

LÁSZLÓ Attila
PÜSPÖKI Zoltán
DIŰ Mihai

Az Oltszem-Gidófalvi pleisztocén öböl homokkomplexumának szedimentológiai vizsgálata

(Kivonat)

A munka a Háromszéki-medence sepsiszentgyörgyi öblében kifejlődött felsőpleisztocén korú homokkomplexum szedimentológiai vizsgálatát, ősföldrajzi rekonstrukcióját és kronológiai értékelését tűzte ki célul. A felvételezések során részletes terepi szelvényezés, szemeloszlás vizsgálatok, összehasonlító fáciesanalitikai vizsgálatok és morfológiai értékelések történtek. A teljes üledékkomplexumot öt litológiai elkülöníthető rétegre bontva vizsgáltuk.

A vizsgálatok során több metodológiai probléma is szem elé került. A koptatottság mértékének meghatározásában szerepet játszó tényezők dominanciája ugyanazon üledékösszleten belül, közzéttípusonként változott. A szemcsealak vizsgálatok során jelentkező szóródás egyértelműen a közetminőséggel és közetstruktúrával mutatott szoros korrelációt. A szemeloszlásoknál tapasztalt bimodalitás az egyes közzéttípusok eltérő leülepedési viszonyaival függ össze (pszeudobimodalitás).

Az őskörnyezeti rekonstrukció alapján egy vegyes genetikájú, változatos lerakódási térszíneken kifejlődő, legyezőszerű,

a medence felé kivékonyodó hordalékkúp képe rajzolódott ki. A hordalékkúp fejlődéstörténetét alapvetően meghatározta az aljzat D-i irányú fokozatos kibillenése, a vulkanizmus egyidejű megújulása és a tavi környezetek regressziója. A teljes üledéksor tehát véleményünk szerint nem tekinthető Ős-Olt teraszüledéknek, legfeljebb a diszkordánsan települő, intraformációsan reszedimentált legfiatalabb összlet.

Bevezetés

Az elmúlt évtizedekben a földtani kutatások e térségben többnyire a pliocén korú lignittelepek feltárására összpontosultak. A 90-es évek elejétől a központi költségvetésből kutatásra előirányzott összegek csökkenésével a kutatások üteme lassult, így a vidék számos érdekes földtani problémája feldolgozatlan maradt, vagy csak vázlatosan körvonalazódott.

Ezek közé sorolható az Oltszem-Gidófalva térségében található pleisztocén homokkomplexum kutatása. Pillanatnyilag a régió egyetlen működő homokbányája ebből a komplexumból nyeri az építészeti számára a nyersanyagot. Vizsgálatra pedig több szempontból érdemes. Felszínközeli helyzete, jó feltártsága lehetővé teszi, hogy egy időben változó, térben sem homogén őskörnyezeti viszonyok között épülő hordalékkúp szerkezeti felépítését, kifejlődésbeli jellegzetességeit tanulmányozzuk, s a fejlődés alapvető törvényszerűségeire vonatkozólag közvetlen megfigyelésekre alapozott megállapításokat tehessünk. Ugyanakkor a törmelékes üledékösszlet a térség felsőpleisztocén fejlődéstörténetének medencebeli lerakódású, korrelatív üledéksora, melynek felhalmozódása a környező területek fejlődéstörténetének egyenes következménye, s amelynek ciklusos megjelenése, anyagi összetétele így közvetlen bizonyítékokkal szolgálhat a tágabb térség egykorú eseménytörténetére vonatkozóan.

Jelen munkánkban e fiatal homokformáció földtani kutatását tűztük ki célul. Ennek kere-



tében az összlet szedimentológiai vizsgálatát, a lerakódási környezet ősföldrajzi rekonstrukcióját, ill. a lehordási háttér tér- és időbeni alakulásának elemzését végeztük.

Földtani környezet, általános jellemzés

A Sepsiszentgyörgytől É-ra fekvő pliocén-pleisztocén öböl az Olt folyó két oldalán terül el. K-re a Bodoki-havasok, Ny-ra a Baróti-hegység krétakorú, sasbércként kiemelkedő flis képződményei határolják le. Üledéksorozata részét képezi a Brassó-Háromszéki medence pliocén-pleisztocén medenceüledékeinek. A Tusnád-Bükszádi szorosától az Olt mentén D felé haladva Málnás térségéig egy kiöblösödő folyosó jellemzi az Olt völgyét, kedvező feltételeket nyújtva a Piliske és a Csomád szerkezetéből származó durvatörmelékes, ill. tufás-tufitos vulkáni eredetű kőzetek elsődleges lerakódására.

A Málnás-Oltszem térségben kréta üledékekből kialakult küszöbtől D-re fokozatosan kiszélesedő Oltszem-Gidófalvi öböl területén pliocén-alsópleisztocén aljzaton alakult ki e felsőpleisztocén korú vulkáni homok komplexum. Az Oltszem térségétől Szotyor település határáig húzódó, több mint 15 km hosszú és 4-4,5 km széles, háromszög kiterjedésű összlet (1., 2. ábra) vastagsága 0-15 m között alakul. E komplexummal a korábbi irodalomban csak szórványosan és érintőlegesen találkozhatunk (ORGHIDAN, N., 1929; MRAZEC, L., 1932; LITEANU, E., 1962, 1966; BRANDRABUR, T., 1964; IANCU, M., 1965; PATRULIUS, D., MIHĂILĂ, N., 1966; SAMSON, P., et al., ALIMEN, N., et al., 1969; CASTA, I., 1971, 1980; TÖVISSI J., 1972, 1974, 1997; GHENEA, C., 1981).

A heterogén rétegsor változó szemeloszlású, általában rosszul vagy közepesen jól osztályozott homok és kavicsrétegekből áll. A durva hömpölyt tartalmazó, íves folyóvízi kavicsos szintek, rétegzetlen, tavi kifejlődésű, világos, agyagos kőzetlisztes közbetelepülésekkel tagolt homokrétegek egyaránt megjelennek. A felhalmozott törmelékes üledéksor anyaga uralkodóan a Dél-Hargita vulkáni sorozatának lepusztulási

terméke. A rövid lehordási úthossz, a szállító közeg és ülepedési környezet térben és időben ritmikusan változó közeg energiája, a felszíni mállás alacsony foka, ill. a hordalék aprózódási hajlama együttesen határozták meg a felhalmozódó üledéksor mechanikai jellemzőit.

Terepi észlelések, vizsgálati módszerek

A mesterséges és természetes felszíni feltárások révén igen jól körvonalazhatók a vizsgált komplexum fácieskifejlődései, ezek genetikai kapcsolata és térbeni változásai. Ezek alapján az összlet a feltárások tanulsága szerint három jellemző szakaszra bontható. Ezek mindegyikét egy-egy jellemző szelvény segítségével ábrázoltuk. Legdélebbi helyzetben a Gidófalvától D-re eső feltárásban 7,5-8 m vastagságban uralkodóan rétegzetlen, tavi kifejlődésű, gyengén osztályozott aprókavicsos homok figyelhető meg. Többször ismétlődő enyhén orientált megjelenésű, aránylag szimmetrikus osztályozottságot, gradált rétegzettséget mutat. A kavics-homok összlet rudított frakciójának alkotói helyenként zsindeyszerűen borulnak egymásra. A ritmikus megjelenésű, gradált rétegzésű üledéksorban több szintben jelentkeznek kavicsos betelepülések (3. ábra).

Legészakabbi helyzetben az Oltszem település határában található anyaggyerő feltárás látható. A fejtési falon ciklusos felépítésű, folyóvízi rétegsor tárul fel, homokos, kőzetlisztes, agyagos betelepülésekkel.

A zoltáni homokbánya a vizsgált formáció térbeli középpontjában helyezkedik el. Rétegoszlopán alul tavi-állóvízi, felül uralkodóan folyóvízi rétegsor látható, vagyis majdnem teljes sorozat szelvénye tanulmányozható a 11,7 m magas és közel 120 m széles fejtési fronton. Így ez utóbbi rétegsor tűnt legalkalmasabbnak a teljes kifejlődés jellemzését célzó részletes szelvényezésre, és az anyagvizsgálatokhoz szükséges mintavételekre (3. ábra).

Szemeloszlás vizsgálatok, ill. az összetétel meghatározása céljából a homokos szintekből 3-5 kg-os mintákat gyűjtöttünk be, melyeken há-



rom mérést végeztünk, s ezek átlagát ábrázoljuk. A durvatörmelékés szintből, figyelembe véve a legnagyobb szemcsefrakció (128-256 mm) részarányát, reprezentatív mintavétel céljából mintegy 130 kg-nyi anyagot vettünk (KOZÁKNÉ T. Julianna -KOZÁK M., 1980). E mintán szemeloszlás- és különböző típusú morfometriai vizsgálatokat végeztünk (ZINGG, 1935, SNEED - FOLK, 1958, SZÁDECZKY KARDOSS E., 1933).

A zoltáni rétegoszlop leírása, anyagvizsgálatok

A rétegsor tanulmányozása során öt rétegtag bizonyult jól elkülöníthetőnek.

Az alsó szakaszon feltáruló fekvő idősebb pleisztocén teresztrikumok képezik, melyeknek sárgás, barnás, kavicsos homokos agyag rétegeire diszkordánsan települ a legalsó rétegtagot képező, szürke színű, rétegzetlen, durva és középszemű tavi homok, 2-5 cm vastag agyagos, kőzetlisztes közbetelepülésekkel. A felső részen helyenként és alárendelten rétegzési jegyek is megfigyelhetők, ahol az orientációt elsősorban a közbetelepülő kavicszinórok teszik láthatóvá. Az alsó összetlet vastagsága 2,4-4,5 m között alakul. Az 1. és 3. minták szemeloszlása (6. ábra) unimodális haranggörbét eredményez, enyhén negatív ferdeséggel, ami jól megfelel az átlagosnál kisebb közegegenergiával rendelkező tavi, tóparti környezeteknek.

Erre íves rétegzésű, osztályozatlan, ill. rosszul osztályozott kavics települ rétegszerűen, melynek vastagsága az 1 m-t is elérheti, s többnyire nem csökken 0,5 m alá. A kavics (4. minta) szemcseméretében a finomszemű kavicsoktól (2-4 mm) a hömpölyig (>515 mm) minden szemcseméret megtalálható, a kavicsok jelentős része a 32-64 mm-es mérettartományba esik (6. ábra). A homok vagy ennél finomabb szemcseméretű kötőanyag mennyisége nem haladja meg a 15 %-ot. A 4. ábrán szereplő szemcseösszetéti görbe nem tekinthető példaértékűnek, mivel nem fedti a teljes szemcseeloszlást. Az üledék szöveti megjelenése szemcsevázis szerkezetet mutat, azaz a

szemcsék egymás felszínén támaszkodnak, míg a finomabb szemű kötőanyag az így visszamaradt szemcseközi üregeket tölti ki. Alapjában friss, szürkés anyag, helyenként sávosan limonitos, mangánoxidos szennyeződésre utaló, változóan barnás, sárgás, ill. ritkán fekete elszíneződése oxidatív felhalmozódási környezetre, ill. a szivárgó vizek utólagos elem szállító, -kicsapó és üledékmentáló hatására utal.

Anyagi összetételében szinte egyeduralkodó (96,22 %) volt a vulkáni eredetű kőzet, míg ennek megfelelően az üledékes kőzetek (pl. kréta korú homokkövek, pliocén márgák) aránya igen alárendelt (3,78 %). Tágabb értelemben tehát monomiktnek tekinthető, ha figyelembe vesszük azonban az egyes vulkáni kőzetek közötti petrográfiai eltéréseket, ill. a kőzetek pontos származási helyét, polimikt jelleget állapíthatunk meg. Ennek alapján a kavicsok között elkülöníthető mintegy 10 kőzettípus az alábbiakban határozható meg: 1. kréta korú flis üledék, 2. bazaltos piroxénandezit (Piliske), 3. amfibolandezit (Csomád), 4. **biotitamfibolandezit** (Csomád - Piliske fő vulkáni kúpja), 5. piroxénamfibolandezit (Kis Morgó), 6. habkő (Csomád), 7. piroxénamfibolandezit (Málnásfürdő-Lüget), 8. biotitamfibolandezit (Csomád-Kövesponk), 9. piroxénandezit (Kárpitos), 10. pliocén korú márga (1. táblázat).

Az alaktani vizsgálatok során elsősorban a lehordási távolsággal való szoros korrelációt (CPV módszer), ill. a kőzet eredeti szerkezeti jellegéből adódó morfometriai jellegeket lehetett kimutatni (ZINGG- és WADELL-féle diagram, SNEED-FOLK féle háromszög diagram). A CPV módszer elsősorban a koptatás mértékének kifejezésére alkalmas, igen érzékeny vizsgálati mód, ami rövid szállítási távolságon is lehetővé teszi a megfelelő érzékenységgű kőzetek lehordási úthossz szerinti szétválasztását. Vulkanitokról lévén szó, kellően kis kopásállósággal számolhatunk (KOZÁKNÉ T. Julianna - KOZÁK M., 1981), így a koptatottság mértéke megerősíthette a szöveti összehasonlító vizsgálatokra alapozott eredetvizsgálatok eredményeinek helytállóságát. A vizsgálat összefoglaló eredményeit az 4. ábra



szemlélteti. Látható, hogy a koptatottság fokának növekedésével egyidejűleg csökken a koptatottság mértékének szórása. Az oldalpatakokból bekerülő, rövidebb lehordási úthosszal rendelkező flis kőzetek többnyire kevésbé koptatott, ugyanakkor közeli mezőbe esnek a Piliske szerkezetből származó bazaltos piroxénandezitek, ill. a csomádi Kövesponkból származó biotitamfiboldacit. Ezek anyaga lemezes elválású lávafolyások fragmentálódásával jött létre. Alacsony koptatottsági fokuk üdeségükkel és rövid lehordási távolságukkal arányos. Közepes koptatottságúnak bizonyult a Kárpitos piroxénandezitje, a Málnásfürdő piroxénamfibolandezitje, ill. a Kis Morgó piroxénamfibolandezitje. Ezek a kőzettípusok közeli lehordású lávakőzetek. A legnagyobb koptatottságot elért kőzetváltozatok a Csomád és a Piliske szerkezetéből származó biotitamfibolandezit, ill. amfibolbiotitandezit anyagú vulkáni bombái és agglomerátumai. Ezek elsősorban szöveti adottságaik, primer vulkáni alakú megjelenésük, ill. előrehaladottabb mállási fokuk miatt érték el e kiemelkedő koptatottságot.

A gömbölyítettség fokára vonatkozó vizsgálatok (5. ábra) szerint a vizsgált kőzettípusok átlagértékei egymáshoz közel eső mezőkben helyezkednek el a korong, gömbös, és lemezes mezők határán, ami esetükben azonos szállító közeget és felhalmozódási környezetet jelez. Ugyanakkor az egyes kőzettípusok eredet szerint változó szerkezeti eltérései, vulkáni lávafaciesei (lávapad, vulkáni bomba, habkő stb.) jól értelmezhető szóródás-tendenciákat eredményeznek (5/b ábra, 1. táblázat). A lávapadokból származó vulkáni kőzetek mállásnak jobban ellenálló változatai (Piliske bazaltos piroxénandezit), ill. a rétegzési jellegeket mutató üledékes kőzetek, különösen rövidebb szállítási távolságok esetén megőrizték lemezes megjelenésüket. Közel rokon kifejlődést mutat a korong, lemezes-hengeres mezőkben végighúzódnó málnásfürdői piroxénamfibolandezit, s kissé tér el csupán a korong, alárendelten gömbös formájú Kis Morgó-i piroxénamfibolandezit. A már szingenetikusan gömbölyded formát öltő vulkáni bombák - agglomerátumok a mállással szemben közel anizotróp

testként viselkednek, így alakjuk a szállítás során nem, vagy alig változik. A távolabbi lehordási területekként számba vehető Piliske és Csomád vulkáni szerkezetéből származó bombák anyaga ugyancsak gömbölyded szerkezetet ölt. A csomádi habkő egyértelműen gömbszerű megjelenést mutat, ami ez esetben szintén a szingenetikus kőzetszerkezettel, és az igen alárendelt koptatással (flotáció) magyarázható. A 9. ábrán bemutatott SNEED-FOLK féle értékelés hasonló tendenciákat igazolt a lemezes és zömök megjelenési formák átmeneteinek különböző fokára helyezve a fent említett kőzettípusokat.

A egyes lehordású, változatos összetételű, alárendelten rétegzett, osztályozatlan kavicsos öszlet legvalószínűbb szállítási közege laza kőzetliszt vizes szuszpenziója, mely sűrűségénél és sebességénél fogva a durvatörmelékek nagyarányú áthalmazására is alkalmas, jelentős közegeenergiát képezhetett, nem rendelkezett viszont a vízfolyásokra általánosan és ebből adódóan a folyóvizek áramlási rendszerére jellemző medermorfológiával. Ez meggátolta a jellegzetes folyóvízi rétegzések (keresztrétegzés, ferderétegzés, lencsés zátónysorok stb.) kialakulását, noha alárendelt, az áramlás tényéből adódó rétegzési jelenségek megjelenését lehetővé tette.

Harmadik rétegtagként a kavicsos rétegre települő durva és nagyszemű, keresztrétegzett kavicsos homok különíthető el. E szint vastagsága 3-3,5 m között változik. A minták (5., 6. sz. minták) szemeloszlás görbéje (6., 7. ábra) unimodális normál haranggörbe, enyhén pozitív ferdeséggel, ami elsősorban nyugodt áramlási jellegeket mutató folyóvízi térszínnek (pl. torkolatközeli szelvények) jellegzetessége, ahol az ülepítő közege energiája gyakran mülja felül a hordalék mozgathatóságához szükséges minimumot. A 13. minta szemcsevizsgálatainak tanulsága szerint az egyes lencséken belül fölfelé finomodás figyelhető meg, az apró kavicsból a finomabb homokig. Ez a rétegzési forma viszont már elsősorban a kanyarulatok belső oldalán kialakuló meder-részletek övzátóny soraira jellemző. Ennek alapján egy középszakasz jellegű, vándorló kanyarulatokkal rendelkező vízfolyás képe rajzolható



meg legnagyobb valószínűséggel. A görbén a 6. és 13. minta esetében 16 mm-nél jelentkező második maximum a lebegtetve szállított, sajátos ülepedési képességgel rendelkező habkő jelenlétének tulajdonítható (pszeudobimodalitás).

A negyedik rétegtag durva és középszemű, vályúsan keresztreteggett kavicsos homok. Vastagsága 2,00 - 3,20 m. Az e szintet reprezentáló 7. és 8. mintákon végzett szemeloszlás vizsgálatok (7. ábra) a harmadik rétegtag esetében is tapasztalt unimodális haranggörbe, enyhén pozitív ferdeséggel. Ezt és a vályús keresztreteggezést figyelembe véve közép-alsó szakasz jellegű folyóvízi fácies képe rajzolódik ki. A 14. sz. minta esetében jelentkező bimodalitást 6. és 13. mintához hasonlóan a habkő jelenléte okozta.

Az ötödik rétegtagot rétegtetlen, gyengén agyagosodott, sárgásbarna durva és középszemű homok képviseli. A diszkordánsan települő igen változó megjelenési vastagságú összlet átlagos vastagsága 2-2,5 m, helyenként majdnem teljes egészében átvágja az idősebb összleteket. A 9. és 10. minták szemeloszlás vizsgálata alapján kirajzolódó unimodális haranggörbe (7..8. ábra) kis közegenergiájú felhalmozódási környezetet tükröz, uralkodóan lerakódási folyamatokkal. A rétegtag anyagában jól megfigyelhetők a pleisztocén klímaingadozásokhoz kapcsolódó fa-gyásjelenségek.

A gidófalvi rétegoszlop leírása

A zoltáni homokbánya legidősebb első rétegtagjával azonos rétegtani helyzetű, hasonló leülepedési környezettel rendelkező mintegy 7,5-8 m vastagságú üledéksor táru fel Gidófalvától D-re, Szotyor térségében szétterülő homokösszletben. A kettő között azonban mind a leülepedési környezetre utaló litofáciestani kifejlődésben, mind a törmelékes üledékek anyagi összetételében némi eltérés mutatható ki. A kavicsok szemcsemérete láthatóan lecsökken, s uralkodóvá válik a 16-32 mm-es frakció (finom és aprókavics). Kőzetösszetétele közel azonos a zoltáni és oltszemi feltárásokban tapasztaltakkal, azaz ugyancsak monomikt andezitikavicsként nevezhető meg. 0,5-1 %-os

részarányban megjelennek a metamorf kavicsok, színesítve a kőzettani összetételt. Ezek többnyire nagyobb keménységű epi-mezozónás parametamorfitek (kvarcitos lidit, csillámos-kvarcitos gneisz, metaaleurolitok, mangán bevonatú gránitgneisz, metagneisz, szericites kvarcit). Ezek a D-Baróti-hegység alsókréta felső konglomerátumos sorozatából származnak, az oldalpatakok anyagáttelepítő munkáját jelezve. Az epimetamorfitek (fillit, kloritos és szericites palák) hiánya azok szállítási útvonal mentén megfigyelhető gyors kikopásával hozható kapcsolatba, csillámtartalmuk azonban jelentősen dúsul a felhalmozódási környezet kavicsos szintjeinek finomfrakciójában. A kavicsok formája lapos. A beágyazó homokösszlet anyaga szürke, durva-nagyszemű. A komplexum különböző szintjein itt is megtalálhatók a nagyméretű, 2-2,5 m átmérőjű hömpölyök.

A legyezőszerűen szétáruló D-i zónában több fácies jelenhetett meg, melyek közül a bemutatott Gidófalvi rétegoszlop a központi pásztát jellemzi. Itt a periodikusan ismétlődő szemcsedurvulások és -finomodások között belső eróziós felszínek (intraformációs diszkordanciák) nem fordulnak elő, azaz szimmetrikus osztályozottságot mutató kavics-homok összlet képe rajzolódik ki. A durvatörmelékes szintek laposabb kavicsainak rétegtani helyzete zsinde-lyes elrendeződést mutat. Szemcseloszlása polimodális, alapanyaga gyengén osztályozott. E szintek szöveti képe szemcsevázaz megjelenés jellemző, a kavics szemcsék közötti kötőanyag aránya azonban megközelíti a 30 %-ot. Mindebből arra következtethetünk, hogy az északabbi területekről vízfolyások által lehor-
dott, vegyes szemcseszerkezetű törmelékes üledékek állóvízi-tavi környezetben halmozódhattak fel. A szemcsedurvulásokat és finomodásokat a vízfolyások energiájának a pleisztocén klímaingadozások által befolyásolt periodikus ingadozása határozhatta meg.

A sorozat fedőjében egyenletes eloszlásban, 0,6-1 m közötti vastagságban, diszkordánsan települ egy talajosodott, reszedimentált, sárgásbarna kavicsos homokréteg.



A kifejlődés kora

A homokösszlet, mint korrelatív üledéksor, képződésének időbeni elhelyezése fontos adalékokkal szolgálhat a beágyazó környezet fejlődéstörténetének rekonstruálása, ill. a Dél-Hargita (Piliske II. fázis, Csomád) utolsó vulkáni aktivitásának korrelálhatósága szempontjából. Ehhez alapadatokat szolgáltatnak P. SAMSON et al., 1969 részletes emlősfaua vizsgálatai és ennek alapján készített, a területre vonatkozó kronológiai megállapításai. Ezek szerint a komplexum a Mindel-Riss I.-III. glaciális időszakra helyezhető. A szegényes emlősfaua legjellemzőbb alakjai a *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach), *Paraelephas trogontherii* (Pohling), fejlett alak, *Equus steinheimensis* (v. Reichenau), *Equus* sp. (nagy termetű).

Az első rétegtag legfelső szakaszán megjelenő habkő az összlet fontos rétegtani vezérszintje. Megjelenése a Csomád utolsó, rövid időtartamú, explozív vulkáni paroxizmusához kapcsolódik. Ennek K/Ar radiometrikus korának felső határa 35-40 000 év (MORIYA I., et al., 1996).

Ezek alapján a sorozat képződésének időtartama a felsőpleisztocén Riss-Würm glaciálisokkal jellemezhető szakaszára tehető (100 000 - 35 000 év).

Öskörnyezeti rekonstrukció

A fentiek alapján a Háromszéki-medence sepsiszentgyörgyi öblében egy felsőpleisztocén korú, vegyes genetikájú, változatos fáciestani környezetben lerakódott, legyező formájú hordalékkúp képe rajzolódik ki. Adataink alátámasztják ORGHIDAN, N., 1929 és SAMSON P. et al., 1969 ezirányú megállapításait. Feküje egy pliocén-alsópleisztocén tavi, ill. teresztrikus összlet, települési diszkordáns határa. Erre települ a rétegsor első rétegtegeként megjelenő tavi-állóvízi homokos-kavicsos üledék, melynek szemcsedurvulási és -finomodási tendenciái jól tükrözik a tópart -feltehetően tektonikus eredetű- ingressziós jellegét.

A kiemelt flis, ill. a folyamatosan emelkedő vulkáni háttér és a tóparti öblözet között kialakult, rövid, közepes esésű partszakasz a hozzá kapcsolódó partközeli-tavi térszínekkel együtt képezte a kialakuló hordalékkúp felhalmozódási térszínét. A relatíve kis vízgyűjtő terület közepesen-erősen tagolt térszíne jelentős eróziós potenciált képviselt, ahol az üledékképződés folyamatában meghatározó szerepet kapott a vulkáni képződmények anyagszolgáltató szerepe.

A felhalmozódási térszín háromsztatúsága (szárazföldi térszín - fokozatosan elsekélyesedő átmeneti térszín - tavi környezet) a hordalékkúp fejlődésében és szerkezetében is jellegzetes háromsztatúságot eredményezett. A gidófalvi rétegszlop által reprezentált D-i területrészen mindvégig a tavi környezetben ment végbe a lerakódás (1. rétegtag). A zoltáni homokbánya szelvényében a középső szakasz regressziós rétegsora tanulmányozható, ahol a tavi lerakódási környezetet (1. rétegtag) fokozatosan felváltja a folyóvízi teresztrikus üledékképződés (3., 4. rétegtag) (9. ábra). Az oltszemi szelvény teljes rétegsora a felső, mindvégig teresztrikus szakasz folyóvízi sorozatát reprezentálja (3., 4. rétegtag).

A szinttartó 2. rétegtag csupán az oltszemi és zoltáni területrészen fejlődött ki, s rétegtanilag a folyóvízi összlet bázisán települ, elválasztva a zoltáni szelvényben egymás fölött települő tavi és folyóvízi réteggösszleteket. Kialakulása feltehetően egy olyan, az egész terület fejlődéstörténetében fontos szerepet játszó tektonikus eseményhez köthető, melynek során felgyorsult az É-i háttér kiemelkedése, előidézve a hordalékkúp térszín D-i irányú kibillenését s a tavi környezet ezzel együtt járó fokozatos regresszióját. A mindvégig tavi felhalmozódású D-i területrészen e tektonikus esemény nem szakítja meg az üledéksor folyamatosságát. A gidófalvi és zoltáni kifejlődések laterális érintkezésére, a két környezet összefogazódását a többszörösen áthalmozott, durvatörmelékek tavi üledéksorban való megjelenése jelzi. Periodikus megjelenése az áthalmozódás intenzitását alapvetően befolyásoló pleisztocén klímaingadozások ciklicitását tükrözi.



Összefoglalás, konklúziók

A vizsgálatok során több metodológiai vonatkozású problémára figyeltünk fel. A CPV koptatottság vizsgálatok eredményeiből látszik, hogy a koptatottság mértékét a lefordási úthossz, a kőzet kopási ellenállósága, ill. a szállítás módja együttesen határozzák meg, s ezek dominancia-viszonya közzétípusonként változó lehet.

A ZINGG-féle kavics-szemcsealak vizsgálatoknál tisztázódott, hogy egy mintán belül a szállító közeg és a lerakódási térszín tulajdonságai a szemcsealak jellemzők kis eltéréseiben tükröződnek. A teljes minta átlagához viszonyítva fellépő kisebb szóródások a közzétípusok eltérő szöveti-szerkezeti jellegéből adódnak, ahol az átlagtól való kitérés iránya, a szóródás tendenciája szorosan összefügg a kőzet üdeségével, primer szerkezeti-elválási rendszerével (lemezes elválás, rétegzettség, vulkáni bomba, mállottság stb.).

A homokminták szemeloszlása az alsó részen normális, unimodális haranggörbe enyhén negatív ferdeséggel. A felső szakaszon az enyhén negatív ferdeség enyhén pozitívba vált, jelezve, hogy a kezdetben tavi-állóvízi környezetet fokozatosan a folyóvízi lerakódás váltja fel. A felső rétegtagokban helyenként megjelenő bimodalitás a habkő eltérő szállítódási, leülepedési viszonyával függ össze (pszeudobimodalitás).

Az őskörnyezeti rekonstrukció eredményei alapján egy vegyes genetikájú, változatos lerakódási térszíneken legyezőszerűen szétterülő, É-ről D-felé kivékonyodó hordalékkúp képe rajzolódik ki, mely alsó szakaszán összefogazódik az üledékgyűjtő medence centrumában megjelenő állóvízi-tavi környezetekkel. A hordalékkúp fejlődéstörténetét alapvetően meghatározta az aljzat D-i irányú fokozatos kibillenése, a vulkanizmus egyidejű megújulása és a tavi környezetek regressziója. A teljes üledéksor tehát nem tekinthető egy ős-Olt teraszaknak.

Az 5. rétegtag, diszkordáns települése folytán bármely idősebb rétegtag anyagának fedőjében megjelenhet. E sajátos települési helyzet, ill. az összlet anyagának intraformációsan reszedimentált jellege arra utal, hogy a rétegsor e

legfiatalabb tagja egy későbbi felszínfejlődési eseményt képvisel, s legfőképpen ez tekinthető egy igen korai Oltterasz-üledéknek.

Irodalom

1. ALIMEN, H.; RĂDULESCO, C.; SAMSON, P. (1969): **Precision paleontologique et indice climatique relatif aux couches pleistocènes de la Depression de Brasov (Roumanie)**. Bull. Soc. géol. de France (7), X, 1968, Paris.
2. BALOGH K. (1991): **Szedimentológia** II-III. kötet, Akad. Kiadó, Budapest.
3. BRANDRABUR, T. (1964): **Contribuții la cunoașterea geologică și hidrogeologică a depozitelor cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe**. D. S. Com. Geol. L/2, București.
4. CASTA, I. (1971): **Premières données sédimentologiques sur des témoignages de phénomènes periglaciaires quaternaires dans le Bassin Brasov, Roumanie**. C. R. Acad. Sc. p. 272, Paris.
5. CASTA, I. (1980): **Les Formations quaternaire de la Depression de Brasov, Roumanie**. These dr., 256 p., Univ. d' Aix Marseilles.
6. DUMITRU, IOANA (1955): **Contribuții la cunoașterea Pliocenului din Bazinul Baraolt**. Rev. Univ. I.C.P. și Politehn., Ser. Șt. Nat. vol. 8, București.
7. FOLK, R. L. (1968): **Petrology of Sedimentary Rocks**. Austin: Hemphills, p. 170.
8. GHENEA, C., et al. (1981): **Pliocene and Pleistocene deposits in the Brașov Depression**. SEQS-INQVA, Bucharest.
9. IANCU, M. (1965): **Terazele Oltului în Depresiunea Brașovului**, Anale Univ. Buc. Ser. Șt. Nat. Geol. Geogr. XIV/1, București.
10. JIPA, D. (1987) **Analiza granulometrică a sedimentelor. Semnificații genetice**. Ed. Acad. RSR, București.
11. KOZÁKNÉ T. Julianna; KOZÁK M. (1980): **A durvátörmelkes üledékek szemcsejellemzőinek meghatározásához szükséges minta tömege**. Földtani Közlemény 110. pp. 104-111.
12. KOZÁKNÉ T. Julianna; KOZÁK M. (1981): **Vulkanitok görgetettségi vizsgálata hordalékban**. Földtani Közlemény 111. pp. 298-306.
13. LITEANU, E.; MIHĂILĂ, N.; BRANDRABUR, I. (1962): **Contribuții la studiul cuaternarului din Bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt)**. Stud. Cerc., vol. VII/3-4, p. 48-51, București.
14. LITEANU, E.; GHENEA, C. (1966): **Cuaternarul din România**. Stud. tehn. econ. Seria H, I, București.
15. MORIYA, I.; OKUNO, M.; NAKAMURA, T.; ONO, K.; SZAKÁCS, AL.; SEGHEDI, I. (1996): **Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposit of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania**. Summaries of Researches using AMS at Nagoya University, VII, p. 255.
16. MRAZEC, L. (1932): **Consideration sur l'origine des dépressions internes des Carpathes, Roumanie**. Bul. Soc. Rev., I, București.



17. ORGHIDAN, N. (1929): **Observații morfologice în regiunea Brașovului - Bazinul Tg. Secuiesc.** Rev. "Țara Bîrsei", p. 1-3, Brașov.
18. PATRULIUS, D.; MIHĂILĂ, N. (1966): **Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Brașovului și neotectonica Depresiunii Bîrsei.** An. Com. Stat. al Geol., vol. 35, p. 259-298, București.
19. SAMSON, P.; RĂDULESCU, C.; KOVÁCS, S. (1969): **Faunele de mamifere și stratigrafia cuaternarului în Depresiunea Brașov.** Aluta, p. 193-211, Sfîntu Gheorghe.
20. SNEED, E. D.; FOLK, R. L. (1958): **Pebbles in the lower Colorado River, Texas a study in particle morphogenesis.** J. Geology 66. 114-150.
21. SZÁDECZKY KARDOS E. (1933): **Die Bestimmung des Abrollungs grades.** Zentralbl. Min. Geol. Pal., Abt. B, 389 - 401.
22. TÖVISSI, I. (1974): **Morfogeneza văii Oltului superior.** Stud. Univ. "BABEȘ-BOLYAI", Ser. Geographica, 2, Cluj.
23. TÖVISSI, J. (1972): **Schimbările albiei Oltului la extremitatea de sud a Munților Baraoltului.** Aluta, p. 249-260, Sfîntu-Gheorghe.
24. TÖVISSI, J. (1997): **Az Olt kőszöbei.** Simpozion geologic "Geo 97". M. Ciuc.
25. ZINGG, Th. (1935): **Beiträge zur Schotteranalyse.** Schweiz. Min. Petr. Mitteil., 15, p. 39-140.

Studiul sedimentologic al complexului nisipos din golful pleistocen Olteni-Ghidfalău

(Rezumat)

Obiectivul urmărit în lucrarea de față este studiul sedimentologic, reconstituirea mediului paleogeografic și precizarea vârstei complexului arenitic, dezvoltat în aria golfului pleistocen superior, de la nord de localitatea Sfântu Gheorghe. În timpul investigării formațiunii s-a procedat la o cartare amănunțită, urmată de determinări granulometrice, bazate pe probări sistematice, de analize litofaciale comparative și de o evaluare morfometrică a elementelor constituente nivelului ruditic. Complexul arenitic a fost studiat pe cinci niveluri distincte, ușor separabile litologic.

În urma determinărilor executate s-au clarificat mai multe probleme metodologice. Dominanța selectivă a factorilor ce influențează nemijlocit gradul de rulare al elementelor detritice (rudite), din cadrul aceleiasi formațiuni litologice, este funcție de natura petrografică a ele-

mentelor constituente. Morfometria elementelor ruditice prezintă o strânsă corelare cu calitatea (gradul de alterare) și structura petrotipului din care sunt alcătuite. Bimodalitatea constatată pe curbele de frecvență granulometrică este consecința transportului și sedimentării diferite a petrotipurilor constituente.

Pe baza reconstrucției paleogeografice ni se creionează imaginea unui con de dejecție, în formă de evantai, cu grosimi descrescătoare și cu plonjare înspre centrul bazinului, prezentând o geneză mixtă, într-un areal de sedimentare, ce variază în timp și spațiu. Formarea în timp a conului de dejecție este influențată în mod hotărâtor de scufundarea treptată a ariei meridionale a subasementului, de reactivarea concomitentă a vulcanismului în sectorul Pilișca-Ciomad și a regresiei treptate a mediului lacustru înspre sud. Astfel complexul nisipos nu se încadrează în categoria depozitelor de terasă a Oltului. Eventual nivelul litologic superior, resedimentat intraformațional, aflat într-o poziție discordantă față de sedimentele subacente, prezintă caractere comparabile formațiunilor de terasă.

Sedimentological Examination of the Sand-complex of the Pleistocene Gulf at Olteni - Ghidfalău (Covasna County)

(Abstract)

In the past few decades geological research in this region was mostly concentrated on the exploration of Pliocene lignite beds. Since the early 1990's, with the decrease in funds allotted for research from the central budget, the pace of research work has been slowing down, so quite a number of the important geological problems of the region have remained untreated, or have been only outlined. One of these is the research of the Pleistocene sand complex situated in the region Oltsem-Gidófalva (Olteni - Ghidfalău). At the moment, there is only one operating sand pit in the region, which exploits



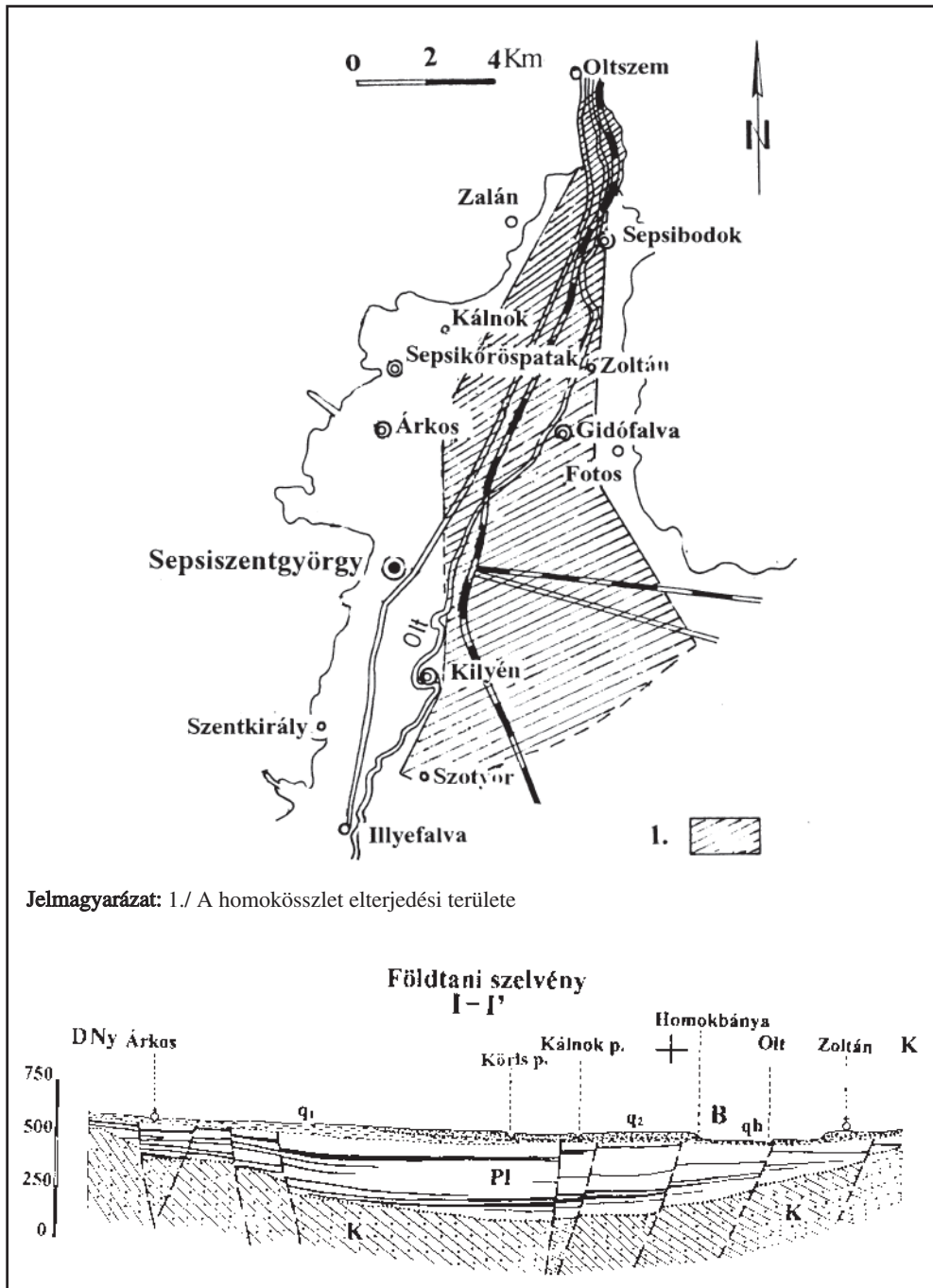
raw material for construction work. In fact, this area is worth studying from several points of view. Its near-surface position and good state of exploredness enable us to study the structural build-up, developmental characteristics of an alluvial fan growing under temporally changing, spatially non-homogenous paleo-environmental conditions, and to make, at the same time, establishments based on direct observations concerning the basic regularities of development. At the same time, the series of detrital sediments represent the intra-basin correlative successive layers of deposits sedimented during the Upper

Pleistocene evolutionary history of the region. The accumulation of the rocks is a direct consequence of the evolutionary history of the surrounding regions; thus their cyclic appearance and material composition supply direct evidence of contemporaneous events in the wider region. In the present work our aim is the geological investigation of this young sand formation, involved in which are the sedimentological examinations of the series, the paleo-geographical reconstruction of the environment of sedimentation and the analysis of the spatial and temporal conditions of the denudational background.

kőzettípus	%-os részarány	szemcsealak (ZINGG-féle beosztás)
1. Kréta korú flis	3,04	Lemezes
2. Bazaltos piroxéndezit (Piliske)	5,11	Lemezes
3. Amfibolbiotitandezit (Csomád)	6,77	Korong alakú
4. Biotitamfibolandezit (Csomád, Piliske)	54,54	Gömbszerű
5. Piroxénamfibolandezit (Kis-Morgó)	5,12	Korongalakú
6. Habkő (Csomád)	1,86	Gömbszerű
7. Piroxénamfibolandezit (Málnásfürdő, Lüget)	14,72	Korong alakú
8. Biotitamfiboldacit (Csomád, Kövesponk)	2,13	Gömbszerű
9. Piroxéndezit (Kárpitos)	5,97	Gömbszerű
10 Pliocén korú márga	0,74	—

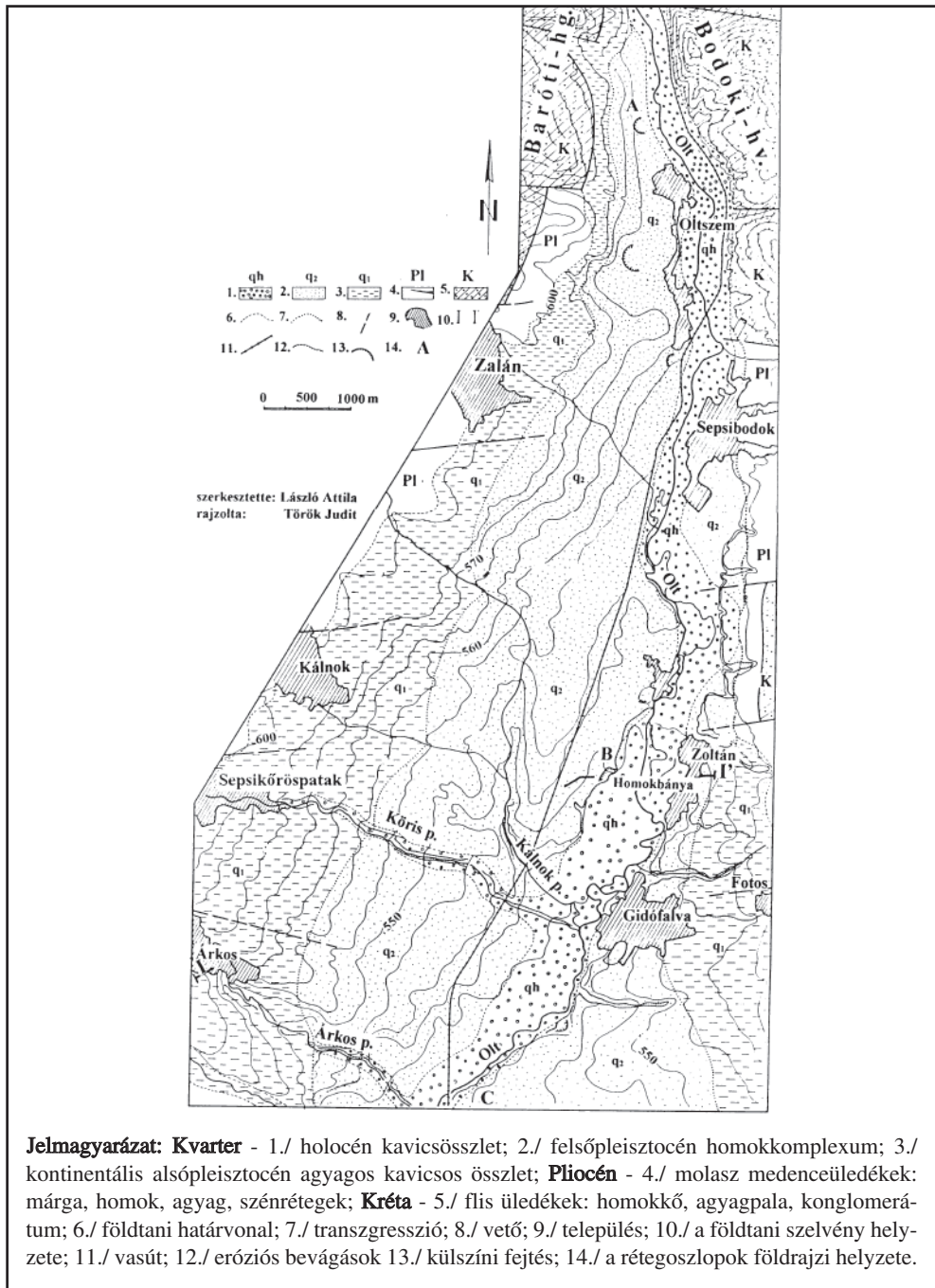
1. táblázat A 4. sz. minta (kavics) kőzetösszetételei vizsgálati eredményei





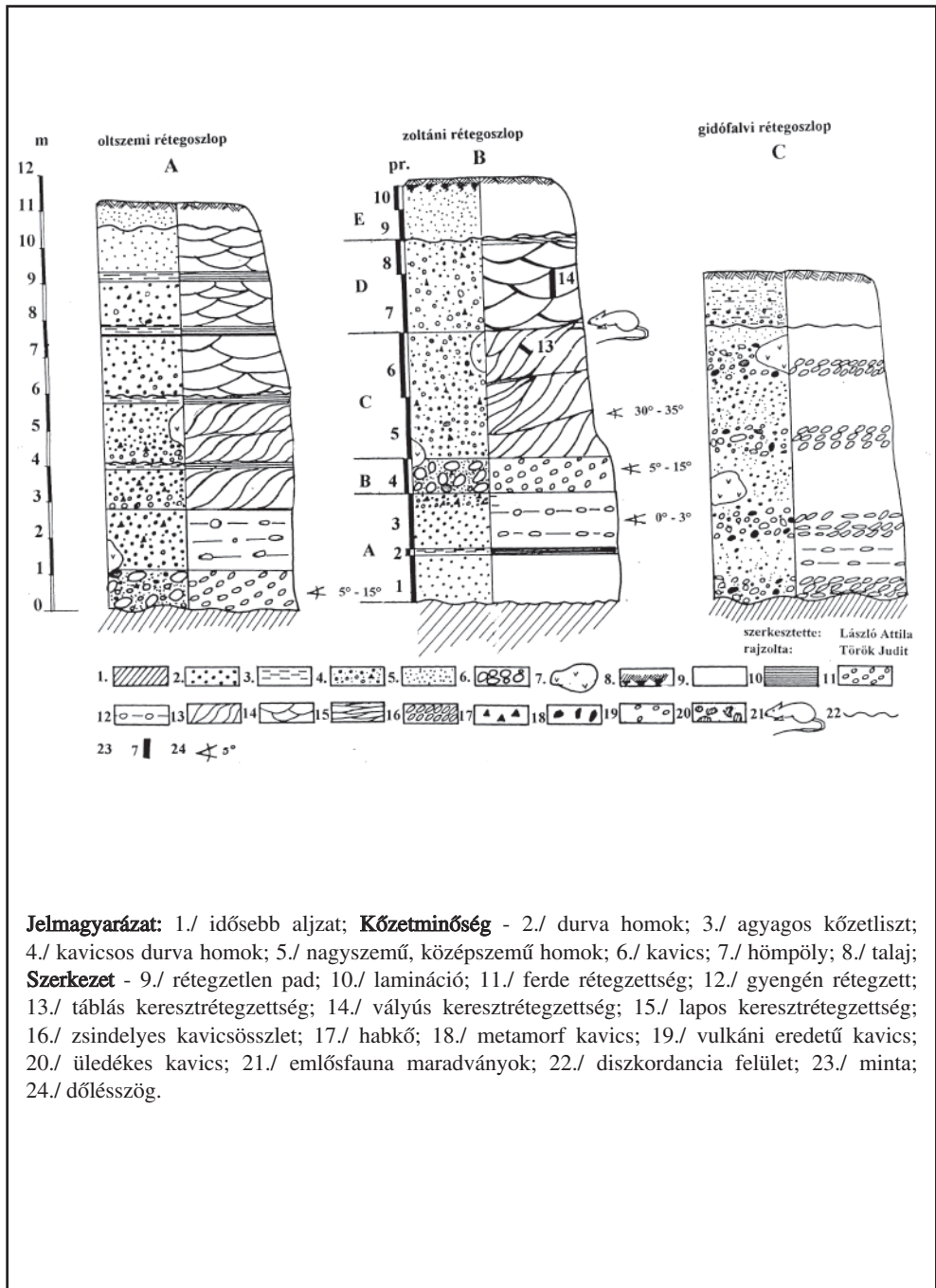
Jelmagyarázat: 1./ A homokösszlet elterjedési területe

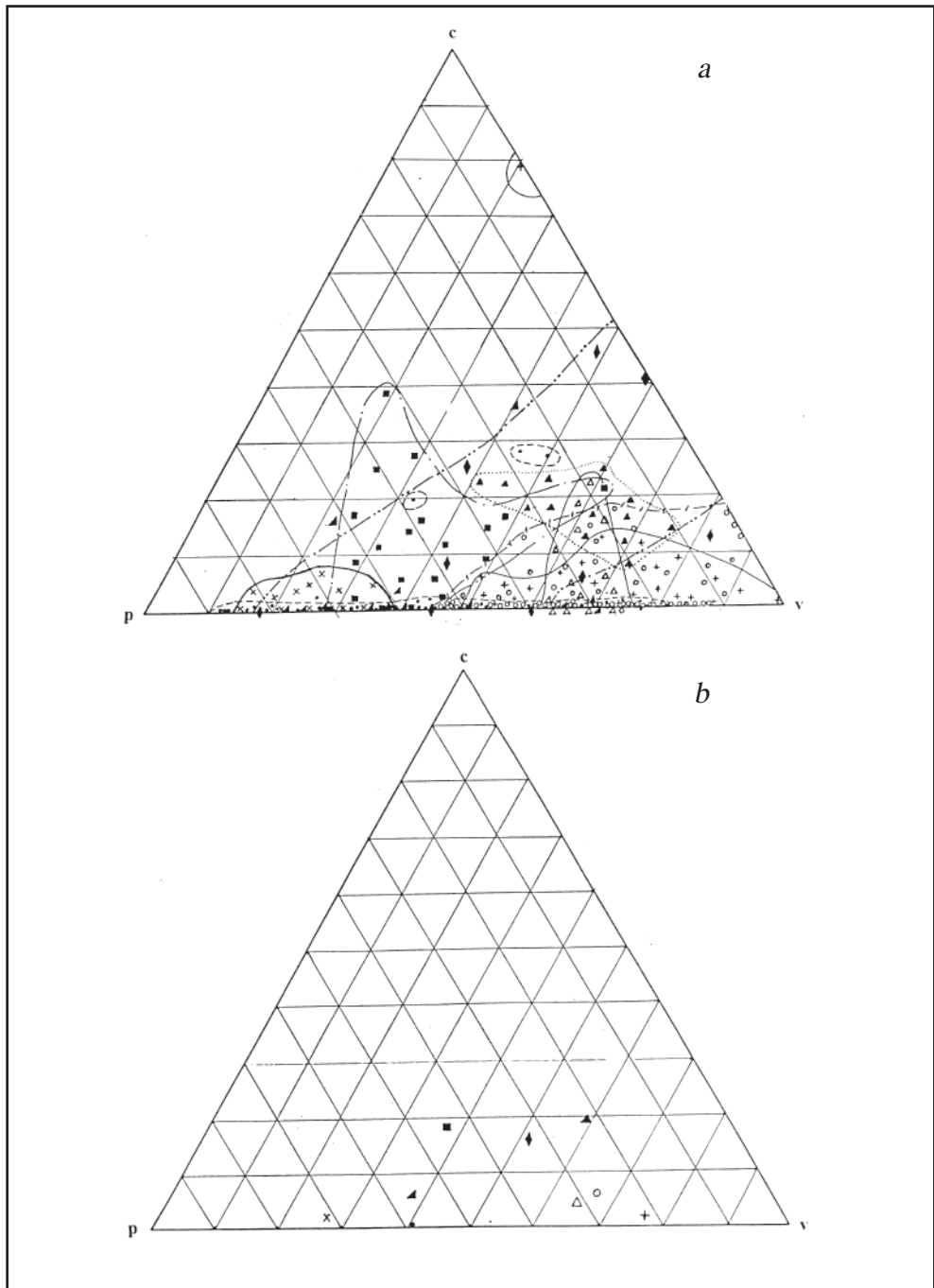




2. ábra Az Oltzsem-Gidófalva térség földtani térképe

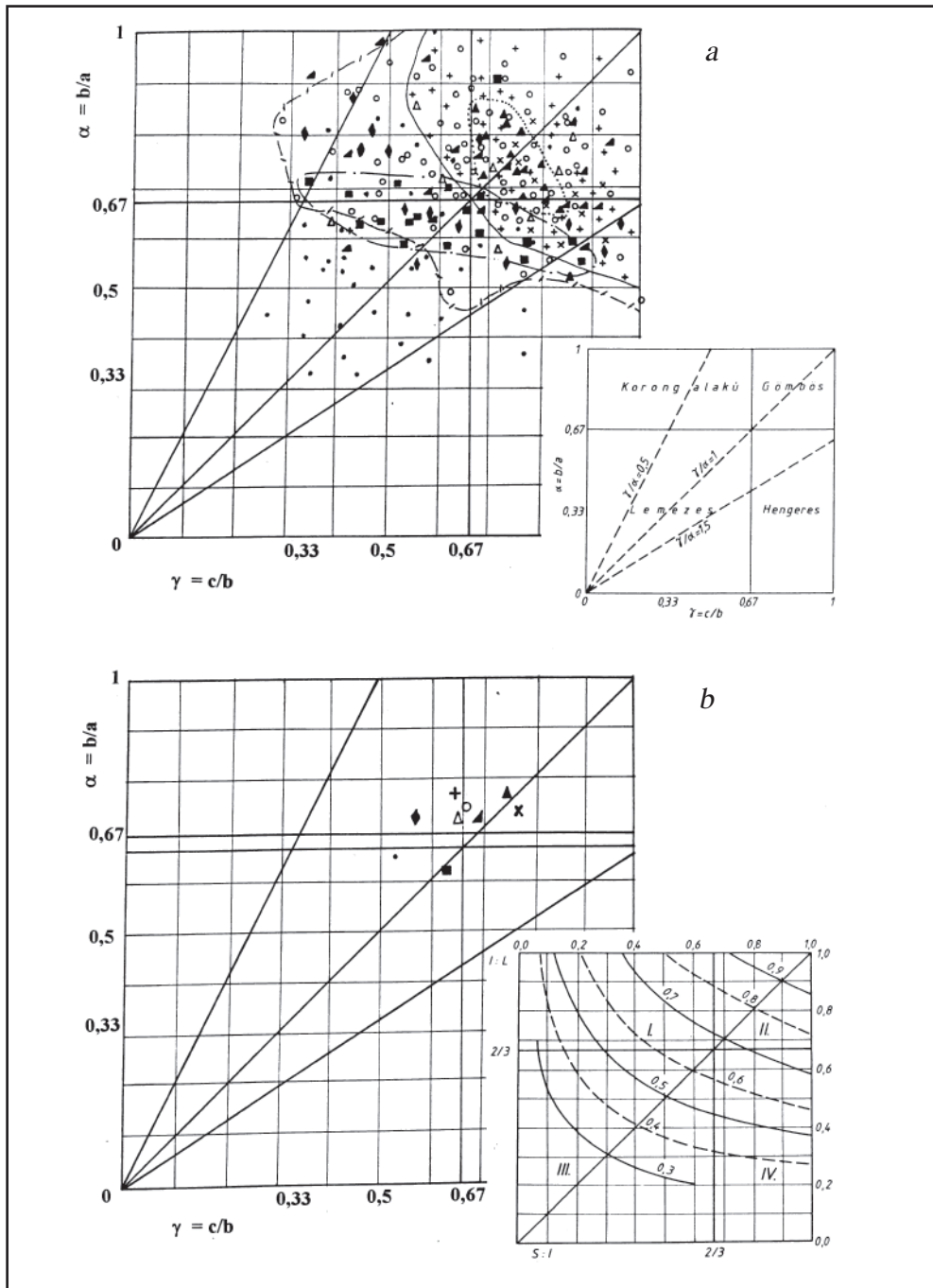






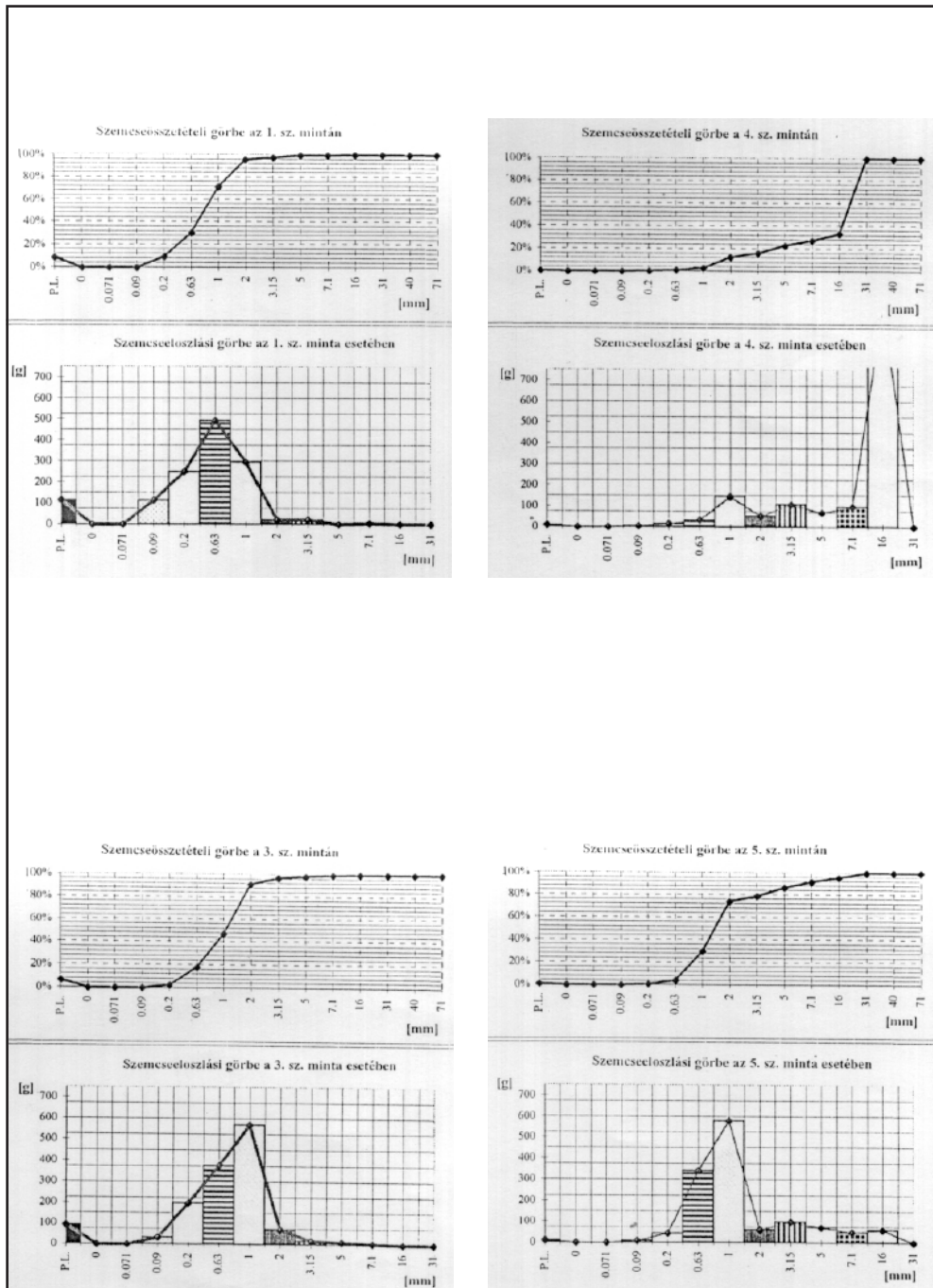
4. ábra a/ A kavicsok CPV- értékeinek megoszlása a háromszögdiagramban; b/ a kavicsok CPV-átlag értékeinek köztípusok szerinti felbontása a háromszögdiagramban. *Jelmagyarázatot l. 9. ábra*





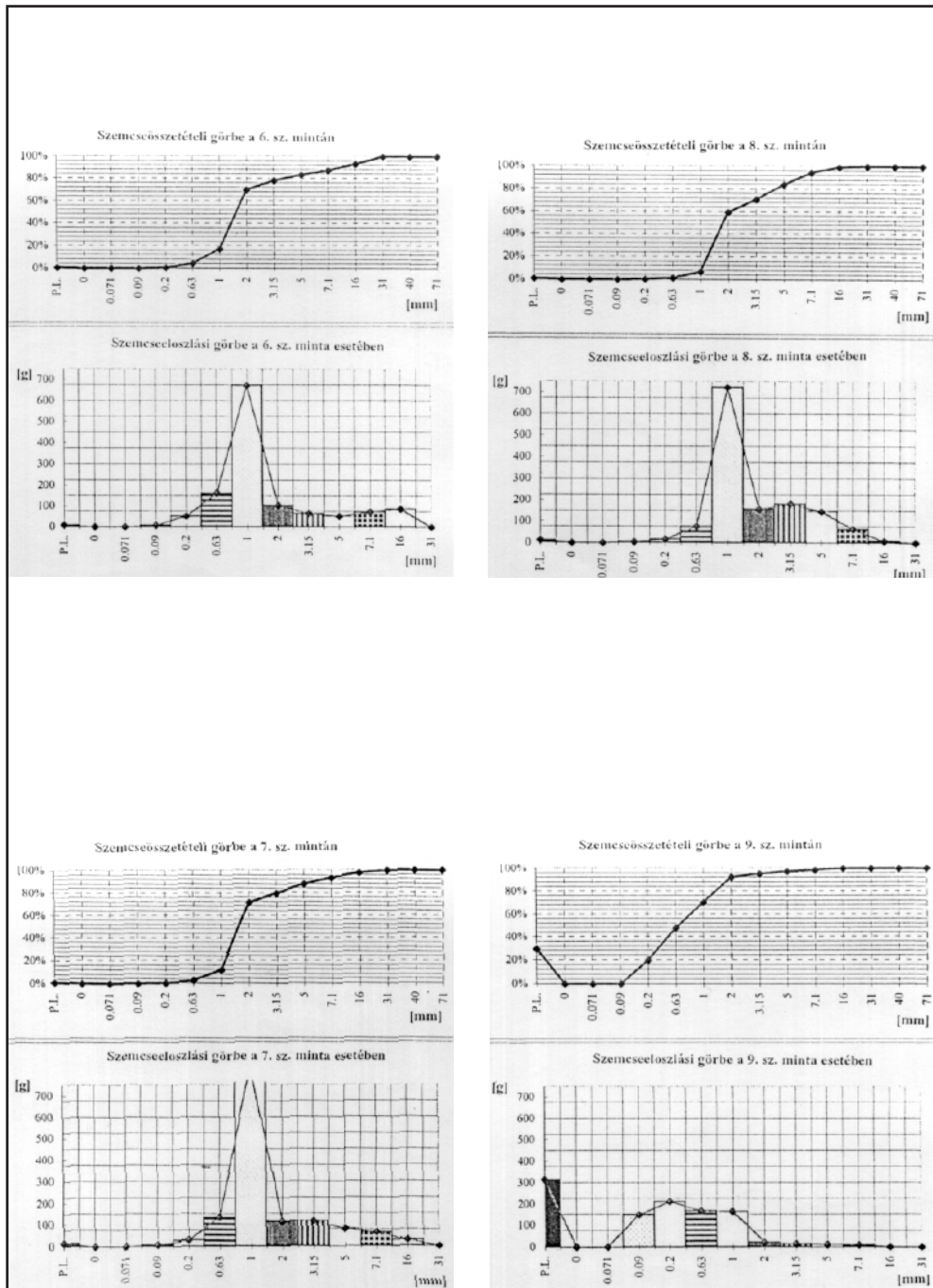
5. ábra a) A kavicsösszetlenben előforduló kőzettípusok megoszlása a ZINGG-féle /a alaki és a WADELL-féle szfericitási értékekkel kiegészített diagramban; b) a kavicsösszetlenben előforduló kőzettípusok szemcsealak átlagértékeinek helyzete a ZINGG-féle /a alaki és a WADELL-féle szfericitási értékekkel kiegészített diagramban. *Jelmagyarázatot l. 9. ábra*





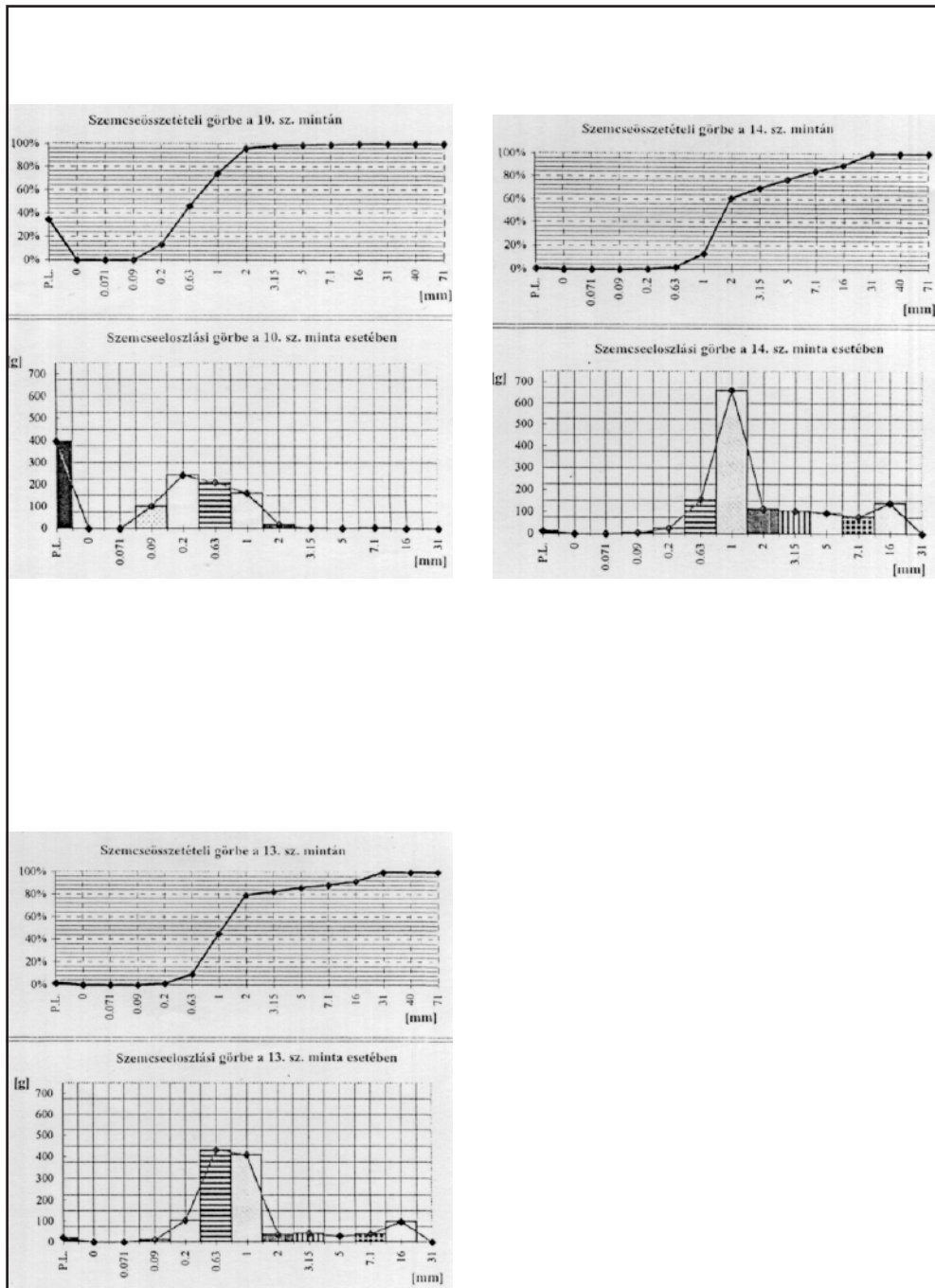
6. ábra Az 1., 3., 4., 5. sz. minták szemeloszlás-vizsgálata





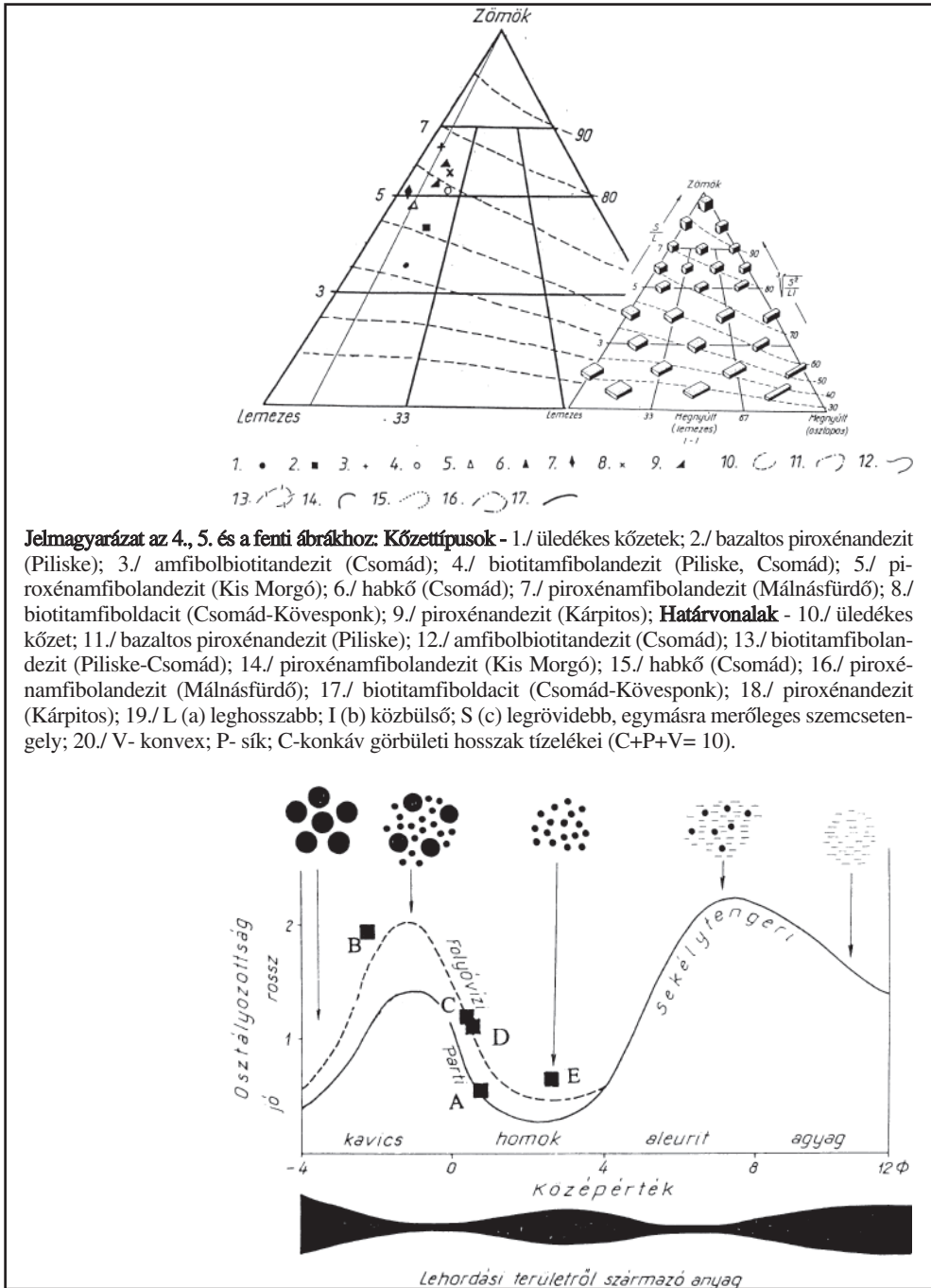
7. ábra Az 6., 7., 8., 9. sz. minták szemeloszlás-vizsgálata





8. ábra Az 10., 13., 14. sz. minták szemeloszlás-vizsgálata





9. ábra. A kavicszemcsék átlagértékeinek kőzettípusok szerinti megoszlása a SNEED - FOLK féle háromszög-diagramban, illetve az alsó és felső rétegekőtegek megjelenése a FOLK-féle osztályozottsági diagramban.

