Földtani Közlöny 130/4, 623–645 (2000) Budapest

A klímaváltozások és az üledékes ciklusok kapcsolata a Körös-medence negyedidőszaki folyóvízi rétegsoraiban

Climate controlled sedimentary cycles in the Quaternary fluvial sequence of the Körös basin

NÁDOR Annamária[1] – MÜLLER Pál[1] – LANTOS Miklós[1] – THAMÓNÉ BOZSÓ Edit[1] – KERCSMÁR Zsolt[1] – TÓTHNÉ MAKK Ágnes[1] – SÜMEGI Pál[2] – FARKASNÉ BULLA Judit[1] – NAGY Tiborné[1]

(4 ábra)

Tárgyszavak: negyedidőszak, folyóvízi üledékképződés, paleoklíma, mágneses szuszceptibilitás, Milanković ciklusok

Key words: Quaternary, fluvial sedimentation, palaeoclimate, magnetic susceptibility, Milanković cycles

Abstract

The Pannonian basin contains the thickest continuous continental Pleistocene sedimentary record in Europe. The sedimentary cycles of this 400–500 m thick fluvial sequence were studied in two cored boreholes (Dévaványa D-1. and Vésztő V-1.) in the Körös basin, at the southeastern part of the Pannonian basin. Different parameters (average grain size, magnetic susceptibility (MS), mineralogical maturity, palaeontological data including pollens and gastropods) showed a cyclical distribution in the studied boreholes. The few m scale lithological variations of the average grain size proxy represent the autocycles of the fluvial sequence, while its smoothed curve corresponds to the climate controlled allocycles. Pollen and gastropod data, as well as mineralogical maturity, showed that the high values of magnetic susceptibility correspond to warm climate periods, while the low susceptibility values refer to cold climate periods. It was discovered that a 40 000 year cyclicity characterises the older Pleistocene strata (older than 1 Ma), while the cyclicity is about 100 000 years in the younger Pleistocene, similar to the $\delta^{16}O/\delta^{18}O$ oxygen isotope variations of the marine ODP 677 site. Despite a striking difference between the continental fluvial sequence of the Pannonian basin, and the marine oxygen isotope variations in the ODP 677 borehole, the good correlation between the number of the cycles, and the variance of the proxies suggest that the sedimentary cycles in the D-1. and V-1. boreholes correspond to orbitally forced 5th order Milanković cycles. The full correlation of the MS and the oxygen isotope proxy of the ODP 677 site further supports the idea that magnetic susceptibility is a good paleoclimate indicator in fluvial environments. Comparing the grain size distribution and the climate changes, it was discovered that sandy parts characterise warm climate periods, while fine-grained parts correspond to cold climate intervals. The studied boreholes represent the central part of the basin, where sedimentation was subordinate due to low average discharge during the cold climate periods. Although seasonal floods with high peak discharge temporarily deposited a large amount of coarse-grained debris in alluvial fans at the basin margin, only fine-grained dispersed sediments from glacial outwash reached the distal parts of the basin. However, during the warm climate periods, due to the higher average discharge and transport capacity, the rivers incised in the hinterland areas, and deposited their sandy sediments in the distal

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

[2] Szegedi Tudományegyetem, Földtani- és Őslénytani Tanszék, 6701 Szeged, Pf. 658.

parts of the basin. The full correlation of the magnetic susceptibility and the marine oxygen isotope proxies shows that sedimentation was continuous, at least on the scale of Milanković cycles.

Manuscript received: 16 05 2000

Összefoglalás

A Körös-medencében mélyített Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások pleisztocén, folyóvízi eredetű üledékes rétegsorának paraméterei (szemcseméret-eloszlás, mágneses szuszceptibilitás, ásványtani érettség, fauna és flóra) ciklikus eloszlást mutatnak. A kapott ciklusokat összehasonlítottuk az ODP 677-es mélytengeri fúrás $\delta^{18}O$ izotóp eloszlásával. A ciklicitás jellegében és időbeli változásában a két távoli környezet ellenére feltűnő egyezést találtunk: a kb. 1Ma évnél idősebb szakaszon a 40 000 éves, míg a fiatalabb szakaszon a 100 000 éves periódus jellemző. A ciklusok számának, periodicitásának és alakbeli lefutásának nagyfokú hasonlósága alapján bizonyítottnak látjuk a vizsgált folyóvízi rétegsorok ciklusszintű folyamatosságát, valamint azt, hogy az üledékes ciklusok változásai döntően éghajlat-függőek voltak, s ezért jól korrelálhatók a sarki jég pillanatnyi tömegétől függő mélytengeri izotóp-értékekkel. Azonos klímaszakaszokban éles üledékképződési és litológiai különbség van a medence háttér- és peremterületei, valamint központi süllyedéke között. A vizsgált fúrások rétegsora által képviselt medence belseji területeken, véleményünk szerint, a melegebb és csapadékosabb interglaciális szakaszokban a megnövekedett folyóvízi üledékszállítást döntően homokos üledékek jelzik, míg a hideg és száraz glaciálisokban a folyóvízi üledékfelhalmozódás alárendelt, és inkább finomszemű üledékekkel jellemzett volt, ellentétben a peremeken kiépülő, szezonális áradások által lerakott durvaszemű hordalékkúpokkal.

Bevezetés

A negyedidőszak rétegtani és kronosztratigráfiai beosztása, az egyes klímaszakaszoknak az üledékösszletben való elkülönítése mind a mai napig ellentmondásoktól terhes. Ennek talán egyik fő oka az, hogy a negyedidőszak kutatás klasszikus területein, tehát az eljegesedett hegyvidékeken és az egykori jégpajzsok területén az üledékképződés epizodikus volt, és az egyes jeges szakaszok az előző glaciálisok és interglaciálisok üledékeit, illetve geomorfológiai nyomait sokszor teljesen eltüntették. Az Alpok területére és környékére a PENCK & BRÜCKNER (1909) féle, elsősorban a hegylábi területeken észlelt teraszmorfológián alapuló négyosztatú (günz, mindel, riss, würm) eljegesedés és az azzal korrelált beosztás sokáig elfogadott séma volt, amelyet később WOLSTEDT (1958) két, még korábbi jeges időszakkal (biber, duna) kiegészített. A glaciálisokat később további jeges és meleg szakaszokra (stadiális és interstadiális) osztották. Ezt a további bontást legrészletesebben a würm glaciális esetében tudták elvégezni, amelynek üledékei a ^{14}C módszerrel még korolhatóak. Az időben visszafelé haladva a szárazföldi rétegsorok esetében a finomabb rétegtani és kronosztratigráfiai tagolás a kormeghatározó módszerek behatárolt alkalmazhatósága miatt azonban egyre pontatlanabbá válik.

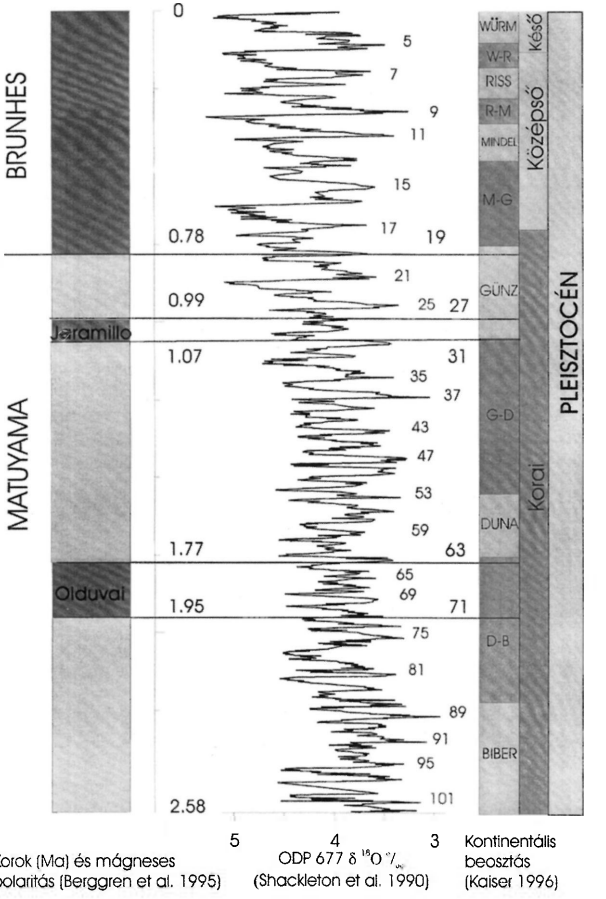
Amikor a 80-as években áramlani kezdett az információ a zömében folyamatos üledékképződést reprezentáló mélytengeri fúrómagokból, kiderült, hogy a jég előrenyomulása és visszahúzódása sokkal nagyobb frekvenciájú volt, mint az a PENCK & BRÜCKNER (1909) féle modell szerint várható lett volna. A gyorsabb változásokat a tengeri bentosz foraminifera héjakon mért oxigén izotóp arányok változása tükrözi (SHACKLETON & OPDYKE 1976; BACKMAN & SHACKLETON 1983;

SHACKLETON & HALL 1983; PISIAS et al. 1984). Az erre alapozott oxigén izotóp sztratigráfia áttörést hozott a negyedidőszaki klímaváltozások értelmezésében. Ennek lényege, hogy a glaciálisokban az óceán vizéből könnyebben elpárolgó $\delta^{16}O$ izotóp befagy a kontinentális jégtakaróba, következésképp az óceán vize a nehéz $\delta^{18}O$-ban relatíve dúsul. Az óceáni áramlások ezt a megváltozott izotóparányt viszonylag gyorsan és egyenletesen szétterítik az óceáni medencékben, így ez globálisan jelentkezik. Mivel az óceáni medencékben, különösen a szárazföldi jégtakaróktól távoli Csendes-óceáni területen, a mély fenékvíz hőmérséklete és sótartalma közel konstansnak vehető, a $\delta^{16}O/\delta^{18}O$ arány leginkább a szárazföldön tárolt jégmennyiséggel tekinthető arányosnak.

A mélytengeri üledékeket alacsonyabb és magasabb $\delta^{16}O/\delta^{18}O$ arányú szakaszokra osztják, amelyek ciklicitása a MILANKOVIĆ (1930) által számított, majd BACSÁK (1940, 1942) által tökéletesített modell szerint a Föld keringési pályaelem változásaival kiválóan korrelál. Az elmúlt 1 millió évben alapvetően a 100 000 éves, míg ez alatt a 40 000 éves ciklusok látszanak jól (*1. ábra*). Erre alapul az a ma már széleskörűen elfogadott elmélet, amely szerint a negyedidőszaki klímaváltozásokat alapvetően a MILANKOVIĆ ciklusok szabályozzák (HAYS et al. 1976; IMBRIE & IMBRIE 1980; IMBRIE et al. 1984; BERGER 1984; RUDDIMAN et al. 1986; MARTINSON et al. 1987; BERGER 1988). BERGER et al. (1999) számítógépes modellje jó magyarázatot ad a ciklusok idejének periódusváltására. A pliocéntől a jelenkorig csökkenő légköri CO_2 mennyiség 240 ppmv érték fölött a 40 000 éves ciklus, ez alatt a 100 000 éves ciklus érvényesülését okozza. A CO_2 tartalom feltehetően mintegy 1 millió éve szállt ez alá az érték alá. BERGER et al. (1999) szerint a magas atmoszferikus CO_2 tartalom esetén az északi féltekén képződött kicsiny jégsapkát bármely, viszonylag kis mértékű, tehát sűrűn előforduló besugárzási maximum meg tudta olvasztani. A 0 és 1 millió év közötti időszakban viszont nagy jégsapkák képződtek a lecsökkent CO_2 tartalom (csökkenő üvegházhatás) miatt. Ezeket a nagy jégtömegeket a gyakori, viszonylag kisebb besugárzási maximumok csak kis mértékben tudták redukálni, s csak a legnagyobb, mintegy 100 000 évenként előforduló besugárzási maximumok, tehát a nagy excentricitás, a nagy tengelyhajlási szög és az északi félteke napközelség egyidejűségei vezethettek jelentős olvadáshoz.

A folyamatos mélytengeri magok mindazokat a nagyfrekvenciájú klímaváltozásokat rögzítik, amelyek a hiányos kontinentális rétegsorokban nem ismerhetők fel, ezért a tengeri oxigén izotóp emeletek és a klasszikus kontinentális négy-, vagy hatosztatú glaciális beosztás csak nehezen (PÉCSI 1991; KUKLA & CÍLEK 1996), vagy egyáltalán nem korrelálható egymással, bár önmagában mindkét tagolás helytálló (*1. ábra*).

Ugyanakkor az elmúlt évtized során a szárazföldi környezetben is egyre inkább törekedtek a nagyfelbontású klímarekonstrukciók készítésére, és a globális változásokat tükröző tengeri oxigén-izotóp emeletekkel való korrelációra. A löszsorozatok, noha a klímaváltozásokat jól mutatják, nem tekinthetőek folyamatos üledékképződés során kialakult szelvénynek. A nagyfelbontású klímarekonstrukciókra mindezidáig a folyamatos, tavi rétegsorok tűntek a legalkalmasabbnak (HOOGHIEMSTRA & VAN'T VEER 1999; THOUVENY 1999;



1. ábra. A pleisztocén korbeosztása és mágnesen polaritásváltásai, valamint a klímaváltozások kapcsolata tengeri és a kontinentális környezetben. A $\delta^{18}O$ görbén a számok az oxigén-izotóp emeleteknek felelnek meg. A görbe jobb oldalán levő páratlan számmal jelölt csúcsok a meleg-, míg a bal oldalon levő csúcsok a hideg klímaszakaszokat jelzik

Fig. 1 Chronology, magnetic polarity changes of the Pleistocene and the correlation of climate changes in continental and marine settings. Numbers on the $\delta^{18}O$ proxy refer to oxygene isotope stages. Odd numbers on the right hand side correspond to warm climate periods, while peaks on the left hand side refer to cold climate periods

TZEDAKIS 1999; WATTS et al. 2000), de az esetek nagy többségében ezek csupán a negyedidőszaknak utóbbi néhány százezer éves szakaszait képviselik.

Európában egyedülálló módon, a Pannon-medence pleisztocénben is süllyedő részmedencéiben ugyanakkor a teljes negyedidőszaki rétegsor megtalálható amelynek folyamatossága a mélytengeri üledékképződéssel összevethető mértékű (NÁDOR et al. 1999a, c). A DK-Alföld nagyvastagságú alluviális összletének megismerése a 19. század közepén kezdődött meg az Alföld rossz minőségű, ivásra alig, vagy egyáltalán nem alkalmas felszíni vizeinek pótlására telepített artézi kutak mélyítésével (WOLF 1866; HAUER & RICHTHOFEN 1859; HALAVÁTS 1896). Ezek a 100–300 m mélységű kutak a teljes szelvényű fúrás ellenére is lehetővé tették a többszáz méteres pleisztocén sorozat homok, kőzetliszt, agyag, a peremi területeken pedig még a kavicsrétegekkel tarkított kifejlődésének megállapítását, és a kísérő fő faunaelemek – elsősorban a molluscák – megismerését.

A 20. század 60-as éveiben a DK-Alföldön megsokszorozódott az artézi kutak száma, és egyre nagyobb mélységre hatoltak. A mag nélküli fúrásmód miatt csak a 60-as évek közepe táján általánossá vált karotázs szelvényezés tette lehetővé a pleisztocén rétegsorok sok bizonytalansággal terhelt korrelációját (URBANCSEK 1977, 1981). Ezek a vizsgálatok, továbbá a rétegsorok szedimentológiai elemzése (MOLNÁR 1965a, b, 1973) feltárta a pleisztocén összlet ciklusos, pontosabban 6–10 üledékképződési félciklusból való felépítettségét. Ezeket azonban nem sikerült egyértelműen a nyugat-európai alpi korbesorolással párhuzamosítani. Az egyidejűleg folyó mollusca és gerinces paleontológiai vizsgálatok (KROLOPP 1970; KRETZOI & KROLOPP 1972) ennek a rétegösszletnek a hiányos voltát – a középső-pleisztocén tagok fejlődéstörténeti okokból való kimaradását – állapították meg a vizsgált területen.

A DK-alföldi pleisztocén rétegsor megismerésében döntő fordulatot jelentettek a Magyar Állami Földtani Intézet alapfúrásai (RÓNAI 1972, 1985) (Dévaványa, Vésztő, Komádi, Szarvas, Mindszent, Csongrád). Ezek egyrészt végig magvételes mélyítési módszerükkel, másrészt sokoldalú szedimentológiai és paleontológiai vizsgálataikkal, továbbá két rétegsor (Dévaványa D-1. és Vésztő V-1.) részletes paleomágneses mérésével az itteni pleisztocén összlet néhány alapvető tulajdonságát tisztázták. A leglényegesebbek ezek közül az alábbiak:

1. A DK-alföldi 400–600 m vastag pleisztocén összlet folyamatos alluviális üledékképződés eredményeként alakult ki.

2. A pleisztocén, homokosabb kifejlődés alsó határa a Gauss/Matuyama paleomágneses átfordulás időhorizontja (COOKE et al. 1979) közelében van.

3. Az alapfúrások pleisztocén rétegeinek palinológiai elemzése (MIHÁLTZNÉ FARAGÓ 1982) lehetővé tette 11 – a nyugat-európai palinológiai tagolással korrelálható – éghajlat-fejlődéstörténeti szakasz felismerését. A szarvasi fúrásban a félciklus kezdő nagyobb homokrétegek (FRANYÓ 1981) a pollenek által jelzett hideg klímaszakaszokkal lényegében egybeesnek (JÁMBOR 1998), igaz, hogy a legerőteljesebb würmi lehűlést ilyen homokréteg nem jelzi a rétegsorban. Ugyancsak a közvetlen korreláció ellen szól, hogy az összletben a fél méternél vastagabb homokrétegek száma sokkal több, mint a mikroflóra váltásokkal kimutatható pleisztocén lehűlési szakaszok száma.

Az Alföld negyedidőszaki képződményeinek kutatása a Magyar Állami Földtani Intézetben 1999-ben újraindult. A korábbi adatok újraértelmezése és új vizsgálatok alapján a pollenzónák által reprezentált, átlagosan 200–300 ezer évet felölelő egységeken belüli finomabb üledéktani, illetve ehhez köthető paleoklimatológia tagolást sikerült elvégezni a Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. fúrás anyagán, amelynek előzetes eredményeit NÁDOR et al. (1999a, b) ismertette.

A DK–Alföld késő-neogén fejlődéstörténete

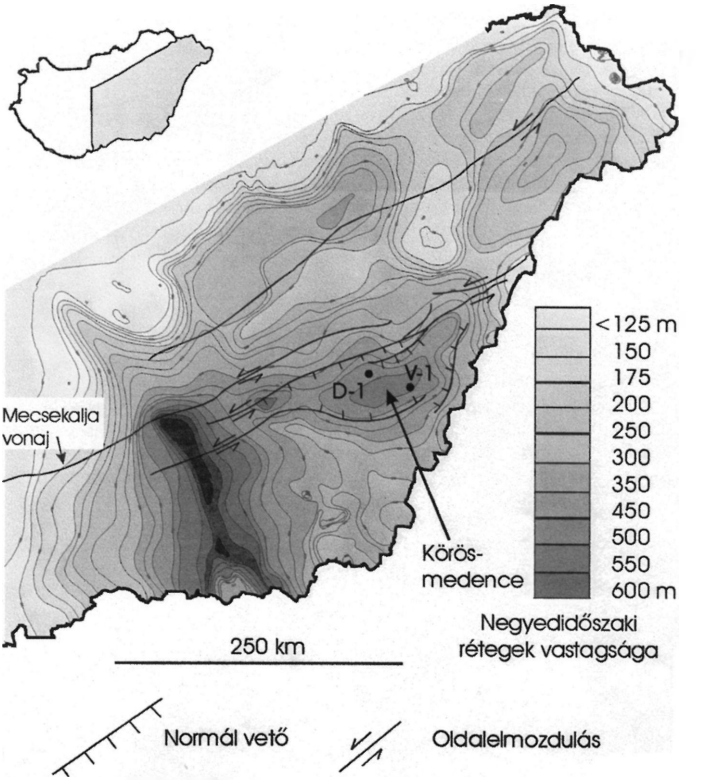
A Magyarország keleti részén elterülő Nagy Magyar Alföld egy, a Kárpátok képződésével kapcsolatos ívmögötti medence, a Pannon-medence része, melynek fő tektonikus süllyedése a kora-miocénben kezdődött, s a késő-miocénben termikus süllyedéssel folytatódott (HORVÁTH 1993). A késő-miocénben a medencét jelentős méretű és mélységű tó, az ún. Pannóniai tó töltötte ki, amelyet ÉNY- és ÉK-felől progradáló deltarendszerek töltöttek föl, így a pliocén elejére a környezet lényegében alluviális síksággá változott (POGÁCSÁS et al. 1988; MAGYAR et al. 1999). A medence jelentős részén a süllyedést több inverziós esemény szakította meg, egy korábbi a középső–késő-miocén határ közelében, és egy későbbi a miocén–pliocén határon (HORVÁTH & CLOETHING 1996).

A Pannon tó feltöltődésével egy közel kiegyenlített felszínű síkság maradt vissza, amelyből középhegységeink a pleisztocén során egyre jobban kiemelkedtek. Az Alföld DK-i részét nagy, mocsaras, vízzel borított területek uralták, mivel ez volt a legmélyebben fekvő, továbbra is folyamatosan süllyedő terület. Az ártéri üledékeken általában talajosodás indult meg, amely 300–800 m vastag tarkaagyag lerakódását eredményezte (Nagyalföldi Tarkaagyag). A Körös-medence területén a pliocénben kezdődő tarkaagyag képződés hosszan tartott a pleisztocénben is (RÓNAI 1985).

A pliocén tarkaagyag összlettől a sokkal homokosabb, ciklusos felépítésű pleisztocén folyóvízi összlet általában jól elkülöníthető. A litológiai váltás az egyes folyóvízi fáciesek térben és időben eltérő megjelenése, valamint ismétlődése miatt nem szükségszerűen esik szorosan egybe a plio-pleisztocén kronosztatigráfiai határával (2,58 Ma). A pleisztocén során a fő erózióbázis továbbra is az Alföld folyamatosan süllyedő DK-i részén volt, ezért a legvastagabb, és folyamatosnak tartott pleisztocén üledéksorozatot itt találjuk, míg a peremek, illetve a medencét tagoló belső hátak felé a kivékonyodó, diszkordanciákkal tagolt rétegsorok a jellemzőek (*2. ábra*).

A pliocén, majd a negyedidőszak során a korábbi, egységesebb medence-süllyedést kis kiterjedésű, helyi süllyedékek kialakulása váltotta fel és a medence egyes feldarabolódott részei külön-külön süllyedtek. A legnagyobb kiterjedésű süllyedéses terület az Alföld középső és keleti része volt, amit É-ról a Baján keresztül húzódó Ér–Berettyó–Körös vonal, K-en az Erdélyi-középhegység, D-en a Verseci-hegység, a Deliblát és a Fruskagora-hegység É-i szegélyén végig futó törésvonal határol. Ezen belül is a Berettyó–Hármas-Körös és az alföldi perem közé zárt terület különálló pleisztocén medence volt, melynek határát É-on a

szatmárnémeti–bajai főtörés (ma: Mecsekalja vonal alföldi folytatása), D-en a Fehér-Körös menti törések, K-en az Erdélyi-középhegység NY-i peremén futó ÉÉK–DDNY-i irányú törések adják (SÜMEGHY 1944) (2. *ábra*). Az így meghatározott Körös-medence negyedidőszaki fejlődését, a határait jelentő tektonikai vonalak működése nagymértékben befolyásolta. A tektonikai vonalak mentén létrejövő **oldalelmozdulások** és normál vetődések következtében a Körös-medence a



2. *ábra.* A negyedidőszaki rétegek vastagsága az Alföld területén (FRANYÓ 1992 nyomán). A tektonikai vonalak RUMPLER & HORVÁTH (1988) után módosítva

Fig. 2 Thickness of Quaternary sediments on the Great Hungarian Plain (after FRANYÓ 1992). Tectonic lines modified after RUMPLER & HORVÁTH (1988)

pleisztocénben is aktívan süllyedő térszín maradt, amelynek területén a negyedidőszaki medenceinverzió hatása nem mutatkozik, így az üledékképződés folyamatosnak vélt, legalább is a mágneses rétegtan felbontóképességének szintjén (COOKE et al. 1979; RÓNAI 1985).

A Körös-medence pleisztocén üledékei főleg kőzetliszt és agyagrétegek váltakozásából állnak, a finomhomokos rétegek alárendeltek. Ezek anyagát a Tisza-vízvidéki folyók rakták le. Az üledék ásványi összetétele alapján a Körösök és a Berettyó ősei (MOLNÁR 1980), a hordalékkúpok elhelyezkedése szerint viszont még az Ős-Tisza is jelentős mennyiségű üledéket szállított ide (BORSY 1992). A folyók durva törmelékanyaga az Erdélyi-középhegység lábánál a hirtelen eséscsökkenés miatt a szerkezeti elemek által határolt üledékfogó csapdában rakódott le, ezért a Körös-medence területét már csak finomszemű üledékek érték el (RÓNAI 1985; THAMÓNÉ BOZSÓ & KERCSMÁR 2000). A finom szemű üledékes rétegek a Mezőtúr–Túrkeve–Bucsa–Darvas–Komádi–Zsadány–Sarkad–Keresztúr–Doboz–Békés–Mezőberény–Gyoma községeket összekötő vonal területén belül helyezkednek el. Ugyanakkor e területtől néhány km-re K-re durva kavicsos, durva homokos üledékek találhatók (SÜMEGHY 1944).

Vizsgálati módszerek

A Körös-medence negyedidőszaki képződményeinek üledékes ciklusait, valamint a klíma és az üledékképződés kapcsolatát az 1970-es években mélyült két alapfúrás, a Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. részletes és sokrétű vizsgálata alapján tanulmányoztuk. Alapvető kérdésünk az volt, hogy a korábban leírt 6–10, átlagosan 50–80 m vastag üledékképződési félciklus felismerésén (FRANYÓ 1977; RÓNAI 1985) túlmenően lehetséges-e a fúrások maganyagának részletesebb ciklussztratigráfiai tagolása, meghatározható-e a ciklusok jellege és hierarchiája, és végül milyen a kapcsolat az üledékes ciklusok és a pleisztocén éghajlatváltozások között.

Tekintettel a két fúrás folyamatosnak tartott rétegsorára, elszakadva a korábbi klasszikus értelmezésű glaciális-interglaciális tagolástól, a klímarekonstrukciót a tengeri magokhoz hasonló nagyfrekvenciájú klímaváltozások (100 000 és 40 000 év) kimutatásával kíséreltük meg. Mindezen célkitűzésekhez olyan paramétereket vizsgáltunk, amelyek az üledékképződésben, valamint az éghajlatban bekövetkezett változásokra feltehetően érzékenyen reagálnak és azokat megfelelő felbontásban dokumentálják, figyelembe véve, hogy a vizsgált két fúrásban 1 m üledék átlagosan 5 000 évet reprezentál.

Szemcseméret eloszlási paraméterek

A fúrások lemélyítésekor igen részletes, 0,5–1 m mintavételi sűrűséggel szemcseméret eloszlás vizsgálatokat végeztek. Ezek alapadatait számítógépre vittük, és a lehetséges szemcseméret eloszlási paraméterek (homok-, kőzetliszt-, agyag-százalék, osztályozottság, mértékadó szemcsenagyság, stb.) közül az üledékes ciklusok jellemzésére a szemnagyság változásokat egy paraméterrel

legjobban reprezentáló átlagos szemcseméret értékeket (Mz) (FOLK & WARD 1957) alkalmaztuk. Az Mz kitérések amplitúdója a ciklusok kijelölésénél – számításának logaritmikus jellege következtében – jól kezelhetőnek bizonyult.

Ásványtani vizsgálatok

A klímaváltozások hatását a mállással szemben ellenálló és a kis stabilitású ásványok aránya, elsősorban a kvarc/(földpát+kőzettöredék) arány, az ún. ásványtani érettség segítségével lehetett vizsgálni. Azonos lehordási területről származó homokok közül azok az érettebbek, amelyek melegebb és csapadékosabb éghajlaton képződtek, mivel az intenzívebb mállás hatására kevésbé stabil ásványaik lebomlásával relatíve növekszik bennük az ellenálló ásványok részaránya. Hűvösebb és szárazabb klímán viszont éretlenebb homokok képződnek az instabilabb ásványi alkotók megőrződése miatt. A szállítás és a diagenezis is befolyásolja az érettség alakulását, de ezek a tényezők jelen esetben a hasonló szállítási távolság és a kisfokú diagenezis miatt nem tekinthetők meghatározónak. A homokok ásványtani érettségét csak a vésztői fúrásban lehetett meghatározni, mivel csak onnan készült könnyűásvány vizsgálat.

Mágneses szuszceptibilitás

A mágneses szuszceptibilitás (MS) a Föld jelenkori, vagy az üledék lerakódása idején ható mágneses térerőtől teljesen független skaláris mennyiség, és azt mutatja, hogy az üledékben levő szemcsék mennyire mágnesezhetőek. A szuszceptibilitást az üledékben levő mágnesezhető szemcsék mennyisége, mérete, alakja szabja meg, és első közelítésben ez nagyrészt a mágnesezhető szemcsék mennyiségével arányos. A mágnesezhető szemcsék azonban nemcsak az ún. ferromágneses ásványokat jelentik, mint pl. a magnetit és hematit, hanem az olyan Fe^{2+}, Fe^{3+} és Mn^{2+} tartalmú ún. paramágneses ásványokat is, mint pl. egyes agyagásványok, vas- és mangán karbonátok, stb. Mindebből látszik, hogy a szuszceptibilitást alapvetően az üledék ásványi összetétele, az allochton és autochton komponensek aránya és diagenetikus állapota határozza meg, éppen ezért az értelmezés minden esetben az egyedi sajátosságokon kell, hogy alapuljon. Az üledék ásványi összetételét, szemcseméretét azonban a klimatikus hatások nagymértékben befolyásolják, éppen ezért a litológiai paraméterek változását leképezve az MS közvetve a klímaváltozásokra vonatkozó információt is hordoz.

HELLER & LIU (1984) a kínai Lu-csuan löszszelvény vizsgálata során arra a következtetésre jutott, hogy a mágneses szuszceptibilitás a löszben kisebb, a paleotalaj rétegekben pedig nagyobb, és a szuszceptibilitás szelvénye hasonlít az óceáni üledékek oxigén izotóp ($\delta^{18}O$) szelvényére, a löszszelvények mágneses szuszceptibilitása tehát a paleohőmérsékletet tükrözi. Azóta számos tengeri, tavi és lösz rétegsor szuszceptibilitását mérték meg, és azt találták, hogy az MS összefügg az üledék keletkezési környezeti hőmérsékletével. A löszszelvényeknél a nagy MS értékek jelzik a magasabb hőmérsékletet, ez azonban nem általános, például a Buck-tó (Oregon, USA) középső-pleisztocén üledékeiben a

nagy szuszceptibilitású zónák a hideget jelző pollen zónákkal esnek egybe (ROSENBAUM et al. 1996), tehát fordítva, mint a lösszelvénynél. A hőmérséklet és az MS összefüggésére ennek megfelelően nincs egységes magyarázat. A lösszelvényekben a szuszceptibilitás változásának fő oka MAHER & THOMPSON (1995) szerint az igen kicsiny (<0,03mm) ferrimágneses szemcsék megnövekedett mennyisége a paleotalajokban. Ezek a szemcsék a talaj képződése folyamán helyben keletkeztek. A Buck-tó szelvényének kis szuszceptibilitású üledékei talajból és erősen mállott kőzetekből jöttek létre a meleg időszakokban, míg a hideg klímában lerakódott rétegek magas szuszceptibilitását valószínűleg üde vulkáni kőzetekből származó nagy mennyiségű magnetit okozza (ROSENBAUM et al. 1996).

A Dévaványa D-1 . és Vésztő V-1. fúrások teljes pleisztocén rétegsorából és a pliocén Nagyalföldi Formáció felső részéből 1 m-ként összesen 813 db mintát gyűjtöttünk. A mintákat a magok középső, nem, illetve valószínűleg kevésbé oxidálódott részéből vettük és 2,5 × 2,5 cm-es kocka alakú műanyag dobozba tettük. Néhány réteg anyaga a fúrás óta megbarnult vagy megsárgult, de ezek mintái nem ütöttek el a szomszédos pontoktól. A minták mágneses szuszceptibilitását egy SI-2 szuszceptibilitás mérő műszerrel mértük meg a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet közös magnetosztratigráfiai laboratóriumában 1999-ben. Folyóvízi üledékek szuszceptibilitásáról eddig nem ismertünk eredményt.

Őslénytani adatok

A fúrások paleoklíma szempontú értékelésénél a korábbi mollusca (KROLOPP in RÓNAI 1985) és pollen (MIHÁLTZNÉ FARAGÓ 1982) adatokat értékeltük újra. A palinológiai alapon történő klímarekonstrukciónál a szárazföldi lágyszárú növények (Non Arbor Pollen – NAP) és a vízi növények adatainak hiánya miatt csak a fás szárúak (Arbor Pollen – AP) képviselői kerültek kiértékelésre. A fúrásokban előforduló növényeket klimatikus igényeik szerint három csoportra különítettünk el: (1) Tercierből áthúzódó szubtrópusi klímaigényű elemek, (2) Meleg-mérsékelt klímaigényűek, (3) Hűvös – hideg éghajlat alatt is élő taxonok. A hőmérsékleti kategóriáknál a szélső határértékeket vettük figyelembe. A pollen adatok értelmezésénél problémát jelentett a korábbi nagy mintavételi távolság, sok esetben az összevont pollenlisták 20–50 m-es szakaszokra vonatkoztak, amely az általunk vizsgálni szándékozott nagyfelbontású klímaszakaszokból többet is lefedhetett. Ezért az értelmezésnél elsősorban a molluscák őskörnyezeti újraértelmezésére támaszkodtunk, mivel ezek adott fúrásmélységre vonatkozva szolgáltattak információt.

A vízi mollusca faunaelemzéseknél kiemelkedően fontosak a tafonómiai sajátosságok, a bemosódás, a másodlagos áthalmozódás lehetősége, illetve ennek a felismerése. A vízi puhatestűek igen jelentős része az élőhelyén akkumulálódott elem, de ezek mellett jelentős bemosódott faunarész is található (szárazföldi fauna). A szárazföldi fauna elsősorban vízparti sás – gyékény – nádas övből került elő, vagyis az allochton elemeknél minimális és a vízi fauna beágyazódásával egyidős, szingenetikus behordódási távolsággal kell csak számolnunk. A

mollusca fauna jelentős részének héjanyaga vékony, ezért idősebb korú héjjak fiatalabb szintbe történő bemosódása minimális mértékű lehetett és a paleoökológiai – paleoklimatológiai értékelést nem zavarta meg.

Bár a vízi fauna jelentős része tág tűrőképességű fajokból áll, s ezért pontosabb őshőmérsékleti meghatározásra kevésbé alkalmas, de ismeretesek olyan mollusca fajok, amelyek esetében pontosan megadható az egykori vízhőmérséklet, a szaporodáshoz szükséges jégmentes periódus időtartalma. Paleoklimatológiai értékelésünk kiindulási alapjának a mai tenyészidőszaki vízhőmérsékleti (10–20 °C közötti a nagyobb, síksági helyzetű folyóinknál) és jéggel borítottsági (1–4 hónap) viszonyait vettük és az ettől hidegebb, azonos és egyértelműen melegebb szakaszokat értékeltük ki az elemzéseknél. Csak azokat a szinteket vettük figyelembe, ahol jelentős mennyiségű mollusca fauna került elő.

Eredmények

A fúrások üledékes ciklusai

A vizsgált két fúrás képződményeinek szemcseméret eloszlási jellemzőjét (átlagos szemcseátmérőjét), valamint mágneses szuszceptibilitás értékeit fúrásonként ábrázoltuk (*3. ábra*). A fúrások polaritás zónáit (COOKE et al. 1979) korreláltuk BERGGREN et al. (1995) polaritás–idő skálájával. A pleisztocén aljának a hazai gyakorlatnak megfelelően a Matuyama kron kezdetét (2,58 Ma) fogadtuk el. Az ábrán feltüntettük az adott mélységekhez tartozó mágneses fordulóknak megfelelő korokat is. A mágneses fordulók közötti szakaszban további biztos koradat nincs. Az értelmezésnél első közelítésben kompakciómentes egyenletes üledékképződést tételeztünk fel.

A ciklusok szedimentológiai értelmezése

Folyóvízi rétegsorok esetében a ciklicitást egyrészt a folyó medervándorlásából adódó autociklusok, másrészt a külső tényezők (tektonika, klímaváltozások) hatását tükröző allociklusok együttese alkotja. Uralkodóan meanderező folyók esetében litológiailag egy, a mederüledékektől az ártéri üledékekig finomodó félciklus az elemi egység. Egy-egy ilyen övzátony sorozat vastagsága közelíti az egykori folyó mélységét is, azaz pl. a recens Körösök esetében ez kb. 3–5 m. Az autociklusos medervándorlás átlagos időbeli tartama 10^2–10^4 év, míg a döntően éghajlat változásokat tükröző 4–5. rendű Milankovič ciklusok 10^4–10^6 év időtartamúak, s ezen ciklusok ülepedési rátája átlagosan 10^{-1}–10^{-2} m/ka nagyságrendű. A tektonikai és eusztatikus változásokat tükröző medencekitöltő komplexumok 3. rendű szekvenciái már 10^6–10^7 év nagyságrendűek (MIALL 1991).

A D-1. és V-1. fúrások átlagos szemcseátmérő (Mz) és szuszceptibilitás görbéinek ciklikusos jellege nyilvánvaló (*3. ábra*). A görbék alakelemzése többek között azt mutatja, hogy az Mz-görbék „fogazottabbak" a szuszceptibilitás görbékhez viszonyítva, amely a fúrásszelvényeken néhány m-es litológiai változatosság formájában jól felismerhető. Ez értelmezésünk szerint az észlelt

autociklusokat jeleníti meg. Ennél azonban egy nagyságrenddel nagyobb ciklicitás is felismerhető, amely 15–20 m-ként uralkodóan homokosabb, illetve pelitesebb szakaszok váltakozásából adódik, ezt mutatja a *3. ábrán* az Mz simított görbéje, ami az MS görbével jól korrelálható és értelmezésünk szerint a klímaváltozásokat tükröző allociklusokat jelenti, amelyek periódusideje a fúrásokban is 10^4–10^5 év nagyságrendű. Az allocikluskénti értelmezett homokos-pélites szakaszváltások kétféleképp értelmezhetőek: (1) vannak szakaszok, ahol vagy az egymásba vágódó medrek a gyakoriak (homokos szakaszok), míg előtte és utána finomszemű üledékekkel jellemzett ártéri viszonyok dominálnak, (2) időszakonként homokos medrek – aleuritos ártéri üledékek gyakoriak, ezt követően pedig aleuritos medrek és agyagos-aleuritos árterek épülnek, azaz az üledékgyűjtőbe érkező üledék átlagos szemcsemérete váltakozik időszakosan. A ciklusok paleoklimatológiai értelmezése ez utóbbi esetet valószínűsíti.

Az Mz és MS görbék feltűnő jellegzetessége, hogy a Jaramillo mágneses alemelet teteje (0,99 Ma) fölött nagyobb periódusidejű, alatta pedig kisebb periódusidejű ciklicitást mutatnak. A periódusidő valószínű értékét a szuszceptibilitás görbén a maximumok számának és az időtartamnak a hányadosával közelítettük. A Jaramillo mágneses alemelet tetejéig (0,99 Ma) a Dévaványa D-1. fúrás 0–147 m-es szakaszán és a Vésztő V-1. fúrás 0–180 m szakaszán az MS és Mz görbéken egyaránt 10–12 maximum mutatkozik, (a maximumok helyének kijelölésében bizonyos szubjektivitás elkerülhetetlen). Kisebb amplitúdójú különbségek az üledékképződési környezetből adódó változékonyságból eredhetnek, de az MS és Mz görbék párhuzamos összevetése meggyőzően adja a 10–12 csúcsot. Ez a felső 1 Ma évre kb. 100 000 éves periódusidőt ad. A fúrások alsó szakaszára (0,99–2,58 Ma év) hasonló megközelítéssel a csúcsok számából és az időtartamból a ciklicitás kb. 40 000 éves periódusidejűnek adódott.

Berger et al. (1999) számítógépes modellvizsgálatai szerint a pleisztocén során a csökkenő légköri CO_2 tartalom vezérelte a kb. 40 000 éves (precessziós) periódusról a 100 000 éves, a pályahajlás által meghatározott ütemre való váltást, hozzávetőleg 1 millió évvel ezelőtt.

A ciklusok paleoklimatológiai értelmezése

Az üledékes ciklusok paleoklimatológiai értelmezéséhez felhasználtuk a rendelkezésre álló pollen és mollusca adatokat is. A Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások rétegsora viszonylag szegény volt ősmaradványokban, ezért azok a teljes ciklusok értelmezéséhez nem használhatók fel. Ugyanakkor a szemcseméret eloszlási- és mágneses szuszceptibilitás görbék jellegzetes pontjainak, elsősorban szélső értékeinek paleoklíma szempontú értelmezéséhez a konkrét fúrásmélységre vonatkozó pollen- és puhatestű adatok különösen jól felhasználhatók voltak (*1, 2. táblázat*).

A pollenek alapján a Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrásban előforduló fás szárú taxonok klimatikus igényeik szerint csoportosítva a következők voltak:

1. Szubtrópusi, tercier elemek:

– Gymnospermae: *Cedrus* sp., *Podocarpus* sp., *Tsuga* sp., *Sciadopytis sp., Taxodiaceae*

– Elegyes lombosok: *Nyssa* sp., *Cyrillaceae, Engelhardia* sp., *Araliaceae, Symplocaceae*

2. *Meleg-mérsékelt klímaigényű elemek:*
– Gymnospermae: *Pinus haploxylon* typ., *Abies* sp., *Picea* sp., *Ephedra* sp.
– Elegyes lombosok: *Platanus* sp., *Rosaceae, Rhus* sp., *Hippophae, Magnoliaceae, Acer* sp., *Ile* sp., *Rhamnus sp., Rubus* sp., *Tilia* sp., *Oleaceae, Ulmus* sp., *Zelkova* sp., *Celtis* sp., *Carpinus* sp., *Ostrya* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Castaneae, Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Myrica* sp., *Populus* sp.

3. *Hidegtűrő elemek:*
– Gymnospermae: *Pinus cembra, Pinus silvestris, Tsuga canadensis, Larix* sp.
– Elegyes lombosok: *Alnus* sp., *Salix* sp., *Betula* sp.

A puhatestű fauna összetételének hőmérséklet és nedvesség-igény szerinti megoszlása többek között azt mutatta, hogy az enyhe éghajlatot kedvelő és nedvességigényes faunacsoportok jó egyezést mutatnak a jól osztályozott homokcsúcsokkal. Ezeben a mélységközökben különösen a *Valvata naticina* (MKE.), *Sphaericum rivicola* (LAM.) és a *Lithoglyphus naticoides* (C. PFR.), folyóvízi fajok dúsulása figyelhető meg, melyek a jól mozgatott, tisztavizű, homokos aljzatot kedvelik.

A Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások hőmérséklet jelző molluszka előfordulásainak mélységei

Depth of climate indicator molluscs in the Dévaványa D-1 and Vésztő V-1 boreholes

II Táblázat – Table II

	Dévaványa (m)	Vésztő (m)
Maival azonos őshőmérsékletű szakasz	13,2-15,6 16,75-17,5 21,75-22,2 35,1–37,1 57,4-59,2	71,6-72,6 82,0-84,6 140,0-140,81 173,4-174,7 358,9-359,3
Mainál hidegebb őshőmérsékleti szakasz	29,4-30,4 64,7-66,0	154,3-154,8 162,5-164,0

A Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások hőmérséklet jelző pollen előfordulásainak mélységei

Depth of climate indicator pollen in the Dévaványa D-1 and Vésztő V-1 boreholes

I. Táblázat – Table I

	Dévaványa (m)	Vésztő (m)
Lehülés	3,15-3,7 21,4-23,7 59,6-64,4 68 91,4-105,6 113,23-114 195,6-198,1 220 252,8-260 280,6-288	14,51-18 49 128,3-135,5 143 205,9-210 345 414,5-424,1 434,5-442
Felmelegedés	16,75-18,5 27,5-36,5 42-52.2 71,6-76 78,5-82 119,4-124,6 162-168,2 235-242 395,1-402,1	7,7-10 41,7-44 58 59 65 78,7-82,6 139 157,5-164,2 278-282 431,1-433,9

A hűvös, száraz–hűvös nedves átmenetre utalnak a tág tűrőképességű fajok: *Succinea oblonga* (DRAP.), *Succinea elegans* (RISSO), *Succinea putris* (L.), *Pupilla muscorum* (L.) és a melletük jelenlévő hűvös, nedvesigényű fajok egyre nagyobb számban való megjelenése: *Carychium minimum* (MÜLL.), illetve a *Clausilidae*-k.

A Dv-1. és V-1. fúrásokban a hőmérséklet igény szerinti a puhatestű fajok az alábbi csoportokba oszthatóak:

Melegigényű molluszkák:
- víziek: *Sphaerium rivicola* (LAM.), *Valvata piscinalis* (MÜLL.), *Valvata naticina* (MKE.), *Bithynia tentaculata* (L.), *Lythogliphus naticoides* (C. PFR.), *Lymnaea stagnalis* (D.), *Theodoxus prevostianus* (C.PFR.), *Corbicula fluminalis*
- szárazföldiek: *Vallonia enniensis* (GREDL.), *Chondrula tridens* (MÜLL.), *Vertigo pygmaea* (DRAP.), *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Succinea elegans* (RISSO.)

Hideg, hűvös igényű molluscák:
- víziek: *Pisidium amnicum* (MÜLL.), *Valvata pulchella* (STUD), *Stagnicola palustris* (MÜLL.), *Physa fontinalis* (L.), *Planorbis planorbis* (L.), *Charychium minimum* (MÜLL.)
- szárazföldiek: *Succinea oblonga* (DRAP.), *Columella edentula* (DRAP.), *Clausilia dubia* (DRAP.), *Trichia hispida* (L.)

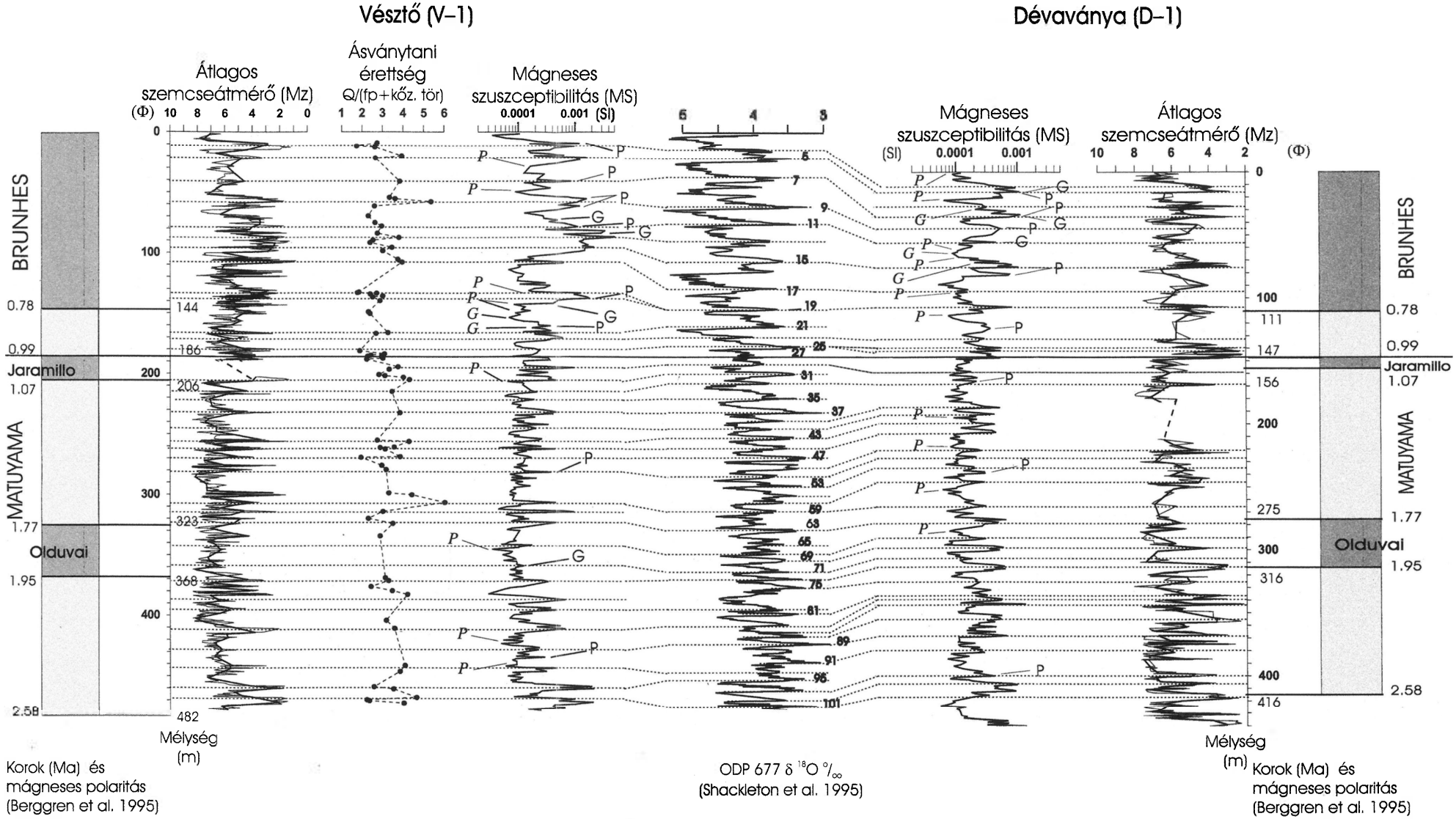
Az MS görbéken az őslénytani vizsgálatok klíma szempontjából értelmezett eredményeit jelekkel tüntettük föl (*3. ábra*). A vizsgált fúrási rétegsorok esetében a mágneses szuszceptibilitás magas értékeinek nagy része egybeesik meleg klímajelző pollen- és mollusca előfordulásokkal, míg néhány alacsony szuszceptibilitás érték hideg klímát jelző őslénytani adatokkal korrelál, amely azt igazolja, hogy a vizsgált rétegsorokban az MS magas értékei meleg, míg alacsony értékei a hideg klímát jelzik. Ennek alapján az MS görbe klímajelző szerepét az őslénytani adatokkal nem igazolt csúcsokra extrapolálva általános érvényűnek tartjuk.

A klímaváltozások nyomonkövetésére a vésztői fúrás homokjainak kvarc/(földpát+kőzettöredék) arányának alakulásából megállapítható, hogy a melegebb és csapadékosabb klímára utaló magasabb érettségi indexszel jellemezhető homokok általában a mágneses szuszceptibilitás pozitív csúcsaira ill. azok közelébe esnek (*3. ábra*). Ezek a homokok a cluster-analízis szerint többféle lehordási területekről származnak (THAMÓNÉ BOZSÓ & KERCSMÁR 2000), ezért nem azonos forráskőzeteik miatt érettebbek.

A mágneses szuszceptibilitás görbék ciklussztratigráfiai és paleoklíma értelmezéséhez a fúrásokban vizsgált őslénytani és ásványtani adatokon túlmenően az egyik legpontosabb globális paleoklíma indikátorral, a tengeri oxigén izotópgörbével való korrelációt is felhasználtuk. Az eddigi legteljesebb, nagyfelbontású pleisztocén oxigén izotóp ($\delta^{18}O$) szelvényt a Csendes-óceánon

3. ábra. → Az átlagos szemcseátmérő és a mágneses szuszceptibilitás alakulása a Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. fúrásokban, valamint az ODP 677-es fúrás oxigén izotóp eloszlásának korrelációja. A Mz görbe vékony vonala az eredeti adatokat, míg a vastagabb vonal a szauszceptibilitással jobban korreláló simított változatot mutatja, a szagatott vonallal jelzett szakaszon nem volt adat. A szuszceptibilitás görbe jobb oldalán szereplő betűk a meleg klímát jelző pollen (P) és puhatestű (G) előfordulásokat jelzik, míg a bal oldalon találhatóak (P, G) hideg klímára utalnak. A Vésztő fúrásban az Mz görbe mellett található pontok az ásványtani érettséget jelzik

Fig. 3 Average grain size and magnetic susceptibility in the Dévaványa D-1 and Vésztő V-1 boreholes, and their correlation with the oxygen isotope proxy of the marine ODP 677 site. The thin line of the average grain size proxy shows the original data, while the smoothed curve correlates better with the susceptibility. The dotted line show parts where there were no data. P and G letters on the right hand side of the susceptibility proxy refer to warm climate indicator pollen and gastropods, while the same letterts on the left hand side show cold climate indicator species. In the Vésztő borehole the dots next to the average grain size show mineralogical maturity


Vésztő (V–1)
Dévaványa (D–1)
Átlagos szemcseátmérő (Mz)
(Φ) 10 8 6 4 2 0
Ásványtani érettség
Q/(fp+kőz. tör)
1 2 3 4 5 6
Mágneses szuszceptibilitás (MS)
0.0001 0.001 (SI)
Mágneses szuszceptibilitás (MS)
(SI) 0.0001 0.001
Átlagos szemcseátmérő (Mz)
10 8 6 4 2 (Φ)
BRUNHES
0.78
0.99
Jaramillo
1.07
MATUYAMA
1.77
Olduvai
1.95
2.58
0
100
144
186
200
206
300
323
368
400
482
Mélység (m)
5
7
9
11
15
17
19
21
25
27
31
35
37
43
47
53
59
63
65
69
71
75
81
89
91
95
101
ODP 677 δ 18O °/∞
(Shackleton et al. 1995)
0
100
111
147
156
200
275
300
316
400
416
Mélység (m)
Korok (Ma) és mágneses polaritás (Berggren et al. 1995)
Korok (Ma) és mágneses polaritás (Berggren et al. 1995)

mélyített (É 1°12', NY 83°44') ODP 677-es fúrásból kapták (SHACKLETON et al. 1990). A szuszceptibilitás mérések oxigén izotóp görbéhez történő időbeli illesztéséhez szintén a mágneses polaritásváltások időpontját használtuk fel. Az oxigén-izotóp görbe és a mágneses szuszceptibilitás görbe összehasonlítása a csúcsok helyének, alakjának, amplitúdójának, szimmetriájának vizsgálata alapján történt. A Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. fúrás magjain mért mágneses szuszceptibilitás és az ODP 677-es fúrás oxigén izotóp görbéjének lefutása feltűnő egyezést mutatnak a ciklusok száma és az ütem hosszabb idő alatti alakulása tekintetében, az 1,0 Ma-nél fiatalabb szakaszon 100 000 éves ciklicitás, míg az alatt közel 40 000 éves periódus látszik (*3. ábra*). A $\delta^{18}O$ szelvény csaknem összes ciklusát (emeletét) azonosítani tudtuk a szuszceptibilitás szelvényen, bár az MS szelvény alakja nem mindenhol azonos a $\delta^{18}O$ szelvénnyel (*3. ábra*). A csúcsok túlnyomó részének jó egyezése alapján megerősítést nyert, hogy a mágneses szuszceptibilitás görbék ezen két fúrás esetében a paleoklíma változást kellő érzékenységgel mutatják.

A $\delta^{18}O$ szelvény nagyobb értékei (a görbén balra) a hideg, kisebb értékei (a görbén jobbra) a meleg klímát jelzik a $\delta^{16}O/\delta^{18}O$ arányban bekövetkezett változások alapján. Ez jó egyezést mutat a meleg éghajlatot jelző magas, illetve a hideg éghajlatot tükröző alacsony MS értékekkel. A görbék jó korrelációja azt is mutatja, hogy a tengeri oxigénizotópok, mint a globális klímaindikátorok alkalmazhatók folyamatos kontinentális rétegsorok paleoklíma rekonstrukciójára is.

Az üledékes ciklusok és a klímaváltozások kapcsolata

A Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. fúrások magmintáin végzett vizsgálatok eredményei, különösen a szemcseméret eloszlási paraméterek és a mágneses szuszceptibilitás értékei feltűnő, periodikus jellegű ciklicitást mutatnak, amely egymáshoz hasonló jellegű. Mivel ezen paraméterek az éghajlatváltozásokra vonatkozó információt is hordoznak, kézenfekvő, hogy az éghajlatváltozások üledékképződésre gyakorolt hatását, mint az egyik fő tényezőt elemezzük. Nyilvánvaló, hogy az éghajlaton kívül számos más tényező összesített hatása is tükröződik a paramétereken, beleértve a süllyedésben és törmelékbeszállításban történt nagyobb léptékű epizodikus változásokat (THAMÓNÉ BOZSÓ & KERCSMÁR 2000), éppúgy, mint a folyók medrének vándorlásából, helyváltoztatásából adódó autociklicitást. Az előbbiekre azonban lényegesen hosszabb, az utóbbiakra lényegesen rövidebb periódusú változás jellemző, mint az éghajlati ciklicitás hossza (MIALL 1991).

Az üledékes ciklusok homokcsúcsai nagyrészt felmelegedést jelző szuszceptibilitás-, illetve oxigén izotóp csúcsokkal esnek egybe (*3. ábra*), ami durva közelítésben azt jelenti, hogy a nagyobb mennyiségű homok lerakódása a meleg klímaszakaszokhoz köthető, míg a hideg intervallumok inkább finomszemű üledékekkel jellemezhetők. Ez értelmezésünk szerint a következő modellel magyarázható:

A hideg klímaszakaszban a periglaciális területekre jellemzőek voltak az erőteljes szezonális áradások, amelyek a fagyaprózódás által keletkezett helyben

felhalmozódott, nagymennyiségű durva törmeléket a hegységből kiérve a medenceperemeken hordalékkúpok formájában rakták le. Ugyanakkor a vizsgált két fúrás egy olyan medencebelseji helyzetet tükröz, ahová a lecsökkent energiájú időszakos áradások által szállított durva törmelékek már nem jutottak el, ezért itt túlnyomórészt ezek finomszemű „maradék" üledékei találhatók uralkodóan aleuritos meder- és agyagos-aleuritos ártéri üledékek formájában. A glaciálisok végén amikor a klíma a leghidegebb és legszárazabb volt (VANDENBERGHE 1993), a szél tevékenysége felerősödött, a folyóvízi aktivitás a minimálisra csökkent, erre az időszakra volt jellemző a kiszáradt medrek kifúvása, a folyóvízi üledékek eolikus áthalmozása (MOLNÁR 1973).

Ugyanakkor a meleg klímaszakaszokban a megnövekedett csapadék miatt a folyók vízhozama ugrásszerűen megnőtt, és a hideg klímaszakaszokhoz képest vízjárásuk kiegyenlítettebbé vált. A hegységi területen bevágódó folyók átszelték a medencéket, ahol lecsökkenő energiájuk következtében fonatos, majd meanderező jelleggel szétterítették üledékeiket. Ezért a meleg klímaszakaszokban a medence belsejében a nagyobb üledékszállító kapacitással rendelkező folyók homokos meder- és durvább szemű ártéri üledékeit látjuk nagyobb számban.

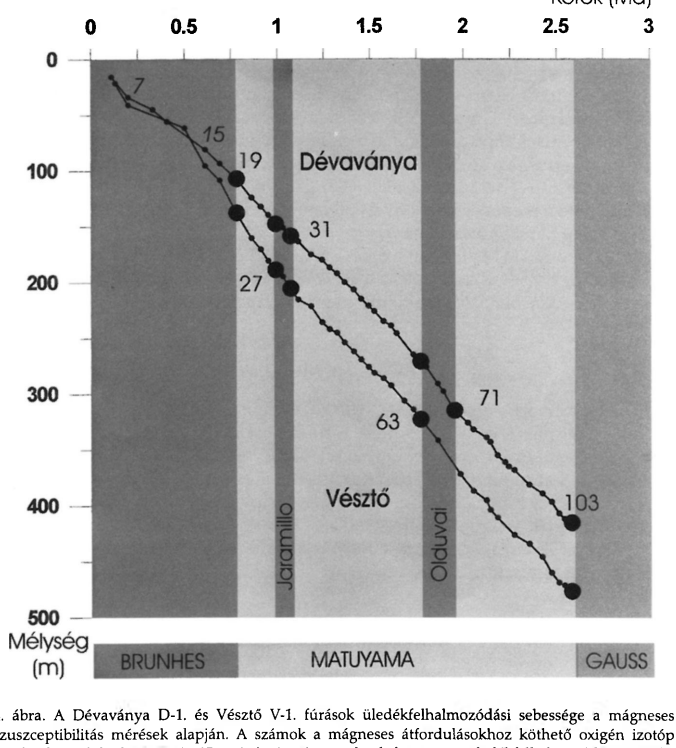
Az üledékképződés mértéke

A szuszceptibilitás és az oxigén izotóp görbék korrelációja a ciklus- és klímaértelmezésen túlmenően az üledékképződés folyamatosságára és sebességére nézve is fontos információt hordoz. A korreláció alapján az MS maximumok mélységét a d18O meleg-csúcsok idejének függvényében grafikonon ábrázoltuk (*4. ábra*). Az így szerkesztett mélység–idő diagram a süllyedés mértékének, illetve az üledékképződés sebességének időbeli változását adja meg. A két fúrás üledékfelhalmozódási görbéje mintegy 1 Ma-ig közel párhuzamosan fut, majd a vésztői görbe konvergál a dévaványaihoz és 0,5 Ma-tól a két görbe nagyjából azonos.

A korreláció az 1 Ma-nél fiatalabb szakaszon alulról a 15. oxigén-izotóp emeletig, felülről a 7. oxigén-izotóp emeletig biztosnak látszik. A 15. és 7. oxigén-izotóp emeletek közötti szakaszban a korreláció nem ennyire egyértelmű, ugyanis a görbék amplitúdói, jelalakja kevéssé hasonlít egymásra és a csúcsok korrelációja bizonytalan. Ennek oka, hogy az üledékképződés vagy nem volt folyamatos, vagy annyira lassú volt, hogy a maghiányok és az 1 m-es mintavétel miatt nem elég részletes az MS görbe. Ez a mélység–idő diagramon az üledékfelhalmozódási görbe meredekségének megváltozásában is látszik (*4. ábra*). Ez a szakasz megfeleltethető a KRETZOI & KROLOPP (1972) által publikált középső-pleisztocén üledékhézagnak. Az MS szelvények alsó részén, az 1 Ma-nél idősebb szakaszon nem mindegyik ciklus ismerhető jól fel, néhány közülük a szelvényeinken nem jelentkezik, de azért ezen a szakaszon is meglehetősen jó az egyezés. A mélység–idő diagram szerint azonban az üledékfelhalmozódás egyenletes, nem látszik hiány. Bár az üledékképződést RÓNAI (1982a) a magnetosztartigráfia felbontóképessége szintjén folyamatosnak vélte a két fúrásban, a részletes MS adatok ezt sokkal finomabb felbontásban igazolták a fúrások fent említett szakaszait kivéve.

Összefoglalás, következtetések

A vizsgált fúrások átlagos szemcseátmérő (Mz) és mágneses szuszceptibilitás (MS) görbéi ciklusos jellegűek. Az átlagos szemcseátmérő görbe néhány m-es litológiai változatosságot reprezentáló finom fogazottsága a folyók medervándorlásából adódó autociklusokat jeleníti meg, míg ezek burkológörbéje az egy nagyságrenddel nagyobb, a szuszceptibilitással jól korreláló 40 000, illetve 100 000 éves Milankovic ciklusoknak felel meg.



4. ábra. A Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások üledékfelhalmozódási sebessége a mágneses szuszceptibilitás mérések alapján. A számok a mágneses átfordulásokhoz köthető oxigén izotóp emeleteket jelölnek. A 7. és 15. oxigén izotóp emeletek között az üledékfelhalmozódás mértéke megváltozott

Fig. 4 Sedimentation rate in the Dévaványa D-1 and Vésztő V-1 boreholes based on magnetic susceptibility measurements. Numbers refer to oxygen isotope stages at polarity changes. The sedimentation rate has changed between oxygen isotope stages 7 and 15

A mágneses szuszceptibilitás a folyóvízi üledékekben is jó paleoklíma indikátor, amelyet az őslénytani adatok, az ásványtani érettség és a tengeri oxigén izotóp görbe jó korrelációja igazol. A vizsgált szelvényekben a szuszceptibilitás magas értékei meleg-, míg alacsony értékei hideg klímaszakaszoknak feleltethetők meg.

A D-1. és V-1. fúrások üledéksorában észlelt ciklicitás változása (40 000, illetve 100 000 év) igen jól megfelel a BERGER et al. (1999) modelljében leírtakkal, a változásokat tehát az éghajlat közvetítésével a Föld pályaelem-módosulásai és a légköri széndioxid tartalom csökkenése együtt okozhatta.

A szemcseméret eloszlás és paleoklíma adatok összevetéséből azt a következtetést vontuk le, hogy a homokosabb szakaszok döntő része a meleg klímaintervallumokhoz köthető. Ezen időszakok során a háttér területeken bevágódó, nagy átlagos vízhozamú és üledékszállító kapacitással rendelkező folyók a medence központi részein rakták le homokos meder-, illetve aleuritos ártéri üledékeiket. Ugyanakkor a hideg klímaszakaszokban a durvaszemű hegylábi törmelékkúpokon túl már nemigen jutott üledék a medence távolabbi részeibe, ezért itt az üledékképződés alárendelt, s döntően aleuritos meder- és agyagos-aleuritos ártéri üledékekkel jellemzett volt. Ilyen módon markáns eltérés tapasztalható a medence központi és peremi részei üledékképződésében a hideg, illetve meleg klímaszakaszokban.

A szuszceptibilitás és tengeri oxigén izotóp görbék csúcsai számának egyezése igazolja, hogy a két vizsgált pleisztocén rétegsor folyamatos, illetve legfeljebb a Milankovic ciklusoknál kisebb rendű üledékhézagok lehetnek.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk N.J. SHACKLETONNAK, amiért az ODP 677-es fúrás fúrás oxigén izotóp szelvényét rendelkezésünkre bocsátotta. A szemcseeloszlási paraméterek számítógépes feldolgozását NAGY Péter végezte. Munkánk során nagy segítséget nyújtottak a HORVÁTH Ferenccel és SZTANÓ Orsolyával folytatott szakmai beszélgetések. Köszönjük SZTANÓ Orsolyának, JUHÁSZ Györgyinek és JÁMBOR Áronnak a kézirat gondos átolvasását és szakmai lektorálását. A kutatás a T-32956 OTKA téma, valamint a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (NÁDOR A.) támogatásával készült.

Irodalom

BACKMAN, J. & SHACKLETON, N. J. 1983: Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene nannofossils for the Atlantic, Indian and Pacific oceans. – *Marine Micropaleontology* **8**, 141–170.

BACSÁK, Gy. 1940: Die Chronologie des letzten Abschnittes des Diluviums. – *Höhenwelt* **10**, 51–57.

BACSÁK, Gy. 1942: Die Wirkung der skandinavischen Vereisung auf die Periglazialzone. – Budapest, 86 p.

BERGER, A. 1984: Accurancy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary. – In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J. D., KUKLA, G., & SALTZMAN, B. (Eds): Milankovitch and Climate. Hingham, Mass.: D. Reidel, 3–39.

BERGER, A. 1988: Milankovitch theory and climate. – *Revs. Geophys.* **26**, 624–657.

BERGER, A., LI, X. S., & LOUTRE, M. F. 1999: Modelling northern hemisphere ice volume over the last 3 Ma – *Quaternary Science Review* **18**, 1–11

BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C., & AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W.A., KENT, D.V., AUBRY, M.-P. & HARDENBOL, J. (Eds): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM Special Publication* **54**, 129–212.

BORSY Z. 1992: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. – In: RACHOCKI, A. H., & CHURCH, M. (Eds): Alluvial Fans: A field approach. John Wiley Sons Ltd. 229–246.

COOKE, H.B.S., HALL, J.M., & RÓNAI, A. 1979: Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **22/1–4**, 89–109.

FOLK, R. L., & WARD, W. C. 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. – *Journal of Sed. Petrol.* **27**, 3-27.

FRANYÓ, F. 1977: Exploratory drilling on the Great Hungarian Plain by the Hungarian Geological Institute from 1968 to 1975. – *Földr. Közlem.* **25**, 60–71.

FRANYÓ F. 1981: A szarvasi Sz-1. alapfúrás földtani és vízföldtani eredményei. – *Földt. Int. Évi Jelentése* **1979-ről**, 121–142.

FRANYÓ F. 1992: Magyarország 1:200 000-es kvarter talpmélység térképe. – Kézirat. Országos Földtani- és Geofizikai Adattár, Budapest.

HALAVÁTS, Gy. 1896: A magyarországi artézi kutak története, területi eloszlása, mélységök, vizök bőségének és hőfokának ismertetése. – A Földtani Intézet Kiadványa, Budapest, 103 p.

HAUER, F., & RICHTHOFEN, F. 1859: Bericht über die geologischen Uebersichtaufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. – *Jb. Geol. R. A.* **10**, 1-67.

HAYS, J. D., & IMBRIE, J., SHACKLETON, N. J. 1976: Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. – *Science* **194**, 1121–1131.

HELLER, F. & LIU, T.S. 1984: Magnetism of Chinese loess deposits. – *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **77**, 125–141.

HOOGHIEMSTRA, & H., VAN'T VEER, R. 1999: A 0.6 Million Year Pollen Record from the Colombian Andes. – *Pages Newsletter* **99/3**, 4–5.

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **226**, 333–357.

HORVÁTH, F. & CLOETHING, S. 1996: Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. – In: CLOETINGH, S., BEN AVRAHAM, Z., SASSI, W. & HORVÁTH, F. (Eds): Dynamics of extensional basins and inversion tectonics. *Tectonophysics* **266**, 287–300.

IMBRIE J. & IMBRIE, J. Z. 1980: Modeling the climate response to orbital variations. – *Science* **207**, 943–953

IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX. A., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W., & SHACKLETON, N. J. 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. – In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J. D., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Eds): *Milankovitch and Climate.* Hingham, Mass.: D. Reidel, 269–305.

JÁMBOR Á. 1998: A magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése. – BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (Eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* A Mol Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest, 495–517.

KAISER M. 1996: A negyedidőszaki képződmények rétegtani beosztása és genetikai egységeinek kor szerinti előfordulása. – In: GYALOG L. (Ed): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. MÁFI Alkalmi Kiadvány 187, p. 161

KRETZOI M., & KROLOPP E. 1972: Az Alföld harmadkorvégi és negyedkori rétegtana őslénytani adatok alapján. – *Földr. Ért.* **21**, 133–158.

KROLOPP E. 1970: Őslénytani adatok a nagyalföldi pleisztocén és felső pliocén rétegek sztratigráfiájához. – *Ősl. Viták* **41**, 5–43.

KUKLA, G., & CÍLEK, V. 1996: Plio-Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **120**, 171–194.

MAGYAR I., D.H. GEARY, & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.

MAHER, B.A. & THOMPSON, R. 1995: Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. – *Quaternary Research* **44**, 383–391.

MARTINSON, D. G., PISAIS, N., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C., & SHACKLETON, N. J. 1987: Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. – *Quaternary Research* **27**, 1–30.

MIALL, A. D. 1991: Hierarchies of architectural units in clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. – In: MIALL, A. D., & TYLER, N. (Eds): The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* **3**, 6–12.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1982: A tiszántúli alapfúrások palinológiai vizsgálata. – *Földt. Int. Évi Jelentés* **1980-ról**, 103–120.

MILANKOVIĆ, M. 1930: Matematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. – In: KÖPPEN, W. & GEIGER, R. (Eds): *Handbuch der Klimatologie I (A)*. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1–176.

MOLNÁR B. 1965a: Ősföldrajzi vizsgálatok a Dél-Tiszántúlon. – *Hidr. Közl.* **45**, 397–404.

MOLNÁR, B. 1965b: Changes in area and directions of stream erosion in the eastern part of the Hungarian basin (Great Plain) during the Pliocene and Pleistocene. – *Acta Univ. Szegediensis, Acta Min.-Pet.* **17**, 39–52.

MOLNÁR, B. 1973: Az Alföld harmadidőszak-végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. – *Földt. Közl.* **103**, 294–310.

MOLNÁR, B. 1980: Changes of source areas as reflected by the depression of the Körös Rivers. – *Acta Univ. Szegediensis, Acta Min.-Pet.* **24**, 339–353.

NÁDOR A., TÓTHNÉ MAKK Á., MÜLLER P., LANTOS M., THAMÓNÉ BOZSÓ E., & JÁMBOR Á. 1999a: Climatically driven Plio-Pleistocene sedimentary cycles in the Pannonnian basin, Hungary. – IAS 19th Regional Meeting, Copenhagen, Abstracts, 172–173.

NÁDOR A., TÓTHNÉ MAKK Á., MÜLLER P., LANTOS M., Ó KOVÁCS L., JÁMBOR Á., & THAMÓNÉ BOZSÓ E.1999b: Quaternary alluvial sedimentation on the SE-ern part of the Pannonian Basin: an interplay of climate and sediment supply control on the sedimentary cycles. – Meeting on the „Knowledge and protection of plain areas", November 8–11, 1999, Ferrara, p. 22

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. – Tauchnitz, Leipzig, 1–3.

PÉCSI, M. 1991: Problems of loess chronology. – *Geol. J.* **24**, 143–150.

PISIAS, N., MARTINSON, D. G., MOORE, T. C. JR., SHACKLETON, N. J., PRELL, W., HAYS, J. D., & BODEN, G. 1984: High resolution stratigraphic correlations of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. – *Marine Geology* **56**, 119–136.

POGÁCSÁS, GY., LAKATOS, L., UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L., VÁRNAI, P., & RÉVÉSZ, I. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. – *Acta Geol. Hung.* **31**, 175–207.

PRELL, W., IMBRIE, J., MARTINSON, D. G., MORLEY, J., PISIAS, N., SHACKLETON, N. J., & STREETER, H. 1986: Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. – *Paleoceanography* **1**, 413–446.

RÓNAI A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. – *Földt. Int. Évkönyv* **56**, 421 p.

RÓNAI, A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geol. Hung. ser. Geol.* **21**, 446 p.

ROSENBAUM, J.G., REYNOLDS, R.L., ADAM, D.P., DREXLER, J., SARNA-WOJCICKI, A.M., & WHITNEY, G.C. 1996: Record of Middle Pleistocene climate change from Buck Lake, Cascade Range, Southern Oregon – Evidence from sediment magnetism, trace-element geochemistry, and pollen. – *Geological Society of America Bulletin* **108/10**, 1328–1341.

RUDDIMAN, W. F., MCINTYRE, A., & RAYMO, M. E. 1986: Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic and northern hemisphere ice sheets. – *Earth and Planet Sci. Lett.* **80**, 117–129.

RUMPLER, J. & HORVÁTH, F. 1988: Representative Seismic Reflection Lines and Their Structural Interpretations. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (Eds): The Pannonian Basin. *AAPG Memoirs* **45**, 153–170.

SHACKLETON, N. J. & OPDYKE N. D. 1976: Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. – In: CLINE, R. M. & HAYS, J. D. (Eds): Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology, *Geol. Soc. Amer. Mem.* **145**, 449–464.

SHACKLETON, N. J. & HALL, M. A. 1983: Stable isotope recors of Hole 504 sediments: high-resolution record of the Pleistocene. – In: CANN, J. R. LANGSETH, M. G. et al. (Eds): *Initial reports of the deep sea drilling project* **69**, 431–441.

SHACKLETON, N.J., BERGER, A., & PELTIER, W.R. 1990: An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh: *Earth Sciences* **81**, 251–261.

SÜMEGHY J. 1944: A Tiszántúl. Magyar Tájak Földtani Leírása VI. – *Magyar Kir. Földt. Int.* 1944. 208 p.

THAMÓNÉ BOZSÓ, E., KERCSMÁR Zs. 2000: A Körös-medence negyedidőszaki beszállítási irányainak változása a képződmények ásványi összetétele és a tektonikai háttéresemények alapján. – *Földt. Közl.* **130/4**,

THOUVENY, N. 1999: A 300 000 Year Record from Lac du Bouchet, France. – *Pages Newsletter* **99/3**, p. 8

TZEDAKIS, P. C. 1999:The last climatic cycle at Kopias, central Greece. – *Journal of the Geol. Soc. London* **156**, 425-434.

URBANCSEK, J. 1977: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere. – OVH Vízgazdálkodási Intézet, Budapest, VII., 546 p.

URBANCSEK, J. 1981: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere. – OVH Vízgazdálkodási Intézet, Budapest, X., 655 p.

VANDENBERGHE, J. 1993: Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. – *Z. Geomorph.* N. F. **88**, 17-28.

WATTS, W. A., ALLEN, J. R. M., & HUNTLEY, B. 2000: Paleoecology of three interstadial events during oxygen-isotope Stages 3 and 4: lacustrine record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **155**, 83–93.

WOLF, H. 1866: Bohrproben von Debreczin. – *Jb. Geol. R. A.* **16**, 100 p.

WOLSTEDT, P. 1958: Das Eiszeitalter.Grundlinien einer Geologie des Quartars. – *Enke, Stuttgart* **2**, 438 p.

A kézirat beérkezett: 2000. 05. 16.