalföldi szakaszának víztározó üledékei – Hidrológiai Közlöny 35. pp. 159–169.

Erdélyi M. 1960. Geomorfológiai megfigyelések Dunaföldvár, Solt és Izsák környékén – Földrajzi Értesítő 9/3. 257–276.

Erdélyi M. 1967. A Duna–Tisza közének vízföldtana – Hidrolológiai Közlöny 47. pp. 331–340, 357–365.

Ethridge F. G. – Wescott W. A. 1990. Fan Deltas - Alluvial Fans in coastal Settings – In: *Church M. – Rachocki A. H.:* Alluvial Fans, a field approach, John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore pp. 195–211.

Fonó A. et al. 1972a. Délegyháza és Bugyi térségének kavicskutatása (felderítő fázisú földtani zárójelentés) – kézirat, FTV, 27 p.

Fonó A. et al. 1972b. Délegyházi kavicsbányák nyersanyagkutatása (földtani zárójelentés) – kézirat, FTV 87 p.

Fonó A. et al. 1972c. Kavicskataszter kiegészítése a Dunavölgy Dunaharaszti-Solt közötti szakaszára – kézirat, FTV 50 p.

Fonó A. et al. 1972d. Alsónémedi-Ócsa térségének kavicskutatása (elő- és felderítő fázisú kutatási jelentés) – kézirat, FTV, 102 p.

Gaál I. 1953. Újra megvizsgált néhány hatvani és gödöllői pliocén emlősmaradványról és a pliocén tagolásáról – Földtani Közlöny 93. pp. 263–272.

Gábris Gy. 1985. Az Alföld holocén paleohidrológiai vázlata – Földrajzi Értesítő 34/4. 391–408.

Gábris Gy. 1995. A folyóvízi felszínalakítás módosulásai a hazai későglaciális-holocén őskörnyezet változásainak tükrében – Földrajzi Közlemények 119. (43.) kötet 1. szám, pp. 3–10.

Gábris Gy. 1997. Gondolatok a folyóteraszokról – Földrajzi Közlemények 121. (45.) 1–2. pp. 3–16.

Gábris Gy. et al. 2001. A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése – A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei, Szegedi Tudományegyetem Természeti Földrajzi Tanszék, CD-kiadványa, Szeged, oldalszám nélkül

Gedeonné Rajeztky M. 1973. Fosszilis folyóvízi üledékek mikromineralógiai spektrumának értelmezése recens hordalékvizsgálatok alapján – Földtani Közlöny 103. pp. 285–293.

Gomez B. et al. 1989. Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms – Earth Surfaces, Processes and Landforms 14. pp. 135–156.

Gyuricza Gy. et al. 1999. Development of the SAGUS program system and its potential uses in applied geology – MÁFI Évi Jelentése 1992-93-ról, II. pp. 145–157.

Hahn Gy. 1989. A magyarországi kavicsszintek és teraszok kronológiai átértékelésének gyakorlati jelentősége – Földtani Kutatás 32/4. pp. 59–63.

Hajdúné Molnár K. 1968. Granulometriai és mikromineralógiai vizsgálatok a pannon korú képződményekben a Mátra- és a Bükkaljáról – Földtani Kutatás 11. pp. 5–2.

Halaváts Gy. 1895. Az Alföld Duna–Tisza közötti részének földtani viszonyai - MÁFI Évkönyve 11. pp. 102–174.

Halaváts Gy. 1898. A Budapest vidéki kavicsok kora – Földtani Közlöny 28. pp. 291–299.

Halmai J. 1974. A Fót és Csomád közötti terület harmadidőszaki képződményei – MÁFI Évi Jelentése 1972-ről, pp. 65–86.

Hein F. J. – Walker R. G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly braided, Kicking Horse River, British Columbia – Canadian Journal of Earth Sciences 114. pp. 562–570.

High. L. R.–Picard M. D. 1974. Reliability of cross-stratification types as paleocurrent indicators in fluvial rocks - Journal of Sedimentary Petrology 44/1 pp. 158–168.

Horusitzky H. 1900. Komárom város környékének hidrográfiai és agro-geológiai viszonyai – MÁFI Évkönyve 13. 99–118.

Horusitzky H. 1924. Részlet Budapest székesfőváros Duna balparti területe földtani, talajtani és vízi viszonyainak ismeretéhez – A Szent István Akadémia Mennyiségtani és Természettudományi Osztályának felolvasásai, Budapest 14 p.

Horusitzky H. 1933. Budapest székesfőváros geológiai viszonyairól – Földtani Közlöny 63. pp. 20–49. és pp. 117–153.

Horusitzky H. 1935. Budapest Duna bal parti részének talajvize és altalajának geológiai vázlata – Hidrológiai Közlöny 15. pp. 1–161

Inkey B. 1894. Pusztaszentlőrinc vidékének talajtérképezése – MÁFI Évkönyve 10. pp. 45–63.

Jackson R. G. 1976. Sedimentological and fluid-dynamic implications of the turbulent bursting phenomena in geophysical flows – Journal Fluid. Mech. 77. pp. 531–560.

Jaskó S. 1973. A Pannóniai-medence besüllyedése és feltöltődése a neogénben – MÁFI Évi Jelentése 1973-ról, pp. 133–146.

Jaskó S. 1981. Üledékfelhalmozódás és kőszénképződés a neogénben – MÁFI alkalmi kiadványa, Budapest 157 p.

Jaskó S. – Kordos L. 1990. A Budapest-Adony-Örkény közötti terület kavics formációja – MÁFI Évi Jelentése 1988-ról, pp. 153–167.

Jánossy D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján – Akadémiai kiadó, Budapest p. 183.

Jánossy D. – Vörös I. 1979. Streufunde aus dem Pleistozän Ungarns – Fragmenta Min. et Pal. pp. 21–60.

Jánossy D. – Krolopp E. 1994. Alsó-pleisztocén Mollusca- és gerinces fauna a győrújfalui kavicsbányából – Földtani Közlöny 124. pp. 403–440.

Jámbor Á. 1965. Üledékes kőzetek kavicsvizsgálatainak földtani értékelése – kézirat, Budapest, 35 p.

Jámbor Á. 1969. A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata – MÁFI Évi Jelentése 1967-ről, pp. 135–142.

Jámbor Á. 1980. Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fáciestípusai és ősföldrajzi jelentőségük – Földtani Közlöny 110. pp. 498–511.

Jámbor Á. 1997. A Közép-dunántúl fiatal kainozóos rétegtanának és fejlődéstörténetének néhány kérdése – MÁFI Évi Jelentése 1996-ról, pp. 199–202.

Jámbor Á. 1998. A magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése – In: *Bérczi I. – Jámbor Á.*: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL és MÁFI kiadványa, Budapest pp. 495–517.

Juhász Á. 1996. Investigations of the clastic sediments in the Bakony Mountains – In: *Pécsi M. – Juhász Á.*: Guide Book - IAG Conference, Budapest, pp. 64–69.

Juhász Gy. 1992. A pannóniai (s.l.) formációk térképezése az alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet – Földtani Közlöny 122/2-4. pp. 133–165.

Juhász Gy. 1994. Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s. l. üledéksorának összehasonlító elemzése – Földtani Közlöny 124/4. pp. 341–365.

Károlyi Z. 1957. A dunai hordalékvizsgálatok eredményeiből leszűrhető morfológiai következtetések – Földrajzi Értesítő 6. pp. 11–27.

Kerekes J. 1939. A pestlőrinci fosszilis tundraképződményekről – Földtani Közlöny 69. pp. 131–140.

Kerekes J. 1941. Hazánk periglaciális képződményei – MÁFI Beszámolók 3. pp. 97–142.

Kéz A. 1933. A budai Várhegy teraszkavicsa – Földrajzi Közlemények 61. pp. 266–268.

Kéz A. 1942. Az erózióról és a teraszokról – Földrajzi Közlemények 70. pp. 1–32.

Kéz A. 1958. Hogyan mozog a kavics a vízfolyás medrében? – Földrajzi Értesítő 7. pp. 356–359.

Kleb B. – Meisel J. – Török E. 1970. Törmelékes üledékes kőzetek jellemzése szemcseeloszlásuk alapján, továbbá a szemcsealak értékelése a szemcsenagyság, az ásvány-kőzettani összetétel és a szállítási mód figyelembevételével – kézirat, BME Ásvány- és Földtani Tanszék, 86 p.

Kleb B. 1993. A délegyházi kavicsbánya-bővítő kutatás műszaki-kőzettani szakértői értékelése – BME Mérnökgeológiai Tanszék, Budapest 46 p.

Kleb B. 1993. A Kiskunlacháza térségében mélyült fúrások kőzet-mintaanyagának ásvány-kőzettani, kőzetfizikai és talajmechanikai elemzése – BME Mérnőkgeológiai Tanszék, Budapest 42 p.

*Kleb B.*1996a. A Bugyi LASTES Bt. kavicsbánya bányatelek-bővítő kutatásának műszaki kőzettani értékelése – BME Mérnőkgeológiai Tanszék, Budapest 30 p.

*Kleb B.*1996b. A Bugyi nagyállás-dűlői ÉP-Kavics Bt. kavicsbánya bányatelek-bővítő kutatásának műszaki kőzettani értékelése – BME Mérnőkgeológiai Tanszék, Budapest 26 p.

Kordos L. – Krolopp E. 1990. Alsó-pleisztocén puhatestű és gerinces fauna a Kisalföldről (Halászi, Arak 1. sz. fúrás) – MÁFI évi jelentése az 1988. évről, pp. 235–244.

Kretzoi M. 1953. A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján – MTA Alföldi Kongresszus kiadványa, Budapest pp. 89–99.

Kretzoi M. 1981. Fontosabb szórványleletek a MÁFI Gerincesgyűjteményében (6. közlemény) – MÁFI Évi Jelentése 1979-ről, pp. 483–490.

Kretzoi M. – Krolopp E. 1972. Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján – Földrajzi Értesítő 21. pp. 133–158.

Kretzoi M. – Pécsi M. 1982. A Pannóniai-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása – Földrajzi Közlemények 90. pp. 300–326.

Kriván P. 1960a. A Duna ártéri színlőinek kronológiája – MÁFI Évi Jelentése 1960-ról, pp. 56–71.

Kriván P. 1960b. Jéglencsés-leveles állótundra jelenségek Magyarországon – Földtani Közlöny 88. pp. 201–209.

Kriván P. 1972. Kifagyási jelenségek genetikája, alkalmazása pleisztocén alapszelvények tagolására hegységi és medencetreületeken – kézirat, ELTE Földtani Tanszék, 85 p.

Kriván P. 1973. A periglaciális Duna-üledékek közelhegységi törmelékanyagának eredete a Duna-kanyartól a Pesti-síkságig – Földtani Közlöny 103. pp. 136–144.

Krolopp E. et al. 1976. A budai Várhegy negyedkori képződményei – Földtani Közlöny 106. pp. 193–228.

Krumbein W. C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles – Journal of Sedimentary Petrology 11. pp. 64–72.

Kuti L. 1975. A dabasi kavicskutatás és verőszonda kísérletek eredményei – MÁFI Évi Jelentése 1973-ról, pp. 233–250.

Kuti L. 1976. A Duna-völgyi legfelső kavicsréteg kutatása az izsáki térképlapon – MÁFI Évi Jelentése 1974-ről, pp. 125–132.

Laird M. G. 1970. Vertical sheet structures – A new indicator of sedimentary fabric – Journal of Sedimentary Petrology 40. pp. 428–434.

Láng S. 1938. Folyóterrasztanulmányok – Földtani Közlöny 69. pp. 110–130.

Láng S. 1967. A Cserhát természeti földrajza – Akadémiai Kiadó, Budapest p. 375.

Leél-Őssy S. 1953. A Rákosvidék geomorfológiája – Földrajzi Értesítő 2/1. pp. 70–82.

Lecce S. A. 1990. The Alluvial Fan problem – In: *Church M. – Rachocki A. H.:* Alluvial Fans, A Field Approach, John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore pp. 3–24.

Lowe D. R. – LoPiccolo R. D. 1974. The charasteristics and origins of dish and pillar structures – Journal of Sedimentary Petrology 44. pp. 484–501.

Lowe D. R. 1975. Water escape structures in coarse grained sediments – Sedimentology 22. pp. 157–204.

Lowe D. R. 1982. Sedimentary gravity flows II: depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidite events – Journal of Sedimentary Petrology 52/1. pp. 279–297.

Lóczy L. 1881. A promontori Duna-mederkotrás geológiai eredményei – Földtani Közlöny 11. pp. 255–257.

Lóczy L. 1896. Irodalmi ismertető és bírálat Halaváts Gy. :"Az Alföld Duna - Tisza közötti részének földtani viszonyai" című cikkével kapcsolatban – Földtani Közlöny 26. pp. 132–135

Lóczy L. 1914. Hozzászólás Schafarzik F.: "Újabb ásványlelőhelyek Budapest környékén" című előadásához – Földtani Közlöny 44. p. 88.

Lóczy L. 1918. A Magyar Szentkorona országainak leírása – Kilián kiadó, Budapest 43 p.

Lőrenthey I. 1904. A rákosszentmihályi Sashalom kavicsainak koráról – Földtani Közlöny 34. pp. 232–241.

Lőrenthey I. 1906. Budapest pannóniai és levantei korú rétegei és ezek faunája – Mathematikai és Természettudományi Értesítő pp. 296–342.

Lőrenthey I. 1912. Újabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához – Mathematikai és Természettudományi Értesítő 29. pp. 118–119., 515–535. és 30. pp. 223–233.

Ludwig G. 1955. Neue Ergebnisse der Schwermineral- und Kornanalyse in Oberkarbon und Rotliegenden des südlichen und östlichen Harzvorlandes – Beihefte zur Geologie 14. 76 p.

Major J. J. 1998. Pebble orientation on large, experimental debris-flow deposits – Sedimentary Geology 117. pp. 151–164.

Martini I. P. 1971. A test of validity of quartz grain orientation as a paleocurrent and paleoenvironmental indicator – Journal of Sedimentary Petrology 41. pp. 60–68.

Marosi S. 1955. A Csepel-sziget geomorfológiai problémái – Földrajzi Értesítő 4/3. pp. 279–300.

Marosi S. 1962. Vita Somogyi S.: „Hazánk folyóhálózatának kialakulása" című kandidátusi értekezéséről – Földrajzi Értesítő 11. pp. 131–148.

Marosi S. – Somogyi S. 1990. Magyarország kistájainak katasztere – MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest 1023 p.

Mauritz B. 1958. Budapest és környékének kőzetei és ásványai – In: *Pécsi M. – Marosi S. – Szilárd J.* (szerk): Budapest természeti képe, Akadémiai Kiadó, Budapest pp. 119–135.

Meisel J. – Török E. 1974. Nagyüzemi kavicsbányák – jelenlegi és tervezett – anyagának műszaki-kőzettani értékelése – BME Építőmérnöki Kar, Ásványtani és Földtani Tanszék, Budapest 173 p.

Miall A. D. 1974. Paleocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude - Journal of Sedimentary Petrology 44/4. pp. 1174–1185.

Miall A. D. 1977. A rewiew of the braided river depositional environment – Canadian Journal of Earth Sciences 13. 62 p.

Miall A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary – In: *Miall A. D.*: Fluvial sedimentology, Canadian Society of Petrologists and Geologists Mem. 5. pp. 597–604.

Miall A. D. 1992. Alluvial deposits – In: *Walker R. G. et al.:* Facies models: response to sea level change – Geological Association Of Canada, St. Johns, Newfounland pp. 119–142.

Miall A. D. 1996. The geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin analyses, and Petroleum Geology – Springer Verlag 582. p.

Miall A. D. 2000. Principles of Sedimentary Basin Analyses –Springer Verlag, 3rd, updated and enlarged edition, 616 p.

Miall A. D. et al. 1985. Recognition of fluvial depositional system and their resource potencial – Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Short Course No. 19 Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Printed in U.S.A. 290 p.

Moldvay L. et al. 1966. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához / Budapest, L - 34 - II. – MÁFI kiadványa pp. 159–164.

Molnár B. 1959. A statisztikus nehézásvány vizsgálat hibalehetőségei – Földtani Közlöny 89. pp. 294–297.

Molnár B. 1964. Magyarországi folyók homoküledékeinek nehézásvány összetétel vizsgálata – Hidrológia Közlöny 44. pp. 347–355.

Molnár B. 1966. Pliocén és pleisztocén lehordási területváltozások az Alföldön – Földtani Közlöny 96. pp. 403–413.

Molnár B. 1967. A Dél-alföld pleisztocén feltöltődésének ritmusai és vízföldtani jelentőségük – Hidrológia Közlöny 47. pp. 537 – 552.

Molnár B. 1969. A szemnagyság és a nehézásvány-összetétel összefüggései – Földtani Kutatás 12. pp. 8–17.

Molnár B. 1977. A Duna–Tisza köze felsőpliocén és pleisztocén földtani fejlődéstörténete – Földtani Közlöny 107. pp. 1–16.

Molnár P. 1991. A szigetközi Duna-szakasz partiszűrést biztosító mederanyagának aktuálgeológiai értékelése – kézirat, MÁFI Adattár Bp. 56 p.

Molnár P. 1994: A szigetközi Duna-szakasz aktuálgeológiai felmérése – In: Beszámoló jelentés „az Európai Közösség szakértői ajánlásaiban megfogalmazott hidrogeológiai feladatok elvégzéséhez alapadatok összeállítása és értékelése" című szerződés teljesítéséről, kézirat, MÁFI Adattár pp. 45–158.

Molnár P. 1995a. DANREG – neotektonikai térkép (1: 200 000) magyarázója – kézirat, MÁFI Adattár, 5 p.

*Molnár P.*1995b. Dunai teraszok-fejlődési modell – kézirat, MÁFI Adattár, 14 p.

Morisawa M. 1985. Rivers, form and processes – Longman Group Limited, London, New York 222 p.

Morrison R. B. 2000. The Pliocene-Pleistocene (Neogene-Quaternary) boundary should be placed a ca. 2,6 Ma, not at 1,8 Ma! – In: INQUA Abstracts of XV. International Congress, Durban, South Africa – Quaternary Internat. 63–64. 170 p.

Mottl M. 1941. Az interglaciálisok és interstadiálisok a magyarországi emlősfauna tükrében - MÁFI Vitaülései pp. 5–42.

Id. Noszky J. 1935. Budapest környékének helvécien rétegei – Földtani Közlöny 65. pp. 163–182.

Nemec W. 1990. Aspect of sediment movement on steep delta slopes – In*: Colella A. et al.*: Coarse-grained deltas, IAS Special Publications 10. pp. 29–73.

Nemecz E. 1973. Agyagásványok - Akadémiai Kiadó, Budapest 507 p.

Nielsen R. et al. 1977. New occurences of dish structure in the stratigraphic records – Journal of Sedimentary Petrology 47. pp. 1299–1304.

Passega R. 1964. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. – Journal Sed. Petrology 34, pp. 830–847.

Pávai Vajna F. 1941a. Jelentésem az 1936. évi fővároskörnyéki geológiai és hegyszerkezeti felvételeimről – MÁFI Évi Jelentése az 1936-1938. évekről 1. pp. 329–342.

Pávai Vajna F. 1941b. Előzetes jelentésem az 1937. évi budapestkörnyéki geológiai felvételekről – MÁFI Évi Jelentése az 1936-1938. évekről 1. pp. 357–375.

Pávai Vajna F. 1941c. Az 1936. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem – MÁFI Évi Jelentése 1936-38 évekről 1. pp. 399–438.

Pelikán P. et al. 1995. Ócsa, Felsőbabád kavicselőfordulás (Pest megye) – földtani adatcsomag – MÁFI, ELGI, 11 p.

Pécsi M. 1956. Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna-völgy Pozsony (Bratislava)–Budapest közötti szakaszáról – Földrajzi Értesítő 5/1. pp. 21–41.

Pécsi M. 1957a. A magyarországi Duna teraszok párhuzamosítása a bécs környéki és a vaskapui teraszokkal – Földrajzi Közlemények 5. (81.) 3. pp. 259–282.

Pécsi M. 1957b. Kalocsa és Kecel-Kiskőrös környékének geomorológiai kérdései – Földrajzi Értesítő 6/4. pp. 421–439.

Pécsi M. 1958. A Pesti-síkság geomorfológiája – In: *Pécsi M. – Marosi S. – Szilárd J.* (szerk): Budapest természeti képe, Akadémiai Kiadó, Budapest pp. 248–282.

Pécsi M. 1959a. Budapest természeti földrajza – Akadémiai Kiadó, Budapest 416 p.

Pécsi M. 1959b. A magyarországi Dunavölgy kialakulása és felszínalaktana – Akadémiai Kiadó, Budapest 345 p.

Pécsi M. 1961. A periglaciális talajfagyjelenségek főbb típusai Magyarországon – Földrajzi Közlemények 9. (85.) 1. pp. 1–24.

Pécsi M. 1964. A magyarországi szerkezeti talajok kronológiai kérdései – Földrajzi Értesítő 13/2. 141–156.

Pécsi M. 1967a. A Duna-menti síkság. A domborzat kialakulása és mai képe – In: *Marosi S.– Szilárd J.* (szerk): A dunai Alföld (Magyarország tájföldrajza 1.), Akadémiai Kiadó, Budapest pp. 165–176.

Pécsi M. 1967b. Duna–Tisza közi Hátság. A felszín kialakulása és mai képe – In: *Marosi S.– Szilárd J.*. (szerk): A dunai Alföld (Magyarország tájföldrajza 1.), Akadémiai Kiadó, Budapest pp. 214–221.

Pécsi M. 1980. A Pannóniai-medence morfogenetikája – Földrajzi Értesítő 29. 1. pp. 105–127.

Pécsi M. 1991. Folyóteraszok deformációi és tektonikus törések – In: *Pécsi M.* (szerk): Geomorfológia és domborzatminősítés, MTA FKI Elmélet-Módszer-Gyakorlat 53. Budapest pp. 48–57.

Pécsi M. 1992. Geomorfológiai kutatásirányok és eredmények az MTA FKI -ban 1951–1991 között – Földrajzi Értesítő 41. pp. 33–59.

Pécsi M. 1995. The development of the Hungarian upland section of the Danube valley – In: *Pécsi M.– Schweitzer F. – Kis É.* (szerk): Exkursionsführer von Transdanubien anläßlich der Mitteleuropäischen Geomorphologentagung 16 .18. Juli 1994. MTA FKI kiadványa, pp. 35–37.

Pécsi M. 1996. Geomorphological regions of Hungary – Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Budapest 121 p.

Pécsi M. 1997. Szerkezeti és váztalajképződés Magyarországon - MTA FKI, Elmélet - Módszer - Gyakorlat 57. Budapest, 296 p.

Pécsi M. – Pécsiné Donáth É. 1958. Elemző módszerek alkalmazása a geomorfológiai kutatásban – Földrajzi Értesítő 8. pp. 165–178 .

Pécsi M. et al. 1981. Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1:10 000 - Geomorfológiai magyarázó - kézirat, MÁFI Adattár 107 p.

Pécsiné Donáth É. 1958. Duna-terasz kavicsok görgetettségi vizsgálata – Földtani Közlöny 88. pp. 57–75.

Postma G. 1983. Water escape structures in the context of a depositional model of mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrioja Formation – Almeria Basin, SE Spain) – Sedimentology 30. pp. 91–103.

Postma G. – Roep T. B. 1985. Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas – Journal of Sedimentary Petrology 55, pp. 874–885.

Rachocki A. 1981. Alluvial Fans, an attempt at an empirical approach – John Wily and Sons. Chichester, New York, Brisbane, Toronto 161 p.

Raincsákné Kosáry Zs. 1975. Magyarázó a Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1:10 000, Pestlőrinc térképlapjához – kézirat, MÁFI Adattár 1460 p.

Rasmussen H. 2000. Nearshore and alluvial facies in the Sant Lorenc del Munt depositional system: recognition and development – Sedimentary Geology 138. pp. 71–98.

Reading H. G. 1978. Sedimentary environments and facies – Blackwell Scientific Publications, London p. 557.

Riley C. M. 1941. A new roundness scale for sedimentary particles – Journal of Sedimentary Petrology 11. pp. 94–97.

Rozlozsnik P. 1939. Csomád, Fót és Váchartyán környékének földtani viszonyai - jelentés az 1935. évi felvételekről – MÁFI Évi Jelentése 1935-ről, pp. 851–878.

Rónai A. 1959. Az Ócsa-Bugyi-Majosháza környékén végzett síkvidéki térképezés – MÁFI Évi Jelentése 1955-56-ról, pp. 299–316.

Rónai A. 1963. A dunántúli és alföldi negyedkori képződmények érintkezése Paks és Szekszárd között – MÁFI Évi Jelentése 1961-ről, pp. 19–30

Rónai A. 1972. Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében – MÁFI Évkönyve, 421 p.

Rónai A. 1985. Az Alföld negyedidőszaki földtana – Geologia Hungarica ser. Geol. 21. 445 p.

Rónai A. 1986. A magyarországi kvarter képződmények kifejlődése és szerkezeti helyzete – Földtani Közlöny 116. pp. 31–43.

Rubin D. M. 1987. Cross-bedding, Bedforms, and Paleocurrents – Concepts in Sedimentology and Paleontology, Volume 1, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma 187 p.

Rust B. R. 1972a. Structure and process in braided river – Sedimentology 18. pp. 221–245.

Rust B. R. 1972b. Pebble orientation in fluvial sediments – Journal of Sedimentary Petrology 42/2. pp. 384–388.

Rust B. R. 1975. Fabric and structure in glaciofluvial gravels – In: *Jopling A. V. et al.*: Glaciofluvial and glaciolacustrine sediments, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publications 23. pp. 238–248.

Rust B. R. 1978. Depositional models for braided alluvium – In: *Miall A. D.*: Fluvial sedimentology, Canadian Society of Petrologists and Geologists Mem. 5. pp. 605–625.

Salamon F. 1878. Buda-Pest története I. rész, Kocsi Sándor nyomása, Budapest 366 p.

Schafarzik F. 1910. Geológiai kirándulás a Puszta-Szentlőrinci kavicstelepre – kirándulásvezető, MÁFI Adattár 16 p.

Schafarzik F. 1918. A budapesti Duna paleohydrográfiája – Földtani Közlöny 48. pp. 184 - 200.

Schafarzik F. – Vendl A. 1929. Geológiai kirándulások Budapest környékén – Stádium Sajtóvállalat Rt., Budapest 343 p.

Scharek P. 1974. Magyarázó a Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1:10 000, Nagytarcsa térképlapjához – kézirat, MÁFI Adattár, 1049 p.

Scheuer Gy. 1970: Adatok a fagyékek keletkezéséhez – Földrajzi Értesítő 19/2. pp. 191 – 194.

Schréter Z. 1958. Budapest és környékének geológiája – In: *Pécsi M. – Marosi S. – Szilárd J.* (szerk): Budapest természeti képe, Akadémiai kiadó, Budapest pp. 98–116.

Schweitzer F. – Scheuer Gy. 1992. Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi „sivatagi kéreg" alapján – Földrajzi közlemények 116. (40.) kötet, 3-4. szám pp. 105–123.

Sippel R. F. 1971. Quartz grain orientation (the photometric method) – Journal of Sedimentary Petrology 41. pp. 38–59.

Smith S. A. 1990. The sedimentology and accretionary style of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), Southern England – Sedimentary Geology 67. pp. 199–219.

Somogyi S. 1960. Dr. Pécsi M.: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana – könyvismertetés, Földrajzi Értesítő 9. pp. 232– 238.

Somogyi S. 1961. Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata – Földrajzi Közlemények 9. (85.) pp. 25–50.

Somogyi S. 1962. A holocén időszakra vonatkozó kutatások földrajzi (hidromorfológiai) értékelése – Földrajzi Értesítő 11/2. 185–202.

Somogyi S. 1967. Ősföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről – Földrajzi Értesítő 16/3. 319–338.

Somogyi S. 1988. Magyarország holocén kori főbb paleoökológiai változásai – Földrajzi Értesítő 37/ 1-4. 227–230.

Somogyi S. et al. 2000. A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon – MTA FKI kiadványa, Budapest 302 p.

Stanley K. O. – Surdam R. C. 1978. Sedimentation on the front of eocene Gilbert-type deltas, Washakie Basin, Wyoming, – Journal of Sedimentary Petrology 48. pp. 557–573.

Stanistreet I. G. – McCarthy T. S. 1993. The Okawango fan and the classification of subaeral fan systems – Sedimentary Geology 85. pp. 115–133.

Strausz L. 1949. A Dunántúl délnyugati részének kavicsképződményei – Földtani Közlöny 79. pp. 3–53.

Strausz L. 1952. Kavicstanulmányok a Dunántúl középső részéről – Földtani Közlöny 82. pp. 119–136.

Strömpl G. 1915. A visegrádi Dunaszoros és a pesti síkság fiatalabb kavicstelepei – Földtani Közlöny 45. pp. 328–331.

Sümeghy J. 1939. A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése – MÁFI Évkönyve, pp. 65–251.

Sümeghy J. 1945-1947. A Duna–Tisza-csatorna dunaharaszti szakaszának kutató fúrásai - A Duna–Tisza-csatorna alsónémedi-sári szakaszának kutató fúrásai – MÁFI Évi Jelentése 1945-47-ről, pp. 3–29.

Sümeghy J. 1947. Adatok az Alföld földtani felépítéséhez – MÁFI Évi Jelentése 1947-ről, pp. 61–65.

Sümeghy J. 1950. Hidrológiai tanulmány a Duna–Tisza köze ipari és ivóvíz ellátásának kérdéséhez – Hidrológiai Közlöny 30. pp. 280–293.

Sümeghy J. 1952a. Földtani adatatok a Duna–Tisza köze északi részéről – MÁFI Évi Jelentése 1948-ról, pp. 85–99.

Sümeghy J. 1952b. Hidrogeológiai adatok a Duna–Tisza közéről – Földrajzi Értesítő 1/1. pp. 33–37.

Sümeghy J. 1953a. A Duna–Tisza közének földtani vázlata – MÁFI Évi Jelentése 1950-ről, pp. 233–264.

Sümeghy J. 1953b. Medencéink pliocén és pleisztocén rétegeinek kérdései – MÁFI évi jelentése az 1951. évről, pp. 83–109.

Szabó J. 1858. Pest-Buda környékének földtani leírása - Természettudományi Pályamunkák 4., Budapest pp. 1– 58.

Szabó J. 1873. Budapest geológiai tekintetben – Egyetemi Nyomda, Budapest 116 p.

Szabó J. 1876. Egy continentális emelkedésről és süllyedésről Európa DK-i részén – MTA Évkönyve X. Kötet, Budapest 99 p.

Szabó J. 1879. Budapest geológiai tekintetben - Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Emlékkönyve, Budapest pp. 1 - 146.

Szabóné Drubina M. 1977. Magyarázó a Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1:10 000, Ferihegy térképlapjához – kézirat, MÁFI Adattár 1081 p.

Szabóné Drubina M. 1981. Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1:10 000 Geológiai magyarázó - kézirat, MÁFI Adattár pp. 195 - 317.

Szádeczky–Kardoss E. 1936. Pleistozäne Strukturbodenbildung in den ungarischen Tiefebenen und im Wiener Becken – Földtani Közlöny 66. pp. 213–228.

Szentes F. 1949. Összefoglaló jelentés az 1948-49. évi pestkörnyéki felvételekről – MÁFI Évi Jelentése 1948-ról, pp. 11–16.

Szentes F. 1958. Budapest és környékének földtani térképe – In*: Pécsi M. – Marosi S. – Szilárd J.* (szerk): Budapest természeti képe, Akadémiai kiadó, Budapest

Sztanó O. 1990. Durvatörmelékes üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeralatti csatornakitöltő konglomerátum példáján – Általános Földtani Szemle 25. pp. 337–360.

Sztanó O. 1994. The tide-influenced Pétervására Sandstone, early Miocene, Northern Hungary: Sedimentology, Paleogeography and Basin Development – Geologica Ultrechtina 120. 155 p.

Szüts S. 1972. Magyarázó a Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1:10 000, Cinkota térképlapjához – kézirat, MÁFI Adattár 812 p.

Tanaka J. – Maejima W. 1995. Fan-delta sedimentation on the basin margin slope of the Cretaceous, strike-slip Izumi Basin, soutwestern Japan – Sedimentary Geology 98. pp. 205–213.

Tóthné Makk Á. 1985. Laboratóriumi elemzési eredmények felhasználása az üledékföldtani kiértékelésben – MÁFI Módszertani Közlemények 1985/1. 72 p.

Török E. 1991: A Magyarországi kavicselőfordulások anyagának halmazszilárdsága, különös tekintettel a negyedidőszaki képződményekre – kandidátusi értekezés, kézirat Budapest 290 p.

Török E. 1996. Hazai kavicsmezők anyagának szilárdsága a halmazjellemzők tükrében – Földtani Közlöny 126. pp. 117–129.

Treitz P. 1903. A Duna–Tisza közének agrogeológiai leírása - Földtani Közlöny 33. pp. 297–316.

Urbancsek J. 1963a. Pliocén és pleisztocén üledékek földtani szintezésének új lehetőségei a vízföldtani kutatásban – Hidrológiai Közlöny 43. pp. 392–400.

Urbancsek J. 1963b. A földtani felépítés és a rétegvíznyomás közötti összefüggés az Alföldön – Hidrológiai Közlöny 43. pp. 205–218

Vendl A. 1915. A Csepel-sziget homokjáról – Földtani Közlöny 45. pp. 331–335.

Vermes J. 1982, 1984: Vízvezető porózus litofácieseink vízföldtani jellemzőinek albumszerű összefoglalása I -II. – kézirat, MÁFI Adattár Bp. 127 p.

Vörös I. 1980. Magyarország fosszilis Elephantidái I. – Fol. Hist. –nat. Mus. Matr. 6. pp.13–49.

Vörös I. 1983. Elephantiden-Reste aus dem Karpatenbecken – Fragmenta mineralogica et Paleontologica 11. pp. 61–84.

Vörös I. 1991. A magyarországi fosszilis Elephantidák biosztratigráfiája – kézirat, 19 p.

Wadell H. 1932. Volume, shape, and roundness of rock particles – Journal of Sedimentary Petrology 40. pp. 443–451.

Walker R. G. 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association – Geol. Soc. Amer. Bull. 86, pp. 932–966.

Wentworth C. K. 1919. A laboratory and field study of cobble abrasion – Journal of Sedimentary Petrology 27. pp. 507–522.

Yagishita K. 1997. Paleocurrent and fabric analyses of fluvial conglomerates of the Paleogene Noda Group, northeast Japan – Sedimentary Geology 109. pp. 53–71.