

A Magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiája bentosz foraminiferák paleoökológiai vizsgálata alapján

OZSVÁRT Péter¹

¹MTA-MTM-ELTE, Paleontológiai Kutatócsoport, 1431 Budapest Pf. 137.
e-mail: ozsvart.peter@nhmus.hu

Palaeoceanographic history of the Hungarian Palaeogene Basin using a palaeoecological analysis of benthic foraminifera

Abstract

16 late Palaeogene (Lutetian–Rupelian) boreholes and sections from the Hungarian Palaeogene Basin were investigated for their benthic foraminiferal faunas in order to reconstruct its palaeoecological and palaeoceanographic evolution. In the mentioned ecological interpretation of the temporal distribution of foraminiferal assemblages, multivariate statistical methods were used. These methods included Q-mode principal factor analysis (PFA) and BFOI (Benthic Foraminiferal Oxygen Index) analysis. On the basis of the Q-mode principal factor analysis, the faunas are characteristic for inner neritic (0–30 m water depth) to upper bathyal environments (approximately 30–500 m water depth). The composition of the benthic foraminiferal fauna and the results of the Q-mode principal factor analysis indicate tropical–warm conditions from the beginning of the Middle Eocene. A change in the temperature of the bottom water can be detected from the late Middle Eocene time, and estimated temperatures indicate temperate–cold conditions during this period. On the basis of the BFOI (Benthic Foraminiferal Oxygen Index) analysis, the Middle and Late Eocene are characterised by two short eutrophic events (POMZ₁ and POMZ₃) and two significant eutrophic (POMZ₂ and POMZ₄) events. These periods are characterised by evidence of a low diversity of fauna, with a high dominance of low-oxygen tolerant (infaunal) species. The eutrophic events suggest that there was a second-order sea-level fall and restricted deep water circulation, while the oligotrophic and high oxic conditions might have been caused by colder, well-oxygenated bottom water masses from the SE Tethyan Realm. Evidence suggests that these oligo- to mesotrophic periods were characterised by a high diversity of fauna, with a significant dominance of epifaunal species. The initial stage of the significant subsidence history coincides with the POMZ₂ period at the end of the NP17 zone. This demonstrates clearly that the evolution of the Hungarian Palaeogene Basin was strongly influenced by significant palaeoceanographic events.

Keywords: palaeoceanography, benthic foraminifera, Palaeogene, palaeoecology

Összefoglalás

A Magyarországi paleogén medence különböző részmedencéiből 14 mélyfúrás és két felszíni szelvény felső-paleogén rétegsorának bentosz foraminifera faunáját vizsgáltam. A foraminifera közösségek statisztikai elemzéséből részletes, a paleoökológiai és a paleo-oceanográfiai változásokat jól dokumentáló adatsorokat kaptam. Ezek elemzéséből rekonstruálni tudtam a legfontosabb oceanológiai paramétereiket: az egykori sótartalmat, a hőmérsékletet, a vízmélységet, valamint a szervesanyag fluxust. A folyamatos és közel ekvidisztáns mintavételezés alapján a sokváltozós statisztikai módszerek segítségével az említett paraméterek időbeli változását is meghatároztam. Megállapítottam, hogy a középső- és késő-eocén folyamán képződött üledékek a bentosz foraminiferák paleoökológiai elemzése alapján a kontinentális self sekély litorális övétől (5–30 méter), a szublitorális–mélyszublitorális övön keresztül (30–200 méter), a batiális öv felső részéig (200–500 méter) rakódhattak le. A foraminifera közösségek domináns fajai alapján a középső-eocén elejétől a bakonyi területen kialakult medencében fokozatos hőmérséklet-csökkenés feltételezhető. A különböző területeken az időben eltolódó lehűlés a topográfiai különbségeknek köszönhető. A középső- és késő-eocén folyamán az inbentosz és az epibentosz közösségek statisztikai elemzéséből két gyengébb (POMZ₁ és POMZ₃) és két jelentős (POMZ₂ és POMZ₄) eutrofizációs folyamat feltételezhető. A paleogén medence korábban feltételezett, helyenként szélsőségesen gyors ütemű süllyedésének kezdete egybeesik az NP17 zónában kimutatott jelentős eutrofizációs folyamat megindulásával (POMZ₂), ami így nem egy döntően tektonikai, hanem egy markáns paleo-oceanográfiai eseménynek is tekinthető.

Tárgyszavak: paleo-oceanográfia, bentosz foraminifera, paleogén, paleoökológia

Bevezetés

A Tethys késő-krétától folyamatosan megszűnő kapcsolata a világóceánnal jelentős változáson ment keresztül a paleogén folyamán. Nyugati övében, az Alpok–Kárpátok–Dinaridák területén, térben könnyen elkülöníthető és képződési körülményeikben is különböző részmedencék jöttek létre. Az ezekben megőrződött bentosz foraminifera közösségek kitűnően dokumentálták az egykori paleo-oceanográfiai és klimatológiai változásokat. A ma élő bentosz foraminiferák ökológiai igénye alapján, valamint a statisztikai elemzésekből következtetni lehetett a késő-paleogén tenger fizikai paramétereire: az átvilágítottságra, a tápanyag-ellátottságra, a hőmérsékletre, a sótartalomra, az áramlási viszonyokra, a vízmélységre, a szervesanyag-fluxusra valamint az oldottóxigén-tartalomra. Dolgozatom legfőbb célja a Magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiai vizsgálata és fejlődéstörténetének értelmezése volt.

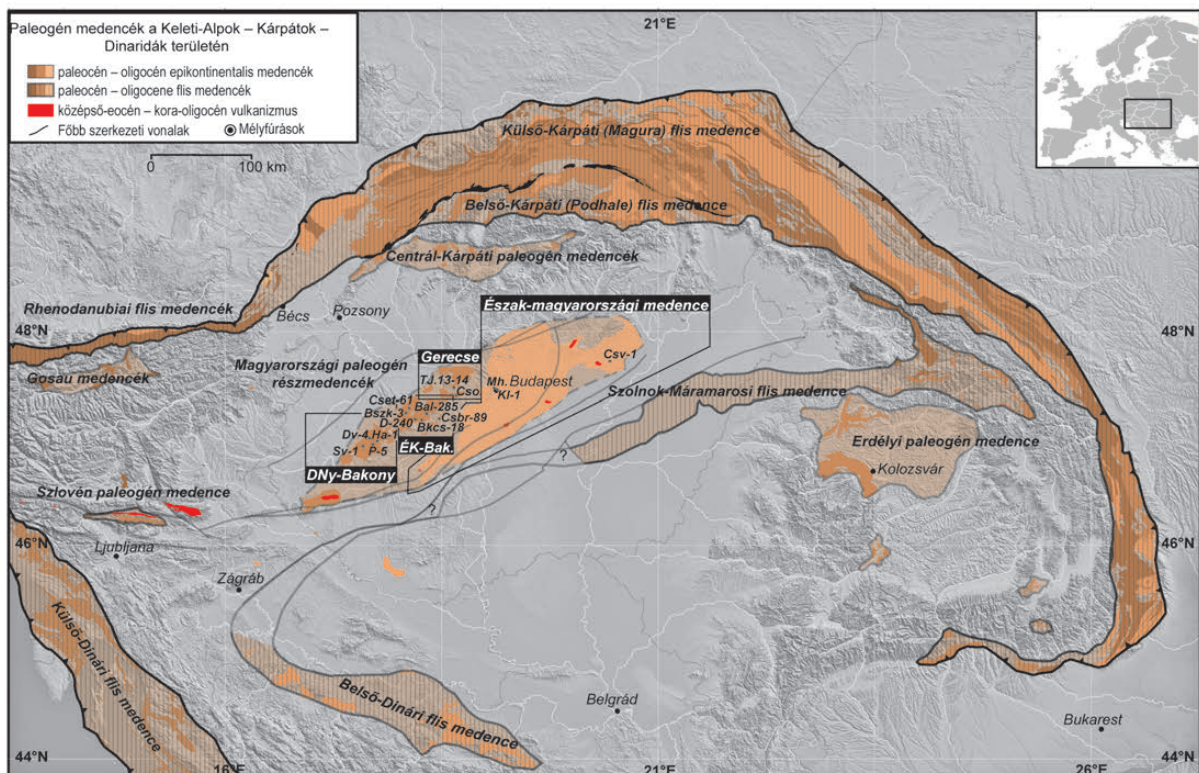
A Tethys nyugati területének paleogén medencéi

Az Alpok–Kárpátok–Dinaridák és a Pannon-térség paleogén medencéit (1. ábra) hagyományosan két csoportba szokták sorolni. Az egyikbe a sekélytengerekben, illetve kontinentális peremek selfjein kialakult ún. „epikontinen-

tális” medencék tartoznak (NAGYMAROSY 1990a, b), míg a másikba a mélyebb tengerekben lerakódott, elsősorban sziliciklasztos, törmelékes üledékekkel kitöltött ún. „flis-” övek. A klasszikus értelmezés szerint az elsőbe a Szlovéniai, a Belső-Kárpáti-, az Erdélyi valamint a Magyarországi paleogén medencéket sorolják. Az utóbbiba az Alpok–Kárpátok–Dinaridák flis öveit: Magura flis öv, Belső-kárpáti flis (vagy Podhale flis medence), a Rhenodanubiai flis öv, a Szolnok–Máramarosi flis medencék (NAGYMAROSY 1990a) valamint a Külső- és Belső-Dinári flis övek tartoznak (1. ábra). Jelenlegi térbeli elhelyezkedésük elsősorban a neogén tektonikai folyamatok hatását tükrözi, így a különböző képződmények mai elterjedésének kevés köze van az eocén ösföldrajzi viszonyokhoz. A Magyarországi paleogén medence kialakulásának nagyszerkezeti okairól jóval kevesebbet tudunk, mint a neogén Pannon-medence geodinamikájáról, amelynek szerkezetfejlődése ma már jól ismert (lásd ROYDEN & HORVÁTH 1988, TARI 1994 stb.).

A vizsgált terület földtani felépítése és sztratigráfiája

A Magyarországi paleogén medencében az eocén képződmények jelenlegi elterjedése a középhegység csapásirá-



1. ábra. Paleogén epikontinentális és flis medencék az Alpok–Kárpátok–Dinaridák területén, Ozsvárt et al. 2016 alapján. 1 = Somlóvásárhely-1, 2 = Padrag-5, 3 = Devecser-4, 4 = Halimba-1, ÉK-Bak. = ÉK-bakonyi-vertesi terület, 5 = Dudar-240, 6 = Bakonyszentkirály-3, 7 = Csetény-61, 8 = Balinka-285, 9 = Csákberény-89, 10 = Bakonycsernye-18, 11 = Tarján-12, 12 = Tarján-14, 13 = Csordakúti külfejtés, 14 = Mátyás-hegy keleti kőfejtő, 15 = Kiscell-1, 16 = Cserépváralfa-1

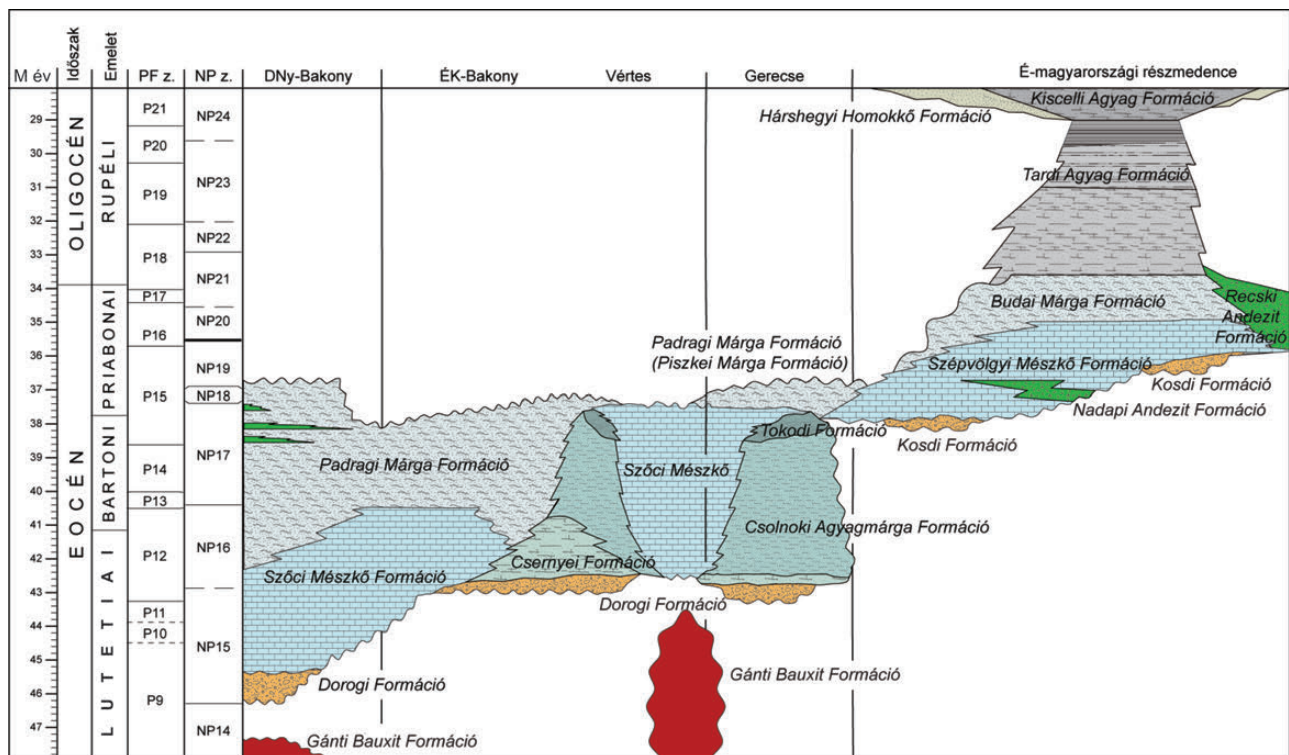
Figure 1. Palaeogene epicontinental and flysch basins in the Eastern Alpine–Carpathian–Northern Dinarides junction, after Ozsvárt et al. 2016. 1 = Somlóvásárhely-1, 2 = Padrag-5, 3 = Devecser-4, 4 = Halimba-1, ÉK-Bak. = NE part of Bakony–Vertes, 5 = Dudar-240, 6 = Bakonyszentkirály-3, 7 = Csetény-61, 8 = Balinka-285, 9 = Csákberény-89, 10 = Bakonycsernye-18, 11 = Tarján-13, 12 = Tarján-14, 13 = Csordakúti quarry, 14 = Mátyás-hegy Quarry, 15 = Kiscell-1, 16 = Cserépváralfa-1

nyával közel párhuzamos, DNy–ÉK-i elrendeződést mutat (1. ábra). A képződmények az idősebb mezozoos aljzatra térben változó nagyságú üledékhézaggal valamint eróziós és szögdiszkordanciával települnek. Ezek alapján két kifejlődési övbe sorolhatók: *Bakonyi és Észak-magyarországi kifejlődés*. Ezen belül a krono- és litosztratigráfiai, valamint szerkezeti különbségek további osztályozást tesznek lehetővé (lásd lejjebb). A paleogén medence sztratigráfiáját HORVÁTH-KOLLÁNYI (1983), BÁLDI-BEKE (1984), NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE (1988) munkái alapján foglaltam össze a 2. ábrán. A litosztratigráfiai egységeket bio- és magnetostratigráfiai eredmények segítségével korolták (HORVÁTH-KOLLÁNYI 1983; BERNHARDT et al. 1988). A biozonáció nannoplankton (BÁLDI-BEKE 1984) és plankton foraminifera (HORVÁTH-KOLLÁNYI 1983, KOLLÁNYI et al. 2003) vizsgálatok alapján készült (2. ábra).

markáns szerkezetbeli és aljzat különbségek indokolják a további felosztást.

DNy-bakonyi terület

A DNy-bakonyi terület térbeli elhelyezkedése a Sümeg–Halimba–Devecser–Bakonybél által határolt térségre esik (1. ábra). A transzgressziós bázisképződmény 0–30 méter vastag durvatörmelék, konglomerátum, helyenként szenes-huminites agyagot, szénzsinórokat tartalmaz (*Dorogi Formáció*). Az egyenletes süllyedés következtében (VÖRÖS 1989) sekélytengeri mészkőplatform (*Szőci Mészkő Formáció*) alakult ki a medenceperemen. A platform épülése a lutetiai végéig (NP16) mutatható ki, ezt követően szerkezeti (gyors süllyedés), illetve oceanológiai (megváltozott szervesanyag-fluxus) hatások következtében hirtelen abbamaradt. Fölfelé folyamatos átmenetként először mészmárgák majd márgák



2. ábra. A Magyarországi paleogén medence litosztratigráfiája (KERCSMÁR et al. 2015 alapján)

Figure 2. Lithostratigraphy of the Hungarian Palaeogene Basin (after KERCSMÁR et al. 2015)

Bakonyi részmedence

A Bakonyi részmedencében az üledékképződés a lutetiai elején (NP14) kezdődött (BÁLDI-BEKE 1984). Ez a Bakony délnyugati részére, ill. a felszín alatt a Zala-medencére korlátozódott, ami indokolhatja a *Délnyugat-bakonyi kifejlődés* elkülönítését. Ezt tovább erősíti az a tény, hogy az ÉK-i Bakonyban, a Vértesben, valamint a gerecsei területen az üledékképződés csak a lutetiai végén (NP16) kezdődik (BÁLDI-BEKE 1984), ami jelentős, minimum 5 millió éves időkülönbséget jelent. A fentiek alapján elkülöníthető a bakonyi fáciesövön belül az *ÉK-bakonyi–vértesi terület* valamint a *Gerecsei terület* is. Ez utóbbiak közötti kifejlődés- valamint

(*Padragi Márga Formáció*) váltották a karbonátokat. BÁLDI-BEKE 1984, HORVÁTH-KOLLÁNYI & NAGY-GELLAI 1989, BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1991 batiális (800–1200 méteres) mélységet becsültek a márga képződési környezetére. Biosztratigráfiai adatokkal az NP19 nannoplankton zóna mutatható ki, ennél fiatalabb nem, ami feltételezhetően a korai oligocén erózió (TELEGDI-ROTH 1927) következménye. A területről a Halimba–1, Devecser–4, Padrag–5 és a Somlővársárhely–1 fúrások bentosz foraminifera anyagát vizsgáltam.

ÉK-bakonyi–vértesi terület

Az ÉK-bakonyi–vértesi terület a Zirc–Bakonyszentkirály–Gánt–Balinka–Eplény által határolt térségre esik (1.

ábra). A bázisképződmény ezen a területen is alluviális-lakusztis kifejlődésű széntelepes képződmény (*Dorogi Formáció*). A *DNY-bakonyi* kifejlődéssel szemben ezen a területen nem épült egységes karbonátplatform, helyette molluscás-korallos-nagy-foraminiferás képződmények (*Csernyei Formáció*) jelzik a végleges tengerelőntést. További süllyedéssel folytatódott az agyagos, agyagmárgás, márgás képződmények lerakódása (*Csolnoki Agyagmárga Formáció*). Kisebb, elszigetelt hátakon vékony karbonátos képződmények (karbonátpadok) (*Szőci Mészke Formáció*) heteropikus fáciesként megjelennek, azonban egységes nagy kiterjedésű karbonátplatform nem épült ki a területen. A *Csolnoki Agyagmárga Formáció* helyenként összefogazódik a planktondús *Padragi Márgával*, majd ez utóbbi képződmény a Vértes DK-i előterétől eltekintve uralkodóvá válik. Ez nem zárja ki azt a lehetőséget, hogy ezen a területen is kifejlődött, azonban az utólagos erózió lepusztította. Az *ÉK-bakonyi-vértesi* területről a Bakonycsernye–18, a Bakonyszentkirály–3, a Balinka–285, a Csetény–61, a Dudar–240 és a Csákrberény–89 számú fúrások anyagát vizsgáltam.

Gerecsei kifejlődés

A Tatabányától Esztergomig, illetve Solymárig terjedő terület esik a *Gerecsei kifejlődésbe* (1. ábra). Az *ÉK-bakonyi-vértesi területtel* szemben itt nem tudott kialakulni egységes medence. Kiemelt hátak által elválasztott, kisméretű medencék füzérszerű sorozatát találjuk a területen (BERNHARDT 1984, KERCSMÁR et al. 2006). Ilyen genetikailag is elkülönülő medencék: a Tatabányai-, a Nagyegyházai-, a Csordakúti-, a Tarjáni-, a Dorogi-, a Pilisvörösvári-, a Soly mári- stb.

A medencerendszer csapása Ny–K-i irányú. A bázisképződmény (*Dorogi Formáció*) szenes kifejlődése nagyon változatos vastagságú, jelezve, hogy a süllyedés üteme eltérő volt. Ezen a területen sem tudott kiépülni egységes karbonátplatform, helyette izolált karbonátpadok fejlődtek ki a kiemeltebb hátakon. A köztes medencékben meszes, márgás, néhol homokos képződmények rakódtak le (*Csernyei Formáció*) majd itt is az agyagos, márgás képződmények lerakódása következett (*Csolnoki Formáció*). A márgás kifejlődésbe időnként 10–50 m vastagságú folyóvízi eredetű homok, meszes homokkő padjai (*Tokodi Formáció*) települnek (BERNHARDT 1984).

A terület északi peremén a késő-eocéntől (NP18–NP19) kezdődően batiális márgák (*Padragi Márga* — korábban *Piszkei Márga*) képződtek (BÁLDI-BEKE 1984). HANTKEN (1871) a Kiscelli Agyag foraminiferáival azonosította a területen kibukkanó márgás összlet bentosz foraminiferáit, míg VOGL (1910) a Budai Márga bryozoás tagozatához hasonlította. A rétegsor felső részén, tektonikai aktivitás által kiváltott, tömegmozgásos üledékképződés folyt (SZTANÓ & FODOR 1997) valószínűleg a self előtti mélyebb lejtőn létrejött olisztolitikokkal (LESS 1987). A gerecsei területről a Tarján–13 és Tarján–14 fúrásokat valamint a felhagyott csordakúti bauxit külfejtés fedőrétegsorának bentosz foraminifera faunáját vizsgáltam részletesen.

Észak-magyarországi részmedence

Az Észak-magyarországi részmedence (1. ábra) térbeli elhelyezkedése a Balatonbozsok – Úrhida – Budai-hegység – Duna-balparti rögök – Cserhát – Mátra – Bükk déli pereme területére esik. ÉNy-i határa a Csillaghegy–Óbuda–Budaörs vonal (Budai-vonal), ami viszonylag könnyen kirajzolható. DK-i elterjedési határát a Közép-magyarországi-vetőzóna elmettszi, ezért folytatása a Szlovéniai paleogén medencében feltételezhető (NAGYMAROSY 1990). Az üledékképződés megindulása a legnyugatibb területektől eltekintve (Balatonbozsok, Úrhida), ahol már az NP17 nannoplankton zóna legvégére tehető, egységesen a késő-eocén eleje (NP18). A bázisrétegek általában alapkonglomerátummal kezdődnek, amely fölfelé sekélytengeri nummuliteses–discocyclinás–lithothamniumos mészkőbe megy át (*Szép-völgyi Mészke Formáció*). Néhány területen (Balatonfő, Kosd) szenes-huminites rétegeket is tartalmazó, agyagos, felső részén helyenként molluscás, márgás (*Kosdi Formáció*) képződmény alkotja a bázisagot. A süllyedés folytatásával kialakult egy mészkőplatform, azonban viszonylag rövid idő alatt megfulladva a biogén mészkőösszlet üledékfolytonossággal a kimélyülést jelző *Budai Márgába* megy át. Feltételezhető, hogy az üledékképződést a késő-eocén végére a *Gerecsei területhez* hasonlóan, erősen befolyásolta a tektonikai aktivitás (FODOR et al. 1994), ugyanis a márgában 0,5–1 m vastag mészturbidites padok jelentek meg a Budai-hegység területén (BODA & MONOSTORI, 1972, 1973; VARGA 1985). A kora-oligocéntől a *Budai Márga* folyamatos átmenettel, a makroszkóposan gyakorlatilag elkülöníthetetlen *Tardi Agyagba* megy át (kivéve ez alól a fiatalabb, lemezes, sötét színű felső része), azt pedig szintén folyamatosan a *Kiscelli Agyag Formáció* követi (BÁLDI 1983). Az Észak-magyarországi területről a Mátyás-hegyi klasszikus felső-eocén rétegsort valamint a Kiscell–1 és a Cserépváralja–1 fúrások bentosz foraminifera faunáját vizsgáltam.

Vizsgálati módszerek

A fúrási anyag mintái a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat gyűjteményéből származnak. A szolgálat a mélyfúrások bentosz foraminifera anyagát vizsgálatra előkészítve, az üledékszemcséktől szeparálva bocsátotta rendelkezésemre, kivéve a Csetény–61, Cserépváralja–1 és Kiscell–1 fúrásokat, valamint a felszíni szelvényeket. Ezeket saját magam mintáztam és néhány napos hidrogén-peroxidos áztatás után a hagyományos iszapolási eljárással nyertem ki mintánként a hozzávetőleg 200 egyedat. Első lépésként meghatároztam az egyes mintákban megtalálható összes fajt, majd ezt követően a statisztikai vizsgálatokhoz az egyes fajok egyedszámát számoltam meg. A Somlővásárhely–1 számú fúrás esetében a fajok határozásnál figyelembe vettem KOLLÁNYI Katalin eddig nem publikált és a rendelkezésemre bocsátott eredményeit, ami nagyban megkönnyítette a munkámat.

Statistikai módszerek

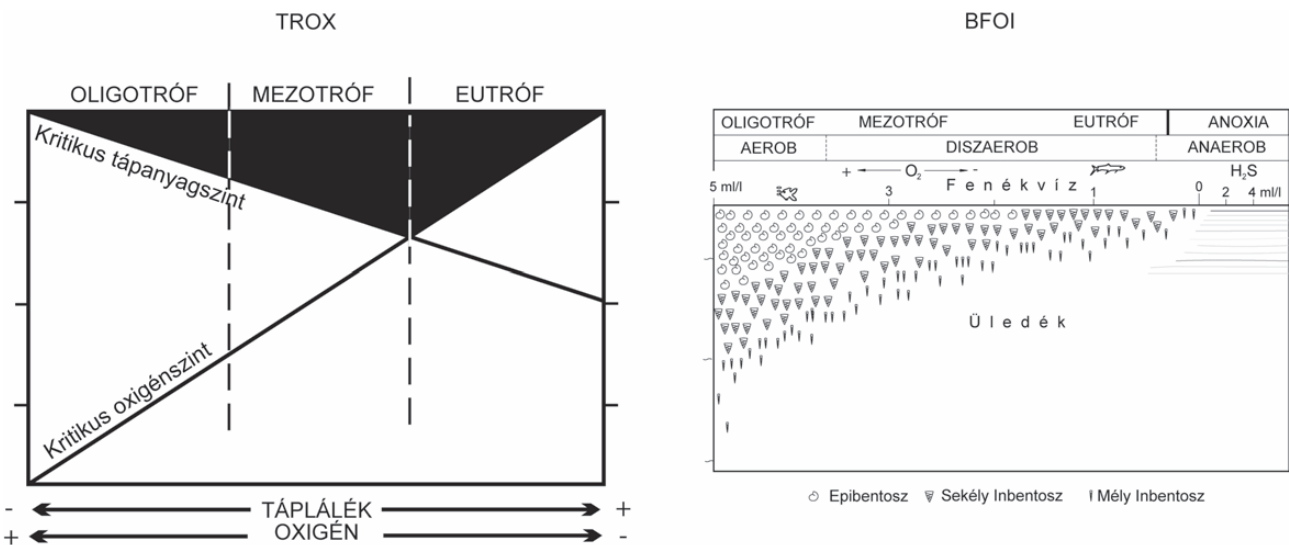
A bentosz foraminifera faunák ökológiai értékelését egyváltozós és sokváltozós adatelemző módszerrel végeztem. A sokváltozós adatelemző módszerek esetében a hagyományos ökológiai vizsgálatokkal szemben, itt egy-egy mintavételi egységet a bennük található különböző fajokkal, mint változókkal jellemeztünk. Mivel nekünk egy fauna időbeli változását kell nyomon követnünk, ezért a változók (fajok) kapcsolatrendszerét kell feltárni olyan matematikai eljárás segítségével, amelynek elsődleges feladata ennek a sok dimenzióval rendelkező hatékony redukciója, vagyis a sok dimenzió behelyettesítése kevés számú, de az eredeti adatstruktúrát jól reprezentáló dimenzióval.

A matematikai eljárással történő hatékony dimenziócsökkentés egyik legfontosabb módszere a főfaktor-analízis, amely valójában a főkomponens-analízis iteratív alkalmazása a kommunalitások becslésére (PODANI 1997). A

A hatékony dimenziócsökkentést, vagyis a főkomponens-analízis iteratív alkalmazását a SYSTAT 13.1 statisztikai programcsomaggal végeztem.

Szervesanyag fluxus: TROX és BFOI modell

Az aljzatra áramló szerves anyag mennyisége, illetve a medence aljzatának oxigén-ellátottsága jól közelíthető az epibentosz és az inbentosz közösségek arányának változásával (CORLISS & EMERSON 1990, JORISSEN et al. 1995). Az üledék felszínén (epibentosz) és a felszíntől számított 10–15 cm mélységben (inbentosz) élő foraminifera közösség taxonómiai arányán alapján nem csak a környezet eutrofizációs viszonyaira következtethetünk, megbecsülhető az aljzaton áramló tengervíz oldottoxigén-tartalma is. Erre KAIHO (1994, 1999) dolgozta ki az ún. BFOI (Bentosz Foraminifera Oxigén Index) modellt (3. ábra). Az általa javasolt egyenlet:



3. ábra. TROX (TRófikus viszonyok és OXigén mennyiség) (JORISSEN et al. 1995) és BFOI (Bentosz Foraminifera Oxigén Index) modellek (KAIHO 1991)
 Figure 3. TROX (TRophic condition and OXygen content) (after JORISSEN et al. 1995) and BFOI (Benthic Foraminifera Oxygen Index) models (after KAIHO 1991)

főfaktor analízis legfontosabb előnye, hogy numerikusan lehet értelmezni a kapott eredményeket. Ehhez két adatmátrix szükséges:

Az első az ún. *faktorsúly* (*varimax factor loading matrix*), ami a meghatározott faktorok és a változók közötti korrelációt fejezi ki a teljes rétegsor összes mintájára nézve. Az értéke -1 és 0 valamint 0 és 1 között változhat. Ha az érték nagyobb, mint $0,4$ vagy kisebb, mint $-0,4$ a meghatározott faktor és az adott minta között statisztikusan szignifikáns kapcsolatot áll fenn (MALMGREN & HAQ 1982).

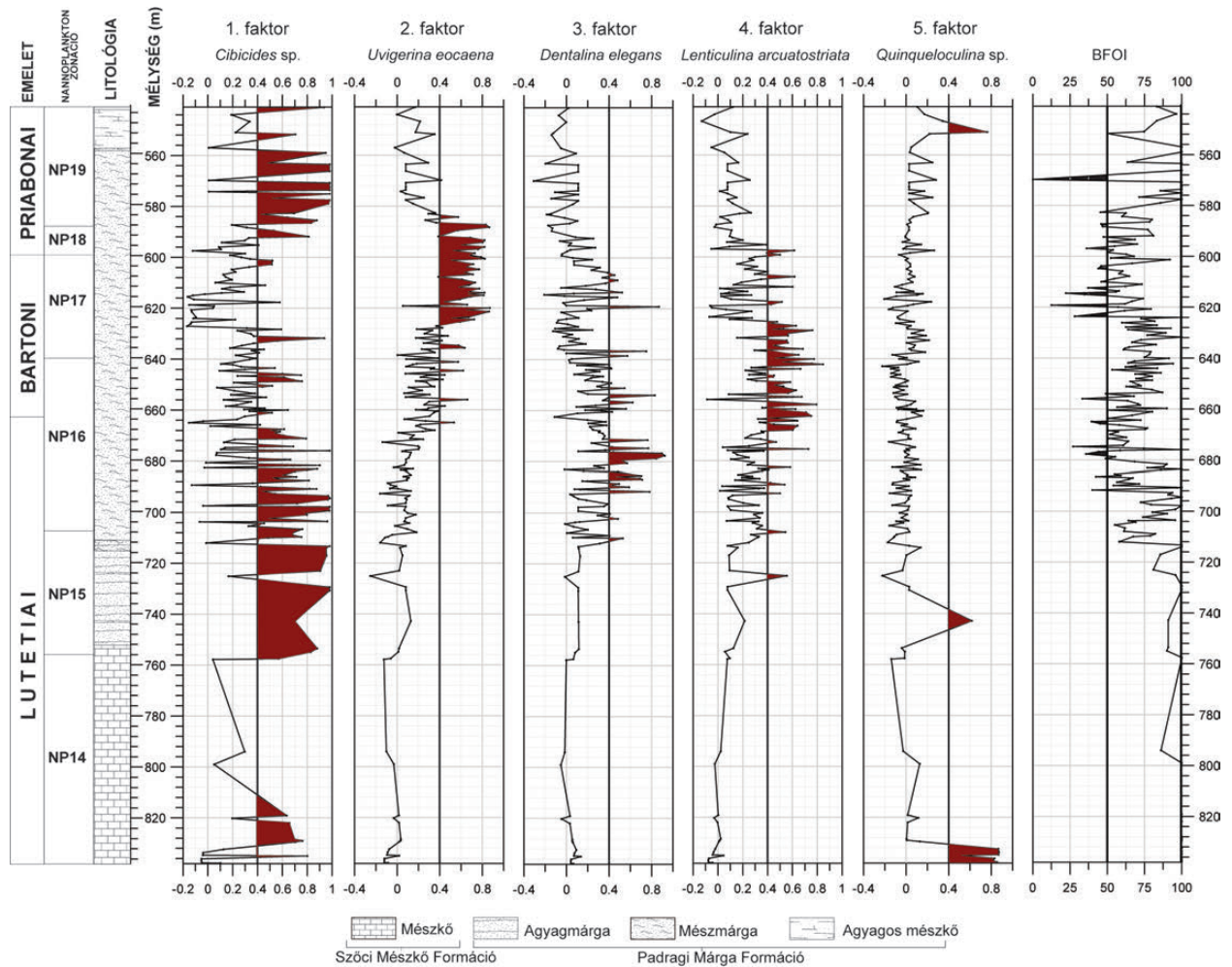
A másik az ún. *faktorérték* (*varimax factor scores matrix*), ami az egyes fajoknak a meghatározott faktorokban való „fontosságát” vagyis a faktorértékét fejezi ki. Itt csak a 2-nél nagyobb faktorértékkel rendelkező fajokat vettem figyelembe, mint az egyes faktorokat szignifikánsan determináló *domináns és kapcsolódó fajok*.

$$\text{BFOI} = \left[\frac{O}{O+D} \right] \times 100,$$

ahol O a minta epibentosz foraminiferáinak száma (oxifil fajok), D a minta inbentosz foraminiferáinak a száma (suboxikus, dizoxikus fajok). Ha az index értéke $0-50$ közötti, akkor a minta inbentosz faunaelemeinek a dominanciája jellemző és ez hozzávetőleg $0,1-3$ ml/l oldottoxigént jelent. Ha az index értéke nagyobb, mint 50 , akkor a minta epibentosz faunaelemeinek a dominanciája jellemző és az oldottoxigén mennyisége nagyobb, mint 3 ml/l (KAIHO 1991, 1999; SCHERBACHER et al. 2001) (4. ábra).

Vizsgálati eredmények

A vizsgált szelvények foraminifera faunájának taxonómiai és egyváltozós adatelemzéséből kapott eredményeit



4. ábra A Somlővásárhely-1 jelű fúrás bentosz foraminifera faunájának főfaktor elemzése és BFOI értékei

Figure 4. Q-mode (Varimax-rotated) factor analysis and benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) in the Somlővásárhely-1 borehole

korábban már publikáltam (OZSVÁRT 1999, 2003, 2007; VETŐ et al. 2007; OZSVÁRT et al. 2016). Mivel a 14 mélyfúrás, illetve két felszíni szelvény részletes ismertetése meghaladja ennek a dolgozatnak a kereteit, ezért itt csak a különböző részmedencéket legjobban reprezentáló Somlővásárhely-1 (Sv-1), Csetény-61 (Cst-61), Tarján-14 (Tj-14) és a Cserépváralja-1 (Csv-1) fúrás eredményeit ismertetem részletesen.

Bakonyi részmedence, DNy-bakonyi terület

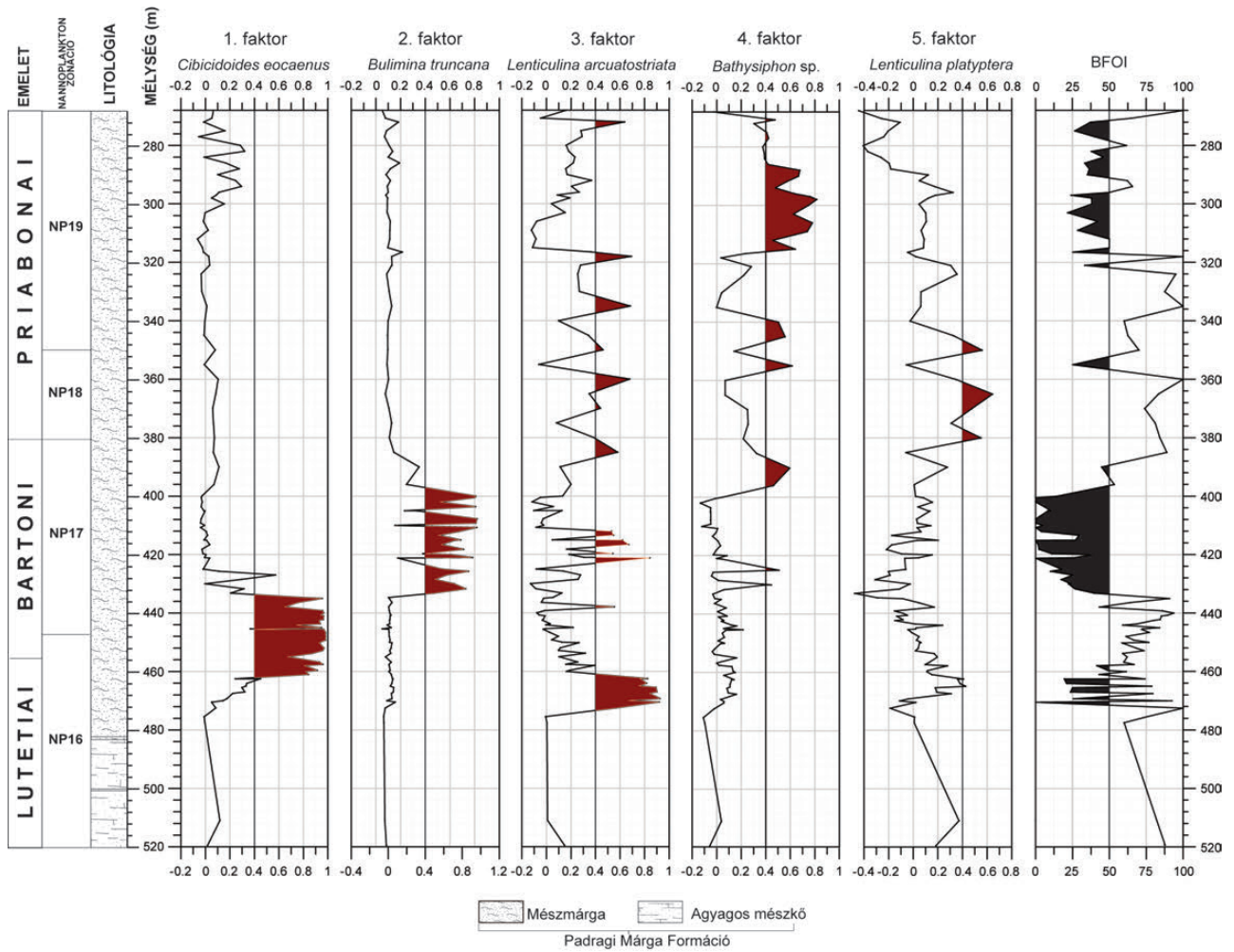
Somlővásárhely-1

A Sv-1 jelű fúrás 306,8 méteren keresztül harántolt eocén képződményeket (4. ábra). A vizsgált minták a 837,8–541,1 m közötti intervallumból származnak, ami 296,7 m vastag szelvény vizsgálatát engedte. Ennek részletes sztratigráfiai analízise (nannoplankton, plankton foraminifera, magnetosztratigráfia) már korábban megtörtént (BERNHARDT et al. 1988) ezért biztonsággal állítható, hogy az NP14–NP19 nannoplankton zónák között folyamatos üledékképződés zajlott, így a Somlővásárhely-1 fúrás a legteljesebben reprezentálja a DNy-bakonyi terület középső- és késő-eocén fejlődéstörténetét.

Fauna-összetétel: a szelvény alsó részén (837,8–824 m) fellépő imperforált mészvázú foraminiferák (*Miliolina* alrend) egyértelmű dominanciája egy erősen változó sótartalmú lagúna kialakulását feltételezi. Felfelé haladva először az agglutinált vázú foraminiferák aránya nő, majd fokozatosan a perforált mészvázú fajok jutnak uralomra.

Faktoranalízis: a teljes szelvény bentosz foraminiferáinak időbeli változása 5 faktor segítségével írható le (4. ábra), melyek az összvariancia 68,1%-át magyarázzák. Az 5. faktor (*Quinqueloculina* sp.) jelentősége csak a szelvény alsó részén van, ahol az 1. faktoral együtt meghatározóak. Az egész szelvényt vizsgálva kiemelkedik az 1. faktor (*Cibicides* sp.) dominanciája. Változás csak a 664–588 m közötti szakaszon figyelhető meg. Ott a 3. faktor (*Dentalina elegans*) rövid periódusú fellépése mellett először a 4. faktor (*Lenticulina arcuatostrata* és *Cibicidoides dutemplei* valamint a *Dentalina* sp.) majd a 2. faktor (*Uvigerina eoacaena* mint domináns és a *Plectina* sp., *Lenticulina arcuatostrata*, mint kapcsolódó fajok) válik meghatározóvá (1. táblázat).

Szervesanyag-fluxus és BFOI: a 837,8–628 m közötti szakaszon a *Cibicides* sp. és a *Lenticulina arcuatostrata*, a *Cibicidoides dutemplei*, valamint a *Dentalina* sp. (1. faktor,



5. ábra A Csetény-61 jelű fúrás bentosz foraminifera faunájának főfaktor elemzése és BFOI értékei

Figure 5. Q-mode (Varimax-rotated) factor analysis and benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) in the Csetény-61 borehole

II. táblázat. A Csetény-61 jelű fúrás főfaktor elemzése során meghatározott domináns és kapcsolódó fajok valamint faktorértékeik

Table II. Factor scores of dominant and associated species from Csetény-61 section

Domináns fajok	Faktorérték	Kapcsolódó fajok	Faktorérték	Variancia (%)
1. faktor				22,582
<i>Cibicidoides eocaenus</i>	9,55	<i>Cibicidoides perlucidus</i>	2,16	
		<i>Cibicidoides dutemplei</i>	1,83	
2. faktor				12,743
<i>Bulimina truncana</i>	9,71	<i>Uvigerina multistriata</i>	2,60	
3. faktor				14,196
<i>Lenticulina arcuatostriatus</i>	9,56	<i>Lenticulina platyptera</i>	3,17	
4. faktor				7,918
<i>Bathysiphon sp.</i>	4,62	<i>Cibicides sp.</i>	4,22	
		<i>Dentalina sp.</i>	3,69	
5. faktor				3,941
<i>Lenticulina platyptera</i>	5,32	<i>Clavulinoides szabói</i>	3,80	
		<i>Bolivina elongata</i>	3,30	

Gerecsei kifejlődés

Tarján–14

A Tj–14 jelű fúrás 73,4 méteren keresztül harántolt középső-eocén (NP16–NP17) rétegsort (6. ábra). A bentosz foraminifera közösség szegényes, általánosan kevés faj és kis egyedszám jellemzi a faunát (OZSVÁRT 2007). Az epibentosz egy szűk intervallumtól eltekintve a teljes szelvényben uralkodik.

Fauna-összetétel: a felső 6 métertől eltekintve a perforált formák dominálnak, az említett szűk intervallumban az imperforált foraminifera jutnak túlsúlyba.

Faktoranalízis: a bentosz foraminifera közösség értelmezése 4 faktor segítségével szignifikánsan elvégezhető (6. ábra). A 4 faktor az összvariancia 73,74%-át magyarázza. A szelvény alsó kétharmadában (433–390 méter között) az 1. faktor (*Cibicidoides dutemplei*) mellett a 2. faktor (*Quinqueloculina carinata*, mint domináns faj és *Quinqueloculina juleana* mint kapcsolódó faj) és a 3. faktor (*Bulimina parisensis*) is átlépi a szignifikancia küszöböt. Fölötte a 3. faktor (*Bulimina parisensis*) kizárólagos dominanciája jellemző, majd a 2. faktor (*Quinqueloculina carinata*, mint domináns faj és *Quinqueloculina juleana*, mint kapcsolódó

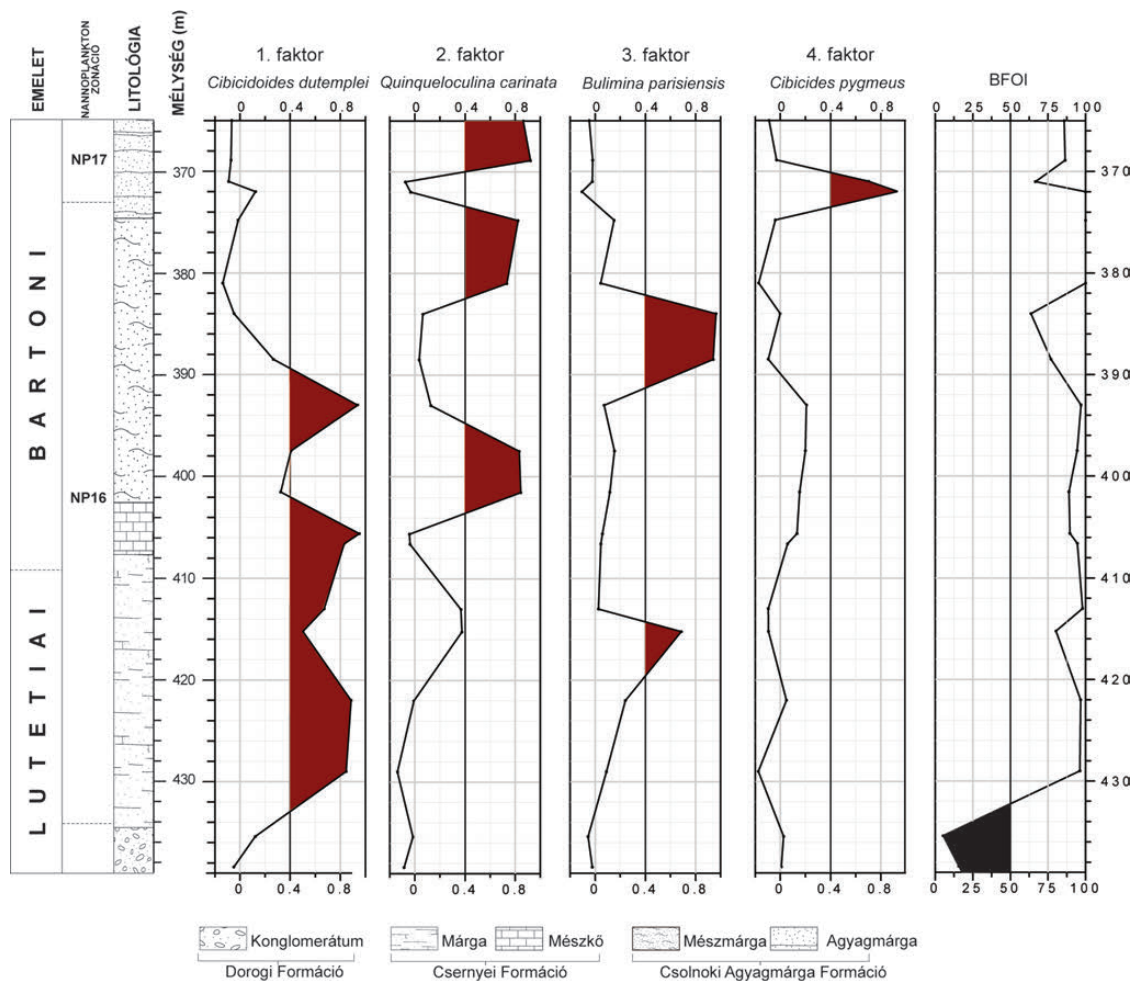
faj) és a 4. faktor (*Cibicides pygmeus*, mint domináns faj és *Eponides polygonus*, mint kapcsolódó faj) váltakozva meghatározók (III. táblázat).

Szervesanyag-fluxus és BFOI: a szelvényben az inbentosz és epibentosz faunaelemek váltakozva válnak dominánssá. Az alsó kétharmadban (433–390 méter között) az epibentosz *Cibicidoides dutemplei* (1. faktor) mellett egy szűk intervallumban fellép a *Bulimina parisensis* (3. faktor) is, ami az inbentosz közösségbe tartozik, ezért feltételezhető a jól szellőzött oligotróf–mezotróf környezet. Fölötte a *Bulimina parisensis* (3. faktor) dominanciájával rosszul szellőzött, eutróf környezet feltételezhető, majd a szelvény felső szakaszán ismét az epibentosz túlsúlyba kerülésével oligotróf–mezotróf környezeti viszonyok uralkodtak.

Észak-magyarországi részmedence

Cserépváralja–1

A Csv–1 fúrás hozzávetőleg 100 méteren keresztül harántolt legfelső-eocén és legalsó-oligocén (NP19–NP22) képződményeket (7. ábra). A priabonai Szépvölgyi Mészakő



6. ábra. A Tarján–14 jelű fúrás bentosz foraminifera faunájának főfaktor elemzése és BFOI értékei

Figure 6. Q-mode (Varimax-rotated) factor analysis and benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) in the Tarján–14 borehole

III. táblázat. A Tarján-4 számú fúrás főfaktor elemzése során meghatározott domináns és kapcsolódó fajok valamint faktorértékeik

Table III. Factor scores of dominant and associated species from Tarján-14 borehole

Domináns fajok	Faktorérték	Kapcsolódó fajok	Faktorérték	Variancia (%)
1. faktor				21,376
<i>Cibicidoides dutemplei</i>	5,76	<i>Cibicides</i> sp.	3,49	
		<i>Cibicidoides eocaenus</i>	2,24	
2. faktor				12,612
<i>Bulimina truncana</i>	4,47	<i>Uvigerina multistriata</i>	3,69	
		<i>Bolivina elongata</i>	2,84	
		<i>Cibicides</i> sp.	2,37	
		<i>Dentalina subtilis</i>	2,18	
3. faktor				9,06
<i>Pararotalia inemis</i>	4,49	<i>Asterigerina rotula</i>	3,98	
		<i>Cibicides</i> sp.	2,26	
		<i>Eponides polygonus</i>	2,18	
4. faktor				9,054
<i>Lenticulina arcuatostrata</i>	4,77	<i>Marginulina fragaria</i>	2,56	
		<i>Dentalina subtilis</i>	2,38	
		<i>Uvigerina eocaena</i>	2,33	
		<i>Lenticulina depauperata</i>	2,18	
5. faktor				7,344
<i>Stilostomella</i> sp.	4,45	<i>Cibicides</i> sp.	3,45	

Formáció 426,3 métertől folyamatosan megy át a Budai Márga Formációba. Felfelé haladva 402,0 és 350,0 méter között a karbonáttartalom jelentősen lecsökken, míg az agyagtartalom folyamatosan növekedni kezd (Tardi Agyag Formáció). 350 és 300 méter között vékonyan rétegzetté, gyakran lemezessé és sötétbarna színűvé válik a márga, ami fölfelé folyamatosan megy át a sötét színű, euxin fáciesű Tardi Agyagba, amiből folyamatosan fejlődik ki később a sekélybatiális Kiscelli Agyag Formáció. Ebben a munkában csak az eocén-oligocén határszakasz (443,1–364,0) vizsgálati eredményeit ismertetem.

Fauna-összetétel: a vizsgált szelvényben dominálnak a perforált foraminiferák, kivéve ez alól a vizsgált szakasz középső-felső része, ahol túlsúlyba kerülnek az agglutinált (*Cyclammina acutidorsata*, *Bathysiphon saidi*, *Clavulinoides szaboi* stb.) formák (7. ábra).

Faktoranalízis: a bentosz foraminifera közösség értelmezése 5 faktor segítségével szignifikánsan elvégezhető (7. ábra). Az öt faktor az összvariancia 71,7%-át magyarázza. A szelvény alsó szakaszán (443,1–404,5 méterig) az 1. faktor (*Cibicidoides dutemplei*) a domináns, a 404,5–382 méter közötti szakaszon a 2. faktor (*Uvigerina cocoensis jacksonensis*), a 3. faktor (*Cyclammina acutidorsata*) és a 4. faktor (*Bathysiphon saidi*) váltakozva dominálnak. 382–364 méter közötti szakaszon a 3. faktor és az 5. faktor (*Lenticulina inornata*) váltakozva dominálnak (IV. táblázat).

Szervesanyag-fluxus és BFOI: a vizsgált szelvény legalsó részén (443,1–409,9 m) a rekonstruált BFOI értékek 40 és 80 közé esnek, ami alapján feltételezhető, hogy a fenékvíz oldottoxigén-tartalma meghaladta a 3 ml/l értéket, tehát jól

szellőzött, oxigénben gazdag oligotróf környezet feltételezhető. A 409,9–393 méter közötti szakaszon viszont a BFOI értékek tartósan 50 alá csökkennek ($15 < \text{BFOI} < 50$), ami jelzi a fenékvíz oxigénben való elszegényedését, az oldott-oxigén-tartalom 1,5–3,0 ml/l közé becsülhető (mezotróf). A vizsgált szelvény felső szakaszán (380–364 méter közötti szakasz) további markáns csökkenés feltételezhető a fenékvíz oldott-oxigén-tartalmában (0,3–1,5 ml/l), így ezen a szakaszon rosszul szellőzött, eutróf környezet kialakulása feltételezhető.

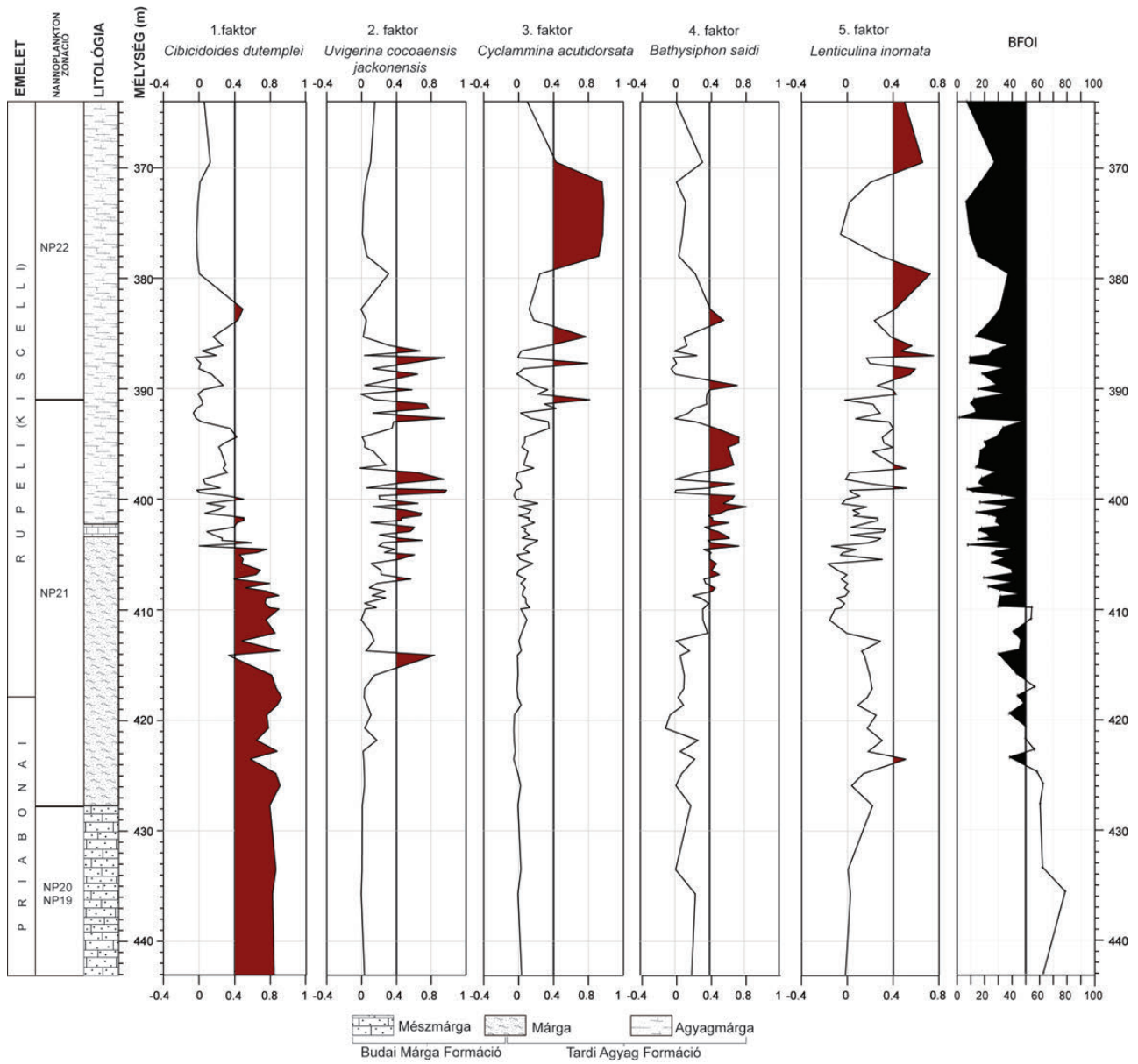
Diszkusszió

A megvizsgált 16 szelvény bentosz foraminifera közösségének paleoökológiai elemzése alapján a Magyarországi paleogén medence környezeti viszonyai és azok változásai is jól rekonstruálhatóak. Az elemzés a legfontosabb ökológiai paraméterek időbeli változásait foglalja össze.

A paleogén-medence paleo-oceanográfiái fejlődéstörténete

Paleobathymetria

A Magyarországi paleogén medence képződményei a megszűnő Neotethys-óceán kontinentális peremének sekély litorális övétől (5–30 méter), a szublitorális–mélyszublitorális övön keresztül (30–200 méter), a batiális öv felső részéig (200–500 méter) rakódhattak le (8. ábra). A mélységbecslés alapja a bentosz közösségek diverzitási indexei-



7. ábra. A Cserépváralja-1 jelű fúrás bentosz foraminifera faunájának főfaktor elemzése és BFOI értékei

Figure 7. Q-mode (Varimax-rotated) factor analysis and benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) in the Cserépváralja-1 borehole

IV. táblázat. A Cserépváralja-1 jelű fúrás főfaktor elemzése során meghatározott domináns és kapcsolódó fajok valamint faktorértékeik

Table IV. Factor scores of dominant and associated species from Cserépváralja-1 borehole

Domináns fajok	Faktorérték	Kapcsolódó fajok	Faktorérték	Variancia (%)
1. faktor				26,881
<i>Cibicides dutemplei</i>	4,41			
2. faktor				24,073
<i>Quinqueloculina carinata</i>	4,44	<i>Quinqueloculina juleana</i>	2,02	
3. faktor				12,771
<i>Bulimina parissensis</i>	4,44			
4. faktor				10,018
<i>Cibicides pygmeus</i>	4,03	<i>Eponides polygonus</i>	2,74	

nek (H(S); α) változása (OZSVÁRT 2003, 2007), valamint a főfaktor elemzés által meghatározott domináns fajok recens ökológiai igényeinek adatbázisa volt (többek között LUTZE 1980; MURRAY 1991, 2006; SGARRELLA & MONTCHARMONT ZEI 1993; DE RIJK et al. 1999; SCHERBACHER et al. 2001).

A *DNy-bakonyi részmedencében* a főfaktor-elemzés eredményei alapján a márgás kifejlődésekben (Padragi Márga) a *Dentalina*-, *Lenticulina*-, *Uvigerina*-, *Cibicides*-félék szerepeltek a legtöbbször, mint domináns genusok (4–7. ábrák). Az említett közösség tipikusan a felső self és a felső batiális öv (hozzávetőleg 30–500 méter) lakói. A diverzitási indexek (H(S) = 2–3; α = 3–9, OZSVÁRT 2007) alapján becsült mélységadatok (MURRAY 1991) megerősítik a fent vázolt leülepedési környezeteket (OZSVÁRT 2007). Ugyanakkor jelentősen különbözik az általam becsült érték HORVÁTH-KOLLÁNYI & NAGY-GELLAI (1988), valamint BÁLDI-BEKE & BÁLDI (1991) által plankton/bentosz foraminiferák aránya alapján kalkulált eredményeitől (átlagosan 800–1100 méteres vízmélységet becsültek az általam is vizsgált fúrásokban). A jelentős különbség oka véleményem szerint a plankton/bentosz foraminiferák relatív magas (azonban mindig kisebb, mint 60%) arányában jelentkezik, ami mélyebb régiót jelöl, ugyanakkor a bentosz közösség ennél sekélyebb vízmélységet mutat. Az ellentétes hatást a tápanyagok beáramlásának fokozódása okozhatta, ami felborítja a primer bioprodukciót, és így a plankton szervezetek robbanásszerű elszaporodását, illetve az aljzatra jutó elhalt szerves anyag feldúsulását okozza (a részletes magyarázatot lásd később, a „Szervesanyag-fluxus, a fenékvíz oxigénellátottsága c. fejezetben).

Az *ÉK-bakonyi–vértési területen* a *Cibicoides*-, *Bulimina*-, *Quinqueloculina*-félék szerepeltek a legtöbbször, mint domináns genusok (5–7. ábrák). Az idősebb képződményekben (*Csernyei Formáció*, *Szőci Mészke Formáció* alsó része és *Csolnoki Agyagmárga* alsó része) a *Quinqueloculina* és más *Miliolina* genusok elsősorban sekély (0–30 méter) környezetet jeleznek. A fiatalabb képződményekben (*Csolnoki Agyagmárga* felső része és *Padragi Márga*) a *Cibicoides*- és a *Bulimina*-félék dominanciája egyértelműen mélyülést jeleznek a bartoni (NP17 zóna) végére. A terület üledékei feltételezhetően 300–500 méter mélységben képződhettek (8. ábra). Hasonló mélységviszonyok becsülhetők a diverzitási indexekből is (H(S) = 0,5–3; α = 2–9; OZSVÁRT 2007).

A *Gerecsei terület* kevésbé egységesíthető, változatos képet mutat, elsősorban a self litorális, szublitorális övének jellegzetes faunaelemeivel: *Nonion*-, *Pararotalia*-, *Miliolina*-félék (6. ábra). A diverzitási indexek helyenként extrém alacsony értékei (H(S) = 0,5–1,2; α = 1–3, OZSVÁRT 2007) megerősítik a sekélytengeri (0–50 méter) környezet kialakulását és tartós jelenlétét. A Gerecsei terület északi részén azonban a Padragi Márga (korábban Piszkei Márga) megjelenésével a *DNy-bakonyi terület*hez, ill. az *Észak-magyarországi részmedencéhez* hasonló feltételek alakulhattak ki, azaz hozzávetőleg 300–500 méteres vízmélység feltételezhető (8. ábra).

Az *Észak-magyarországi részmedencében* a késő-

ecentől dominálnak a tipikusan self és felső batiális öv (hozzávetőleg 300–500 méter) genusai (*Cibicoides* spp., *Lenticulina* spp.) valamint a relatív magas diverzitási indexek (H(S) = 2–3,5; α = 3–9 (OZSVÁRT et al. 2016).

Hőmérséklet, sótartalom

A bentosz foraminifera közösségek diverzitását és a fauna-összetételt jelentősen befolyásolja a tengervíz hőmérséklete és sótartalma is. Hatványozottan igaz ez a self sekélyebb, illetve mélyebb zónáira, mivel ezekben a régiókban az említett fizikokémiai paraméterek változása jóval rövidebb idő alatt mehet végbe, mint a batiális, vagy az abisszi-kus övben. Amíg a sekély tengerrészekben a hőmérséklet és/vagy sótartalom változása akár szezonálisan is jelentős lehet, addig a medencék aljzatát kitöltő fenékvizekre gyakorolt felszíni vizek hőmérséklet-ingadozása, illetve a hulló csapadék mennyiségének hatása gyakorlatilag jelentéktelen.

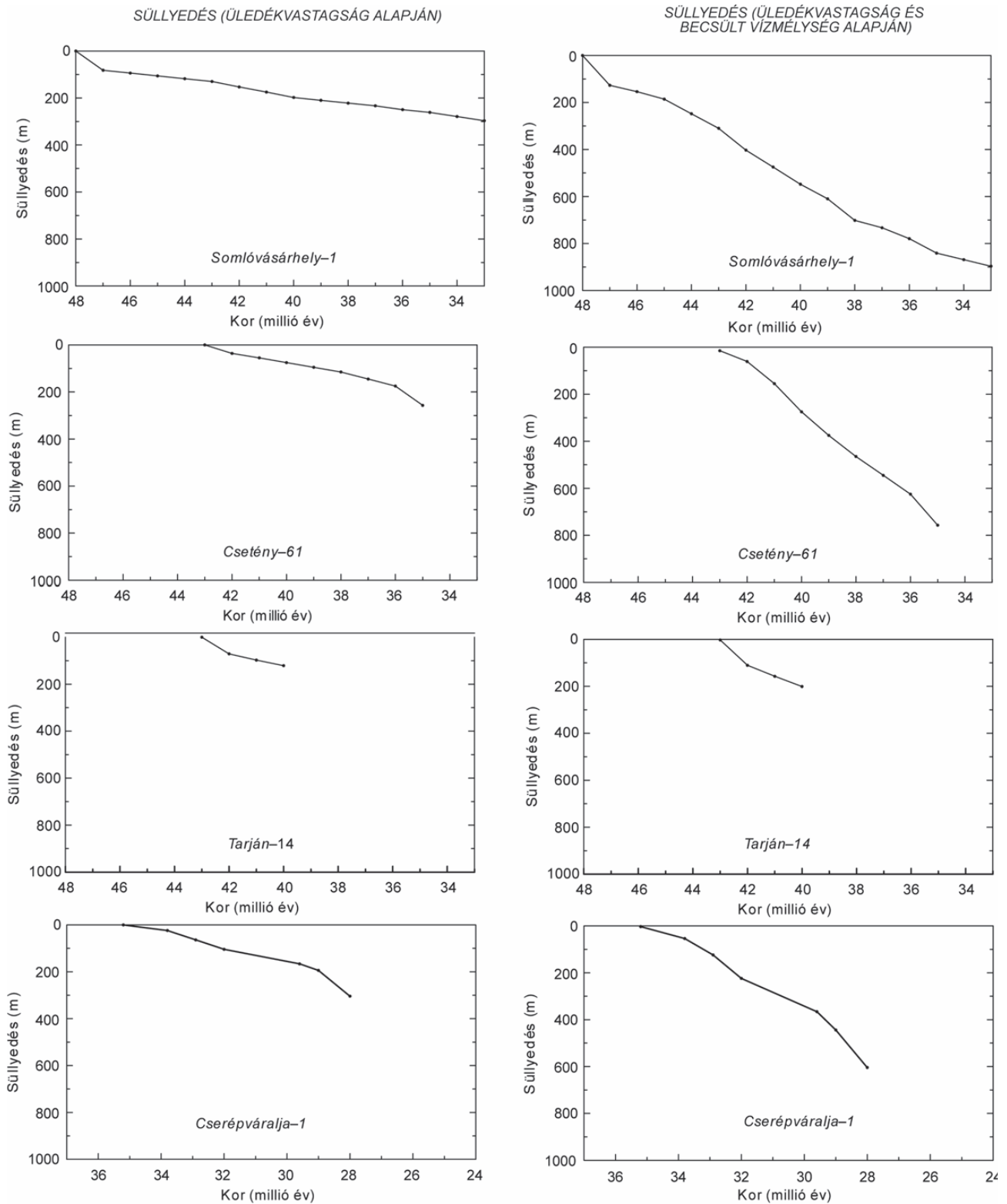
A *DNy-bakonyi területen* a főfaktor elemzés eredményei alapján az NP16 nannoplankton zónáig egyértelműen meleg (18–23 °C, BETZLER et al. 1997 alapján), változó sótartalmú környezeti viszonyok kialakulását feltételezhetjük a *Miliolina*- (főleg *Quinqueloculina*-félék), illetve a *Cibicides*-félék dominanciája és az általánosan alacsony (H(S) = 0,5–1,5; α = 2–4) diverzitási indexek értékei alapján (OZSVÁRT 2007). Változás a lutetiai végétől (NP16 zóna) ismerhető fel először, amikor hidegebb vizeket (10–15 °C, MURRAY 1991 alapján) kedvelő genusok megjelenésével (*Lenticulina*, *Cibicoides*, *Eponides* stb.) lehűlés feltételezhető (9. ábra). Ebben a fációsövben a mérsékelt–hideg (15–18 °C) kedvelő fajok dominanciája a priabonai elejéig (NP18 zóna felső szakaszáig) tart. Kizárólag a Somlóvásárhely Sv–1 számú fúrásban maradt meg biosztratigráfiai eszközökkel igazolhatóan NP19 nannoplankton zónába tartozó üledék, ahol a *Cibicides* sp. dominanciája mérsékelt, meleg–mérsékelt hőmérsékletet jelöl.

Az *ÉK-bakonyi–vértési területen* az NP16 nannoplankton zónába tartozó üledékekben a meleg, változó sótartalmú környezeti viszonyok uralkodtak elsősorban a *Miliolina*-félék dominanciája alapján. A hűvösebb vizeket kedvelő fajok ebben a fációsövben a bartoni elején (NP16 zóna felső szakaszán) jelennek meg, uralkodóvá a bartoni idősebb és a priabonai fiatalabb (NP17–NP18 zónák) részén válnak.

A *Gerecsei területen* az NP16–NP17 nannoplankton zónába tartozó üledékek meleg, gyakran változó sótartalmú környezetben rakódtak le, amire a *Miliolina*-félék dominanciája és az egyenesen alacsony diverzitási indexek (H(S) = 0,5–1,5; α = 2–3) alapján következtethetünk (OZSVÁRT 1999, 2003, 2007).

Az *Észak-magyarországi részmedencében* a középső-priabonaitól (NP19 zónától kezdődően) mérsékelt–hideg kedvelő fajok dominanciája jellemző majd a rupelitól (NP22 zóna) már egyértelműen hidegebb vizeket kedvelő genusok népesítették be a medencealjzatot.

Hasonló, tendenciaszerű változást észlelt KOLLÁNYI et al. (1997). A lutetiai végétől (NP16 zónában) megindult és a



8. ábra. A Magyarországi paleogén medence négy fúrásának süllyedésgörbéi, figyelembe véve a képződmények vastagságait illetve a becsült vízmélységeket
Figure 8. Subsidence curves for four exploration wells from the Hungarian Palaeogene Basin with and without palaeowater depth estimates

bartoniban (NP17 zóna) kulmináló lehűlést mutattak ki a Sv-1, illetve Csatka-2 jelű fúrások bentosz és plankton foraminiferáinak oxigén- és szénizotóp vizsgálataiban. Ez egybeesik a főfaktor-elemzések által meghatározott hideg-

kedvelő fajok megjelenésével és dominánssá válásával. Az általuk feltételezett 3–8 °C-os lehűlés ($\delta^{18}\text{O}$ lokális maximuma) azonban nem csak a két bakonyi szelvényben mutatható ki. OBERHÄNSLI et al. (1991) négy azonos korú

dél-atlantikumi DSDP fúrásban hasonló $\delta^{18}\text{O}$ maximumot talált. WADE & KROON (2002) az Észak-Atlantikum nyugati részén mélyített ODP fúrásban az NP17 nannoplankton zónát reprezentáló szelvényt vizsgálták és kimutatták a bakonyival egyidős $\delta^{18}\text{O}$ maximumot. Feltételezésük alapján a $\delta^{18}\text{O}$ értékek maximuma már egy kialakulóban lévő antarktisi jégtakaró létezését valószínűsítik, melynek közvetett globális klimatológiai és oceanológiai hatásai feltételezhetően a Tethys kisebb részmedencéiben is érzékelhetőek voltak. Megerősíti a kezdődő lehűlés folyamatát az NP17 nannoplankton zóna végén jelentkező jelentős kihalási esemény is, amely elsősorban a trópusi plankton szervezeteket (Morozovellidae, Acarininidae) érintette (BOERSMA et al. 1987).

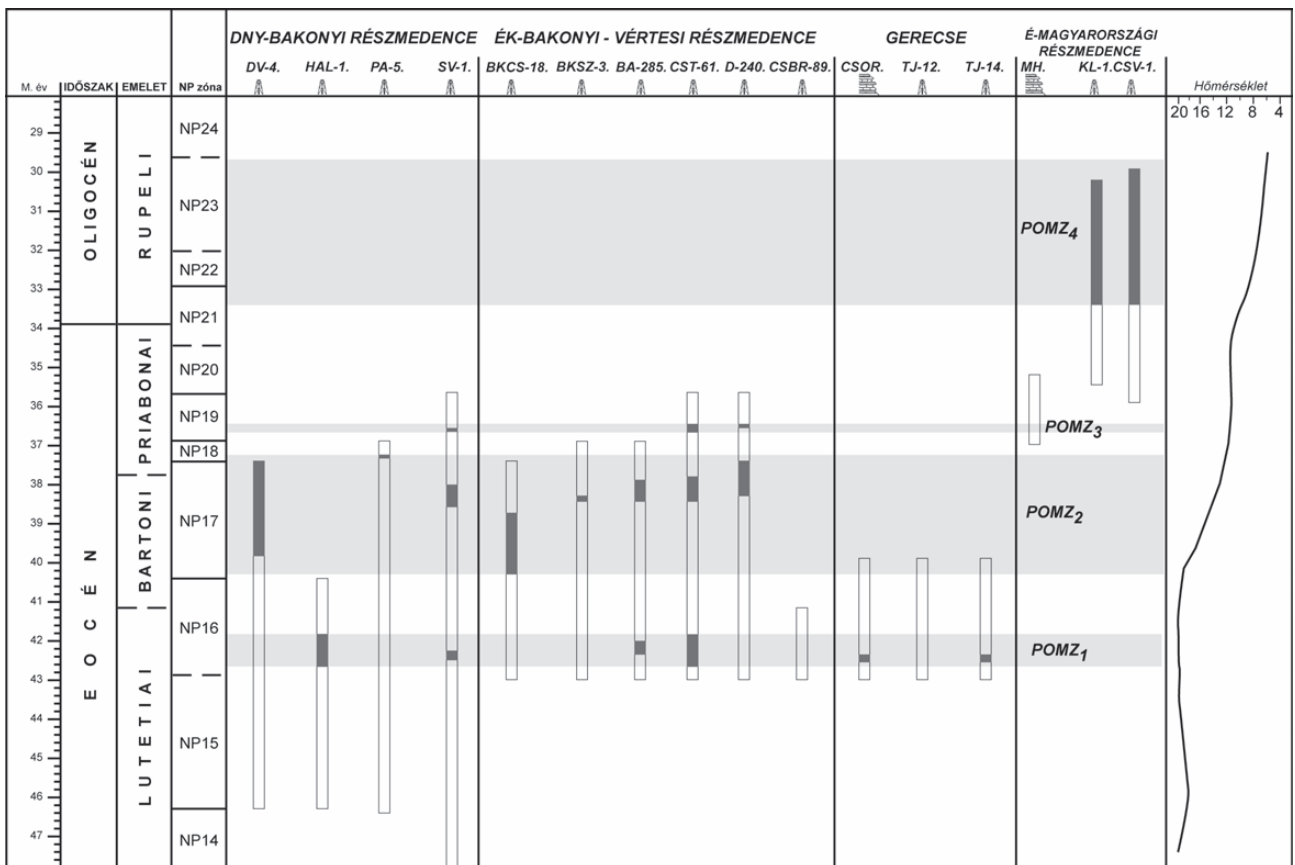
Szervesanyag-fluxus, a fenékvíz oxigénellátottsága

Az utóbbi évtizedek recens és fosszilis bentosz foraminifera közösségeinek elemzéseiben kiemelkedő szerepet kapott a medencébe áramló szerves anyag mennyiségének és a

fenékvíz oldottoxigén-tartalmának a vizsgálata (többek között JORISSEN 1987, ALTENBACH & SARNTHEIN 1989, KAIHO 1991, 1994; SCHERBACHER 2001; SCHMIEDL et al. 2002).

A DNy-bakonyi terület aljzatáról általánosan elmondható, hogy az üledékképződés kezdetétől jól szellőzött, alacsony szervesanyag-fluxus valamint oligotróf-mezotróf viszonyok jellemezték. Azonban a lutetiai végétől (NP16 zóna) az Sv-1 és Halimba-1 fúrásokban (OZSVÁRT 2003) egy szűk intervallumban kimutatható egy kisebb eutrofizációs folyamat, melyet később oligotróf-mezotróf viszonyok váltottak (9. ábra). A bartonitól (NP17 felső és az NP18 nannoplankton zóna alsó részén) a korábbival szemben egy markáns eutrofizációs folyamat feltételezhető (Sv-1, Devecser-4 és Padrag-5 fúrások [OZSVÁRT 2003]), ami összefüggésben lehet a fenékre áramló növekvő szervesanyag- és/vagy csökkenő oxigénmennyiséggel. Ezen kívül egy rövidebb periódusú eutróf környezet kialakulását is feltételezhetjük (Sv-1) a priabonai középső részén (NP19 zóna) (9. ábra).

Az ÉK-bakonyi-vértesi fáciesöv aljzata szintén jól szellőzött volt az üledékképződés megindulást követően, alacsony szervesanyag-fluxus jellemezte, elsősorban oli-



9. ábra. A Magyarországi paleogén medencében bentosz foraminifera közösségek változásai alapján kimutatható eutrofizációs események (POMZ1-4). DV-4 = Devecser-4, HAL-1 = Halimba-1, PA-5 = Padrag-5, SV-1 = Somlósárhely-1, BKCS-18 = Bakonycsernye-18, BKSZ-3 = Bakonyszentkirály-3, BA-285 = Balinka-285, CST-61 = Csetény-61, D-240 = Dudar-240, CSBR-89 = Csákberény-89, CSOR = Csordakúti külfejtés, TJ-12 = Tarján-12, TJ-14 = Tarján-14, MH = Mátyás-hegy, keleti kőfejtő, KL-1 = Kiscell-1, CSV-1 = Cserépváralja-1

Figure 9. Eutrophic events (POMZ) in the Hungarian Palaeogene Basin. DV-4 = Devecser-4, HAL-1 = Halimba-1, PA-5 = Padrag-5, SV-1 = Somlósárhely-1, BKCS-18 = Bakonycsernye-18, BKSZ-3 = Bakonyszentkirály-3, BA-285 = Balinka-285, CST-61 = Csetény-61, D-240 = Dudar-240, CSBR-89 = Csákberény-89, CSOR = Csordakút Quarry, TJ-12 = Tarján-12, TJ-14 = Tarján-14, MH = Mátyás-hegy quarry, KL-1 = Kiscell-1, CSV-1 = Cserépváralja-1

gotróf–mezotróf környezeti feltételek uralkodtak. Változás csak az NP16 nannoplankton zóna középső részén kezdődik, amikor két fúrásban (Cst–61, Balinka–285; [OZSVÁRT 2003]) egy rövidebb eutrofizációs folyamat ismerhető fel. Az, hogy ez a folyamat csak két fúrásban jelentkezik, feltételezhetően a változatos aljzattopográfia következménye volt. Azonban a bartoni (NP17 felső és az NP18 nannoplankton zóna alsó) felső és a priabonai alsó részén már az összes vizsgált fúrásban kimutatható a *DNy-bakonyi* fáciesöv különböző szelvényeihez hasonlóan egy markáns eutrofizációs folyamat. Azt követően ismét jól szellőzőté vált a terület, azonban két szelvényben (Cst–61 és D–240) a priabonai (NP19 zóna) belül is feltételezhető egy rövid időtartamú eutróf és alacsony oldottoxigén-koncentrációjú környezet kialakulása (9. ábra).

A *Gerecsei* fáciesövben a bentosz foraminifera közösségek jól szellőzőt, oligotróf–mezotróf viszonyokat mutatnak, azonban az NP16 nannoplankton zónán belül a bakonyi területek azonos korú képződményeihez hasonlóan itt is felismerhető egy rövid periódusú, eutróf környezet kialakulása (9. ábra).

Az Észak-magyarországi részmedencében az NP19–NP21-es nannoplankton zóna középső részéig jól szellőzőt, oligotróf viszonyok uralkodtak (>3 ml/l O_2), ezt követően folyamatos eutrofizációs folyamat ismerhető fel, fokozódott a medencébe áramló szerves anyag mennyisége és erőteljesen csökkent az oldottoxigén-tartalom (1,5–3 ml/l O_2). Az NP22 nannoplankton zóna közepéig kifejezetten eutróf viszonyok uralkodtak (0,3–1,5 ml/l O_2). Ezt követően az NP23 nannoplankton zóna felső szakaszáig szélsőségesen oxigénszegény, anoxikus környezet alakult ki a medence aljzatán (BÁLDI 1980).

Különösen jelentős szerepe van a medencébe áramló szerves anyag mennyiségének sekély, szigetekkel tagolt selftengerekben, illetve zárt, vagy közel zárt medencékben (pl. fjordokban), ahol a foraminiferák mélységbeli elterjedését nagyban befolyásolják a külső környezeti hatások (édesvíz-beáramlás, szervesanyag-fluxus, hőmérséklet stb.) (ALVE 1990, SEN GUPTA & MACHIAN-CASTILLO 1993). Gyakran előfordul, hogy tipikusan mélyebb (pl. batiális) környezetet jelző foraminifera közösség (plankton és bentosz együtt) jelenik meg sekélyebb (pl. szublitorális, mélyszublitorális) környezetben, melyet elsősorban a medencébe áramló tápanyag, illetve a fenékvíz alacsony oldottoxigén-koncentrációja szabályoz. Az ellentétes hatást a tápanyagok beáramlásának fokozódása okozhatja, ami felborítja a primer bioprodukciót, és így a plankton szervezetek robbanásszerű elszaporodását, illetve az aljzatra jutó elhalt szerves anyag feldúsulását okozza. Ez szoros összefüggésben van a fenékvíz oldottoxigéntartalmával, ugyanis a felhalmozódó szerves anyag bomlása nagy mennyiségű oxigént von el a környezettől, így alakulhatnak ki az aljzaton mezotróf, eutróf, illetve szélsőséges — vertikális és horizontális áramlatoktól mentes — esetekben anoxikus környezeti viszonyok. Ezt az ún. teleszkóphatást mutatta ki az alpi molassz öv alsó-oligocén képződményeiből SCHERBACHER et al. (2001).

Véleményem szerint a Magyarországi paleogén medencében HORVÁTH-KOLLÁNYI & NAGY-GELLAI (1988) valamint BÁLDI-BEKE & BÁLDI (1991) által plankton/bentosz foraminiferák aránya alapján jelzett, helyenként extrém mértékű „süllyedést” sokkal inkább a fent vázolt teleszkóphatás okozhatta. Feltevésem szerint a nagyobb mennyiségű tápanyag-beáramlás a plankton szervezetek robbanásszerű elszaporodását eredményezte, ami a plankton/bentosz arány növekedését okozta. Az említett szerzők által becsült süllyedés ütemének megindulása szinte méterre pontosan egybeesik az általam az NP17 nannoplankton zónában kimutatott jelentős eutrofizációs folyamat megindulásával, ami így nem egy hirtelen kimélyülésnek, hanem jelentős oceanológiai eseménynek is tekinthető.

Megerősíti a rövid periódusú eutrofizációs időszakok kialakulását BÁLDI-BEKE és BÁLDI (1991) által néhány bakonyi fúrásban (Cst–61, Bakonycsernye–18) már korábban leírt, vékony (általában 10–20 méter), lemezes, pelites agyag megjelenése a középső-bartoniban (NP17 zóna). A litológiai bélyegek által feltételezett, BÁLDI-BEKE & BÁLDI (1991) által lokális anoxikus események tekintett epizód véleményem szerint a medence más részein is kimutatható a bentosz foraminiferák részletes paleoökológiai vizsgálatával.

További bizonyítékul szolgálhat a paleo-oceanográfiai magyarázat mellett a bartoniban (NP17 zóna) kialakult regresszív üledéksor is. Eerre litológiai bizonyítékot elsősorban az ÉK-dunántúli területen találunk, ahol mintegy 200 méteres vastagságban a medencék feltöltődését jelző mészkő-, márga- és homok-, homokkőrétegek váltakozásából felépülő regressziós rétegsor húzódik, annak zárótagjaként pedig széntelepes összlet is kifejlődött (Dorogi-medence keleti része, BERNHARDT 1984). A medence irányába mozgó partvonal mögötti kiterjedt erózió pedig megnövelhette a medencébe áramló tápanyag relatív mennyiségét, ami a primer bioprodukció megváltozását okozta. A bakonyi területen a regresszív hatást elsősorban a bentosz foraminifera közösségen belüli markáns diverzitás csökkenés (OZSVÁRT 2007 munkájában a 7. ábra) alapján feltételezhetjük, ami szoros összefüggésben van a vízmélységgel (MURRAY 1991). Mindezek mellett a bartoni alsó szakaszán — az eocén egyik legjelentősebb — mintegy 100–130 méteres globális tengerszintcsökkenést mutattak ki (HARDENBOL et al. 1998), ami feltételezhetően ennek a globális vízszintesésnek a területen kifejtett hatását is.

A paleogén medence paleo-oceanográfiájának fejlődéstörténeti modellje

A fenti paleoökológiai paraméterek változása alapján a következő fejlődéssor állítható fel. A középső-eocén kezdetén (NP14–NP15) jól szellőzőt, magas oldottoxigén-koncentrációjú víz töltötte ki a *DNy-bakonyi* medencét, és a süllyedéssel lépést tartó, kisméretű karbonátplatform tudott kiépülni a területen. A késő-lutetiaiban (NP16) megindult az üledékképződés az *ÉK-bakonyi–vértesi* és *Gerecsei* rész-

medencékben is. A kezdeti jól szellőzött medencében a lutetian (NP16 zóna) belül egy gyenge eutrofizációs folyamat jelentkezik, ami a medence aljzatának alacsony oldott-oxigén-tartalmára utal (10. ábra). Az első ilyen oxigénben szegényebb esemény a Paleogén Oxigén Minimum Zóna (POMZ₁) (9. ábra). Az egyenlőtlen topográfia következtében a magasabb térszínen (a self litorális övében) nem alakulhattak ki eutróf környezeti viszonyok. Ezt követően jól szellőzötté vált a terület és ismét oligotróf környezet alakult ki. A középső-eocén végén jelentős változás következik be. A bentosz közösség együttes regressziót és jelentős, az összes relatív magasabban elhelyezkedő területre is kiterjedő, eutrofizációs eseményt jelez (POMZ₂, 9. és 10.

ábra), amit az oxigénben dús, mélyebb áramlatok képtelenek voltak áthatolni, így vált rosszul szellőzötté, alacsony oldott-oxigén-tartalmúvá a medence (10. ábra). A késő-eocénben bekövetkező relatív tengszint-emelkedés ismét oligotróf környezetet eredményezett, ami feltételezhetően a beáramló hidegebb fenékvizek ventilációs mechanizmusának köszönhető. A priabonai (NP19 zóna) a POMZ₃-hoz hasonló gyenge eutrofizációs esemény tételhető fel (POMZ₃). Végül az NP21–NP23 zónán belül alakult ki a legmarkánsabb eutrofizációs folyamat (POMZ₄), amely a vizsgált időszak végére euxin környezet (10. ábra) kialakulást eredményezte (BÁLDI 1980).

Következtetések

A megvizsgált középső- és felső-eocén rétegsorok bentosz foraminifera közösségeinek időbeli változása alapján a következő megállapítások tehetők a Magyarországi paleogén medence eocén paleo-oceanológiai fejlődéstörténetére vonatkozólag.

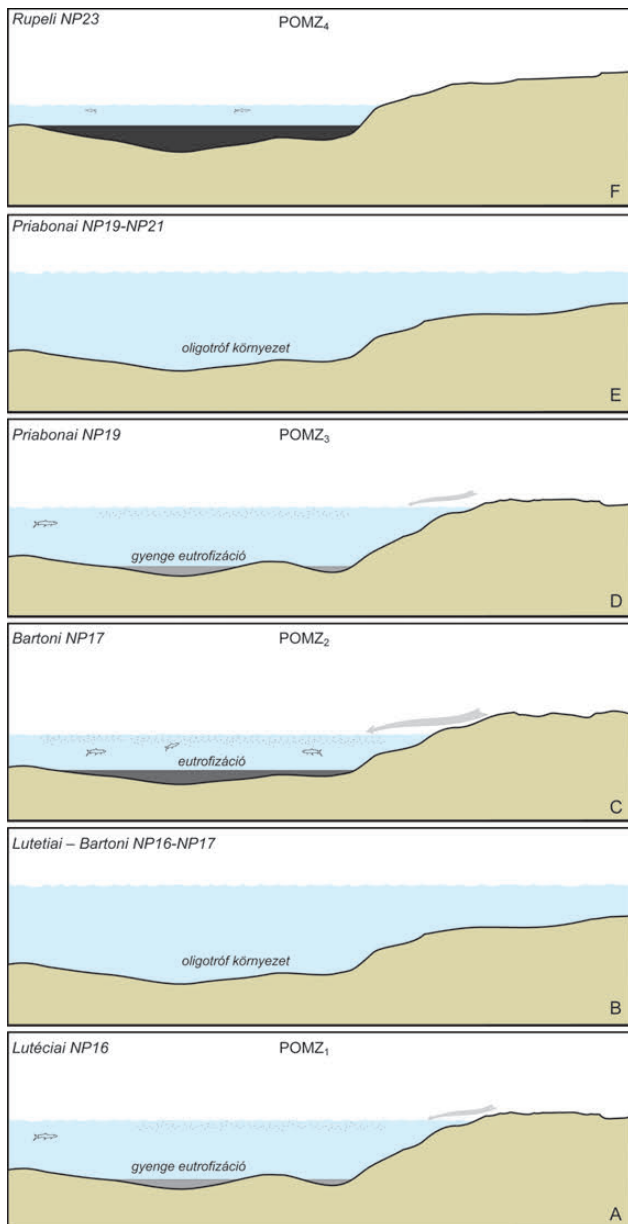
A bentosz foraminifera közösség szignifikáns fajai a self különböző mélységöveinek és a batiális öv felső részének tipikus formái.

A középső-, és késő-eocén folyamán képződött üledékek a bentosz foraminiferák paleoökológiai elemzése alapján a kontinentális self sekély litorális (*Szőci Mészke*, *Csernyei Mészke*, *Csolnoki Agyagmárga* és *Szépvölgyi Mészke*) övétől (5–30 méter), a szublitorális–mélyszublitorális övön (*Szőci Mészke*, *Csolnoki Agyagmárga* és *Szépvölgyi Mészke*) keresztül (30–200 méter), a batiális öv (*Padragi Márga*, *Budai Márga* és *Tardi Agyag*) felső részéig (200–500 méter) rakódhattak le.

A középső-eocén elején a sekélyebb és a relatív mélyebb övekben is meleg (18–23 °C) tengervíz a lutetian végén meginduló fokozatos lehűlést szenved (10–15 °C). A DNY-bakonyi és az ÉK-bakonyi–vértesi terület között az időben eltolódó lehűlés feltételezhetően topográfiai különbségeknek köszönhető. A lehűlés folyamata összefüggésben lehetett a már kialakulóban lévő antarktiszi jégtakaró közvetett hatásaival.

A plankton/bentosz foraminiferák aránya alapján detektált, helyenként extrém mértékű látszólagos süllyedés magyarázható a sekélyebb, szigetekkel tagolt selftengerekben, illetve zárt vagy közel zárt medencékben gyakori teleszkóphatással is. Ez nagyobb mennyiségű tápanyag beáramlásnál a plankton szervezetek robbanásszerű elszaporodását eredményezi, ami a plankton/bentosz arány növekedését okozza. A korábban feltételezett süllyedés ütemének növekedése egybeesik az NP17 nannoplankton zónában kimutatott jelentős eutrofizációs folyamat megindulásával, ami így nem hirtelen kimélyülésként, hanem oceanológiai eseményként is értelmezhető.

A középső-eocén alsó részén a sekélytengeri epibentosz fauna dominanciája oligotróf, mezotróf környezetet jelez. A lutetian végén (NP16) a litorális övben továbbra is oligotróf viszonyok uralkodnak, ugyanakkor a



10. ábra A Magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiai fejlődéstörténete a lutetiaitól (NP16) a rupéli (NP23) végéig

Figure 10. Palaeo-oceanographic evolution of the Hungarian Palaeogene Basin during the late Palaeogene (Lutetian to Rupelian)

viszonylag mélyebb zónában az inbentosz faunaelemek uralomra jutása eutróf, alacsony oxigénkoncentrációjú környezet jelez. Fölötte ismét oligotróffá válnak a mélyebb medencerészek is. A bartoni végén (NP17), illetve bizonyos területeken a priabonai elején (NP18) ismét az inbentosz fauna dominanciája jellemző, ami a környezet eutróf állapotára utal. A medencék újabb átszellőzött periódusa után a priabonai középső részén (NP19) is kimutatható egy gyenge mezotróf–eutróf állapot, majd az NP21–NP23 szakaszban markáns eutrofizáció zajlott a medencében. A fenti folyamatok alapján két gyengébb (POMZ₁ és POMZ₂) és két markáns (POMZ₃ és POMZ₄) eutrofizációs esemény detektálható a bentosz foraminifera fauna összetételének változása alapján.

Köszönetnyilvánítás

Megkülönböztetett hálával tartozom Dr. KOLLÁNYI Katalinnak, valamint az egykori Magyar Állami Földtani Intézetnek, hogy a vizsgálataimhoz rendelkezésemre bocsátották a mélyfúrások bentosz foraminifera anyagát. A Somlósárhely–1 jelű fúrás esetében a fajok határozásánál figyelembe vettem Dr. KOLLÁNYI Katalin eddig nem publikált és a rendelkezésemre bocsátott eredményeit is. A kutatást az OTKA K112708 számú projektje támogatta. Ezúton szeretném megköszönni Dr. KERCSMÁR Zsolt részletes és minden tekintetben építő kritikáját. Köszönettel tartozom továbbá Dr. SZTANÓ Orsolyának hasznos kritikai észrevételeiért, valamint a nevét nem vállaló lektor hozzászólásaiért. A kézirat alapos technikai javításait Dr. DULAI Alfrédnek köszönöm.

Irodalom — References

- ALTENBACH, A. V. & SARNTHEIN, M. 1989: Productivity record in benthic foraminifera. — In: BERGER, W. H., SMETACEK, V. S. & WEFER, G. (eds): *Productivity of the ocean: Present and past*. Life Science Research, New York, 255–269.
- ALVE, E. 1990: Variation in estuarine foraminiferal biofacies with diminishing oxygen condition in Drammensfjord, SE Norway. — In: HEMLEBEN, CH., KAMINSKI, M. A., KUHN, W. & SCOTT, D. B. (eds): *Paleoecology, biostratigraphy, paleoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera*. NATO ASI, series C, 327. 661–694. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3350-0_23
- BÁLDI T. 1980: A korai Paratethys története. (The early history of the Paratethys). — *Földtani Közlemények* **110**, 456–472.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk*. (The Oligocene and Lower Miocene formations of Hungary). — Akadémiai Kiadó, Budapest, 1–293.
- BÁLDI-BEKE M. 1984: A dunántúli képződmények nannoplanktonja. (The nannoplankton of the Transdanubian Paleogene formations). — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **43**, 1–307.
- BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1991: Paleobathymetry and Paleogeography of the Bakony Eocene Basin in Western Hungary. — *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **88**, 25–52. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90013-h](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90013-h)
- BERNHARDT B. 1984: *A dunántúli-középhegységi eocén szénképződés fejlődéstörténeti körvonalairól*. (Evolution of coal-bearing formations of the Transdanubian Central Range). — Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 1–29.
- BERNHARDT, B., BÁLDI-BEKE, M., LANTOS, M., HORVÁTH-KOLLÁNYI, K. & MÁRTON, P. 1988: Eocene magneto- and biostratigraphy at Somlósárhely, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 33–52.
- BETZLER, C., BRACHER, T. C. & NEBELSICK, J. 1997: The warm temperate carbonate province. A review of the facies, zonations and delimitations. — *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* **201**, 83–99.
- BODA J. & MONOSTORI M. 1972: Adatok a budai márga képződési körülményeihez. (Contributions to the Formation of the "Buda Marls" [Paleogene]). — *Őslénytani Viták* **20**, 63–70.
- BODA J. & MONOSTORI M. 1973: Üledékmozgási jelenség a budai márgában. (Turbiditic events in the Buda Marl Formation). — *Földtani Közlemények* **103**, 109–201.
- BOERSMA, A., PREMOLI SILVA, I. & SHACKLETON, N. J. 1987: Atlantic Eocene planktonic foraminiferal paleohydrographic indicators and stable isotope paleoceanography. — *Paleoceanography* **2/3**, 287–331. <https://doi.org/10.1029/pa002i003p00287>
- CORLISS, B. H. & EMERSON, S. 1990: Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. — *Deep-Sea Research* **37**, 381–400. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90015-n](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90015-n)
- DE RIJK, S., TROELSTRA, S. R. & ROHLING, E. J. 1999: Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. — *Journal of Foraminiferal Research* **29**, 93–103. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.29.2.93>
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése. (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation in the Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda Line). — *Földtani Közlemények* **124**, 129–305.
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. (Geology of the brown coal field of Esztergom, Hungary) — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **1871**, 3–140.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, TH., DE GRACIANSKY, P. C. & VAIL, P. R. 1998: Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European basins. — *SEPM Special Publication* **60**, 1–364. <https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0003>
- HORVÁTH-KOLLÁNYI K. 1983: Az ÉK-dunántúli terület eocén plankton Foraminifera zónái. (Paleogene plankton foraminifera zonation of NE part of the Transdanubian Central Range). — *Földtani Közlemények* **113**, 225–236.
- HORVÁTH-KOLLÁNYI K. & NAGY-GELLAI, Á. 1989: Palaeobathymetric study of Paleogene profiles upon Foraminifera. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1989/2**, 115–131.

- JORISSEN, F. J. 1987: The Distribution of Benthic Foraminifera in the Adriatic Sea. — *Marine Micropaleontology* **12**, 21–48. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(87\)90012-0](https://doi.org/10.1016/0377-8398(87)90012-0)
- JORISSEN, F. J., DE STIGTER, H. C. & WIDMARK, J. G. V. 1995: A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. — *Marine Micropaleontology* **26**, 3–15. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00047-X)
- KAIHO, K. 1991: Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **83**, 65–85. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90076-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90076-4)
- KAIHO, K. 1994: Benthic foraminiferal dissolved oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean. — *Geology* **22**, 719–722. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0719:bfdioa>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0719:bfdioa>2.3.co;2)
- KAIHO, K. 1999: Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). — *Marine Micropaleontology* **37**, 67–76. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(99\)00008-0](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(99)00008-0)
- KERCSMÁR, Zs., FODOR, L. & PÁLFALVI, S. 2006: Tectonic control and basin evolution of the Northern Transdanubian Eocene Basins (Vértes Hills, Central Hungary). — *Geolines* **20**, 64–66.
- KERCSMÁR Zs. (szerk.), BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I. & SZTANÓ O. 2015: Magyarország felszíni képződményeinek földtana. Magyarázó Magyarország földtani térképéhez (1:500 000). (Surface geology of Hungary. Explanatory notes to the Geological map of Hungary (1: 500 000). — *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet*, Budapest, 1–62.
- KOLLÁNYI K., VETŐ I. & HERTELENDI, E. 1997: Változások a bakonyi eocén tengerben foraminiferák izotóp összetétele tükrében. (Environmental changes in the Eocene sea of the Bakony Mts., Hungary as reflected by isotopic ratios of benthic and planktonic Foraminifera). — *Földtani Közlöny* **127**, 111–126.
- KOLLÁNYI K., BERNHARDT B., BÁLDI-BEKE M. & LANTOS M. 2003: Dunántúli eocén fúrások integrált sztratigráfiai vizsgálata. (Integrated stratigraphic examination of the Eocene boreholes in Transdanubia). — *Földtani Közlöny* **133**, 69–90.
- LESS, Gy. 1987: Palaeontology and Stratigraphy of the European Orthophragminae. — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **51**, 1–373.
- LUTZE, G. F. 1980: Depth distribution of benthic foraminifera from the continental margin of NW Africa. — *Meteor Forschungsarbeit* **32**, 31–80.
- MALMGREN, A. & HAQ, B. U. 1982: Assessment of quantitative techniques in Paleobiogeography. — *Marine Micropaleontology* **31/3**, 221–448. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(82\)90003-2](https://doi.org/10.1016/0377-8398(82)90003-2)
- MURRAY, J. W. 1991: *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. — Longman, London, 397 p.
- MURRAY, J. W. 2006: *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. — Cambridge University Press, 423 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535529>
- NAGYMAROSY, A. 1990a: From Tethys to Paratethys, a way of survival. — *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* **25**, 373–385.
- NAGYMAROSY, A. 1990b: Paleogeographical and paleotectonical outlines of some Intra-Carpathian Paleogene basins. — *Geologica Carpathica* **41**, 259–274.
- NAGYMAROSY, A. & BÁLDI-BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the Standard Nannoplankton Zonation. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, sectio Geologica* **28**, 3–25.
- OBERHÄNSLI, H., MÜLLER-MERZ, E. & OBERHÄNSLI, R. 1991: Eocene paleoceanographic evolution at 20–30° S in the Atlantic Ocean. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **83**, 173–215. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90079-7](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90079-7)
- OZSVÁRT, P. 1999: Middle Eocene foraminifer, mollusc and ostracod fauna from the Csordakút Basin (Gerecse Mountains, Hungary): palaeoenvironments recorded in a transgressive sequence. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, sectio Geologica* **32**, 73–135.
- OZSVÁRT P. 2003: *A magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiája bentosz foraminiferák ökológiai vizsgálata alapján. (Paleoceanographic history of the Hungarian Paleogene Basin by paleoecological analysis of benthic foraminifera)*. — PhD értekezés, ELTE Őslénytani Tanszék, (PhD thesis, ELTE, Department of Palaeontology), Budapest, 182 p.
- OZSVÁRT, P. 2007: Middle and Late Eocene Benthic foraminiferal fauna of the Hungarian Paleogene Basin: systematics and paleoecology. — *Geologica Pannonica, Special Publication* **2**, 1–127.
- OZSVÁRT, P., KOCSIS, L., NYERGES, A., GYÓRI, O. & PÁLFY, J. 2016: The Eocene-Oligocene climate transition in the Central Paratethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **459**, 471–487. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.034>
- PODANI J. 1997: *Bevezetés a sokváltozós biológiai adatfeltárás rejtelmeibe. (Introduction to the analysis of multivariate biological data)*. — Scientia, Budapest, 412 p.
- ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds) 1998: The Pannonian Basin — a Study in Basin Evolution. — *AAPG Memoire* **45**, 394 p. <https://doi.org/10.1306/0c9b249d-1710-11d7-8645000102c1865d>
- SCHERBACHER, M., SCHMIEDL, G., & HEMLEBEN, CH. 2001: Early Oligocene benthic Foraminifera from the Lower Inn Valley area: implications for the paleoenvironmental evolution of the Inneralpine Molasse. — In: PILLER, E. & RASSER, M., W. (eds): Paleogene of the Eastern Alps. — *Österr. Akad. Wiss., Schriften. Erdwiss. Komm.* **14**, 611–640.
- SCHMIEDL, G., SCHERBACHER, M., BRUCH, A. A., JELEN, B., NEBELSICK, J., HEMLEBEN, CH., MOSBRUGGER, V. & RIFEL, H. 2002: Paleoenvironmental evolution of the Paratethys in the Slovenian Basin during the Late Paleogene. — *International Journal of Earth Sciences* **91**, 123–132. <https://doi.org/10.1007/s005310000118>
- SEN GUPTA, B. K. & MACHIAN-CASTILLO, M. L. 1993: Benthic foraminifera in oxygen poor habitats. — *Marine Micropaleontology* **20**, 183–201. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90032-s](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90032-s)
- SGARRELLA, F. & MONTCHARMONT ZEI, M. 1993: Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): Systematic and autecology. — *Bolletino Soc. Paleontologia Italiana* **32**, 145–246.
- SZTANÓ O. & FODOR L. 1997: Lejtőüledékek a paleogén medence peremén: A felső-eocén Piszkei Márga (Nyergesújfalu, Sánc-hegy) ülepedési és szerkezeti viszonyai. (Bathyal slope deposits in the Paleogene Basin: A case study of the Upper Eocene Piszke Marl (Nyergesújfalu, Sánc Hill, Hungary). — *Földtani Közlöny* **127**, 267–290.

- TARI G. 1994: *Alpine tectonics of the Pannonian Basin*. — PhD értekezés, Rice University, Houston, 501 p.
- TELEGDI–ROTH K. 1927: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli-Középhegység északnyugati peremén. (Tracing of infraoligocene denudation in NW part of Transdanubian Central Range). — *Földtani Közlemények* **57**, 117–128.
- VARGA P. 1985: Mészturbidites betelepülések a Budai Márgában és a Tardi Agyagban. (Turbiditic limestone intercalations of the Buda Marl and Tard Clay). — *Őslénytani Viták* **31**, 93–99.
- VETŐ, I., OZSVÁRT, P., FUTÓ, I. & HETÉNYI, M., 2007: Extension of carbon flux estimation to oxic sediments based on sulphur geochemistry and analysis of benthic foraminiferal assemblages: a case history from the Eocene of Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **248**, 119–144. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.12.001>
- VOGL, M. 1910: A pizskei bryozoás márga faunája. (Fossils of Bryozoan Marl from Piszke). — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **18**, 175–204.
- VÖRÖS A. 1989: Middle Eocene transgression and basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary: sedimentological contributions. — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **14**, 63–72.
- WADE, B. S. & KROON, D: 2002: Middle Eocene regional climate instability: Evidence from the western North Atlantic. — *Geology* **30**, 1011–1014. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1011:mercie>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1011:mercie>2.0.co;2)
- Kézirat beérkezett: 2018. 04.26.