Földtani Közlöny

133/1 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY

Budapest, 2003

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 133/1

Budapest
ISSN 0015-542X

Felelős kiadó
BREZSNYÁNSZKY Károly
A Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő
CSÁSZÁR Géza

Technikai szerkesztők
PIROS Olga
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes
Nyelvi lektor: Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság
Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly
ÁRKAI Péter, CSERNY Tibor, FODOR László, GRESCHIK Gyula, JOCHÁNÉ EDELÉNYI Emőke, KÁZMÉR Miklós, KECSKEMÉTI Tibor, MINDSZENTY Andrea, NÉMEDI VARGA Zoltán, PAPP Péter, RADÓCZ Gyula, VICZIÁN István, VÖRÖS Attila

Editor-in-charge
Károly BREZSNYÁNSZKY
President of the Hungarian Geological Society

Editor-in-chief
Géza CSÁSZÁR

Technical editors
Olga PIROS
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH
Language editor: Philip RAWLINSON

Editorial board
Chairman: Károly BREZSNYÁNSZKY
Péter ÁRKAI, Tibor CSERNY, László FODOR, Gyula GRESCHIK, Emőke JOCHA-EDELÉNYI, Miklós KÁZMÉR, Tibor KECSKEMÉTI, Andrea MINDSZENTY, Zoltán NÉMEDI VARGA, Péter PAPP, Gyula RADÓCZ, István VICZIÁN, Attila VÖRÖS

Főtámogató
MOL Rt.

Sponsor
MOL Rt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 133/1, 1–19 (2003) Budapest

A Zempléni egység magyarországi részén feltárt triász képződmények újraértékelése

Re-evaluation of Triassic formations in the Hungarian part of the Zemplén Unit

PENTELÉNYI László[1], HAAS János[2], PELIKÁN Pál[1], PIROS Olga[1], ORAVECZNÉ SCHEFFER Anna[1]

(3 ábra, 6 tábla)

Tárgyszavak: triász, platformkarbonát, foraminifera, Dasycladacea, Zempléni egység
Keywords: Triassic, platform carbonate, foraminifera, Dasycladacea, Zemplén unit

Abstract

The evaluation of the Mesozoic formation encountered in boreholes in the environs of Sárospatak and Sátoraljaújhely, in the Zemplén Unit has been a rather contraversial subject of debate for a long time. In order to solve these problems new studies on the available cores have been carried out and the authors re-evaluated the previous data. The present paper summarises the relevant information on the Triassic in the Hungarian part of the Zemplen Unit, also taking into account the results of the latest investigations. New studies on the core samples of borehole Sárospatak S–7 reinforced existing belief that a Dachstein-type platform carbonate succession is present. According to studies of limestone inclusions of Miocene volcanic rocks in the studied area, fragments of Wetterstein-type platform carbonates are common. This fact suggests the existence of a Wetterstein-type platform below the Dachstein one. The connection between of the Lower and Middle Triassic succession cropping out in Slovakia (near to the state boundary) and the Triassic sequences on the Hungarian side is a crucial question. It is probable that the latter is overthrusts the former i.e. a nappe structure can be assumed.

Összefoglalás

A Zempléni egységben a sárospataki és a sátoraljaújhelyi fúrásokban feltárt mezozoos képződmények értékelése meglehetősen ellentmondásos, régóta vita tárgyát képezi. A problémák megoldása érdekében a szerzők újabb vizsgálatokat végeztek és újraértékelték a korábbi adatokat. A cikk e vizsgálatok eredményeit is figyelembe véve összegezi a Zempléni egység magyarországi részén a fúrásokkal feltárt triász képződményekre vonatkozó ismereteket. A magok újravizsgálta megerősítette, hogy a MÉV által mélyített Sárospatak S–7 fúrás „dachsteini típusú" platformkarbonát összletet harántolt. A vulkanitokban található mészkőzárványok között gyakoriak a ladin „wettersteini típusú" platformkarbonát összletből származók, ami valószínűvé teszi, hogy a „dachsteini típusú" platformmészkő alatt „wettersteini típusú" települ. Lényeges kérdés a szlovák oldalon a felszínen is megtalálható újpaleozoos összletre települő alsó és középső-triász összlet és a hazai fúrásokban feltárt, illetve miocén vulkanitok zárványaként előkerült ladin–felső-triász platformkarbonát képződmények kapcsolata. Valószínű, hogy az utóbbiak takaróként fedik az előbbieket.

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

[2] MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport, H-1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c.

Bevezetés

A Zempléni-szigethegység felszíni triász képződményei – amelyek kizárólag a mai Szlovákia területére esnek – a XIX. század közepétől ismertek. A mai Magyarország területén, Sárospatak–Sátoraljaújhely térségében viszont csak az utóbbi évtizedekben tártak fel mezozoos képződményeket termálvíz- vagy nyersanyagkutató célzattal telepített fúrások. E fúrásokban feltárt mezozoos képződmények értékelése meglehetősen ellentmondásos, régóta vita tárgyát képezi. Magyarország földtana triász kötetének összeállítása vetette fel ismét az ellentmondások tisztázásának igényét és e munka kapcsán a kulcsfontosságú Sárospatak–7 fúrás és néhány egyéb minta újravizsgáltára is sor került. Cikkünk célja az, hogy az újabb vizsgálatok eredményeit is figyelembe véve összegezzük a Zempléni egység magyarországi részén a fúrásokkal feltárt triász képződményekre vonatkozó ismereteket.

Kutatási előzmények

Első ízben HINGENAU (1858) írt le kövület nélküli, sötét színű mészkövet a ladmóci hegyről és a környező dombokról, melyet az alpi „gutensteini mészkő"-höz hasonlónak vélt.

HAUER felvételezése során Szőlőske mellett talált csillámos palás márgát, amit a „werfeni rétegek"-kel azonosított (HAUER & RICHTHOFEN 1859).

WOLF (1868, 1869) a Mészhegyen (ma Somos-hegy) és Hegyeshegyen (ma Hosszú-hegy) jelzett alsó-triász mészkövet megemlítve, hogy ezt már RICHTHOFEN is észlelte. A mészkő mellett csillámban gazdag homokkövet és márgát is talált, idősebb kvarchomokkőn települve.

SZÁDECZKY (1897) 1:75 000-es méretarányú földtani térképen ábrázolta a Zempléni-szigethegység triász mészkő és dolomit változatait, kövületet ő sem talált.

1940-ben FERENCZI, ifj. LÓCZY társaságában kagyló- csiga-, crinoidea-maradványokat gyűjtött a Somostető szürke, lemezes mészkövéből, melyeket VADÁSZ határozott meg. FERENCZI (1943) a zempléni kifejlődést gutensteini típusúnak tartotta és az alsó-triász felső (kampili) tagozatába helyezte.

A XX. század második felében BOUCEK-PRIBÝL (1959), PANTÓ (1965, 1968), PENTELÉNYI (1971, 1972a, b), EGYÜD (1982), GRECULA & EGYÜD (1982), VOZÁROVÁ & STRAKA in: BAŇACKÝ et al. (1988), VOZÁROVÁ & VOZÁR (1988) és VASS et al. (1991) foglalkoztak a zempléni triász képződmények vizsgálatával, besorolásával, tagolásával, térképezésével.

A mai Magyarország területén először az 1959-ben mélyített Sárospatak Sp–5 (K–104 vízkutató) fúrás tárt fel miocén piroklasztikumok alatt triász üledékeket 225–287 m között, melyek feldolgozását BÁRDOSSY (1960) végezte el. A hasonlóan vízkutató célzattal 1968-ban mélyített Végardó-Fürdő–2 (Sárospatak K–115, KISS 1968) fúrás 318–328 m között, az 1985-ben mélyített Végardó-Fürdő–4 (Sárospatak K–130) fúrás pedig 338–344 m között harántolta a triász alaphegység felső, breccsásodott részét. Az említett fúrások által feltárt sárospataki triász alaphegység helyzetével, értelmezésével FRITS (1964), PANTÓ (1965, 1968), PANTÓ et al. (1966), GYARMATI (1970, 1974) és PENTELÉNYI (1972a, b) foglalkozott.

1974-ben a Mecseki Ércbányászati Vállalat közvetlenül a korábbi Sárospatak–5 fúrás mellett lemélyítette a Sárospatak S–7 fúrást, mely miocén tufaösszlet alatt,

208,5 m-től a 591,4 m-es talpmélységig triász mészkőösszletben haladt (MAJOROS, GÁRDONYI in: MARCZELNÉ szerk. 1977; MAJOROS, GLÖCKNERNÉ 1981; MAJOROS 1982). A sárospataki fúrásoktól ÉK-re 8 km-re 1969–1970-ben mélyült Sátoraljaújhely–8 fúrás, jóval mélyebben (740,3–779,6 m között) harántolt erősen tektonizált, zömében triász karbonátos kőzeteket. Ennek feldolgozása GYARMATI és PENTELÉNYI nevéhez fűződik (GYARMATI 1970, PENTELÉNYI 1972b, GYARMATI & PENTELÉNYI 1970, 1973). Értelmezésével a későbbiekben SZABÓ (1993), JÁMBOR (1998), KOZÁK & PÜSPÖKI (1999a, b), PENTELÉNYI (in: GYALOG et al. 1999) foglalkozott.

A bádeni tufák, tufakonglomerátumok triász korú zárványai is szolgáltattak adatokat a miocén vulkanitokkal elfedett alaphegység jellegéről, melyekről SZEBÉNYI (1948), FRITS (1964), BÁRDOSSY (1960), NAGY (1982), PENTELÉNYI (1969, 1972a, b), GYARMATI et al. (1980), SZABÓ (1993) tett említést, részletesebb feldolgozásukról PENTELÉNYI (1972a, b) és NAGY (1982) számolt be. Újabban a Rudabányácska 1 fúrás 586,6–983,8 m közötti szakaszának bádeni tufaösszletéből sikerült őslénytanilag értékelhető triász mészkőzárványokat gyűjteni.

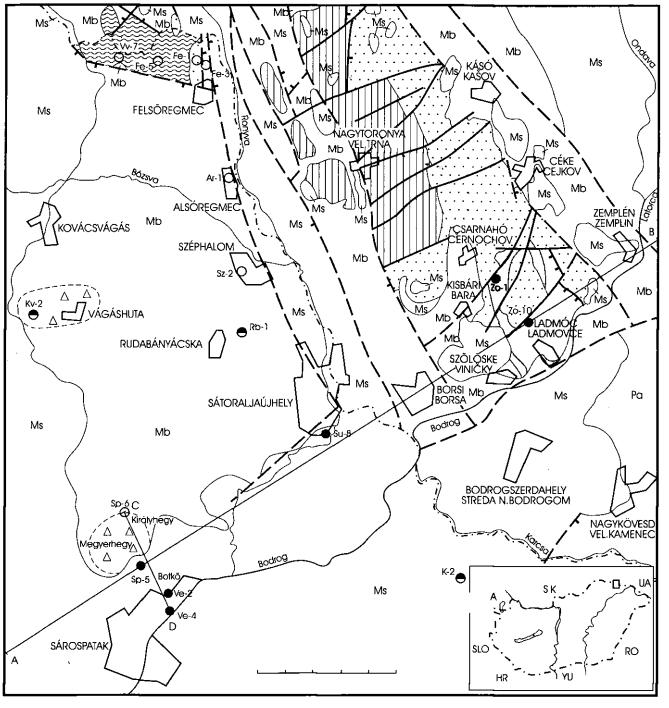
A Zempléni-hegység magyarországi részén fúrásokkal feltárt triász képződményeket – a szlovákiai tagolást is figyelembe véve – először SZABÓ (1993) foglalta rendszerbe. Később JÁMBOR (1998) értelmezte a rendelkezésre álló adatokat.

A triász képződmények elterjedése, tagolása

A térség földtani vázlatát, a triász képződmények kibúvásaival, továbbá fúrásban, valamint miocén tufazárványokban való előfordulásaival a *1. ábra*, szelvénybeli elhelyezkedésüket a *2. ábra* mutatja (bár a fúrásokban 45°-ot is elérő rétegdőléseket észleltek, a dőlésirányok ismeretének hiányában a szelvényeken ezt nem tudtuk ábrázolni). A térképből kitűnik, hogy magyar területen nincsenek triász kibúvások. Sátoraljaújhelytől ÉNy-ra, a Ronyva jobb partján mélyült fúrások sem tártak fel triász képződményeket, de Rudabányácska–Vágáshuta körzetében a tufazárványok alapján gyanítható meglétük, illetve viszonylag kiemelt helyzetük. Sárospataktól DNy-ra is számolhatunk triász képződményekkel, de egyre nagyobb mélységbe zökkenve. Egyes földtani képződmények közvetve utalnak a Tokaji-hegység alatti karbonátos összletre, mint a vágáshutai karbodácit, komlóskai, vagy az abaújszántó-cekeházi forrásmészkő.

SZABÓ (1993) a Zempléni-hegység magyarországi területén négy litosztratigráfiai egység elkülönítését javasolta: a Brezinai, a Gutensteini, a Pataki és a Dachsteini Mészkő Formációt. Itt kell megjegyezni, hogy a SZABÓ által „Pataki Formációba" sorolt „zöld színű bontott tufa" valójában nem a triász rétegsor része, hanem a miocén vulkanizmushoz köthető. A kisebb-nagyobb méretű triász üledékzárványok, esetenként tömbök (pl. Karos–2 fúrás: 373,6–382,8 m) allochton helyzetben vannak a miocén tufa-tufakonglomerátum összletben.

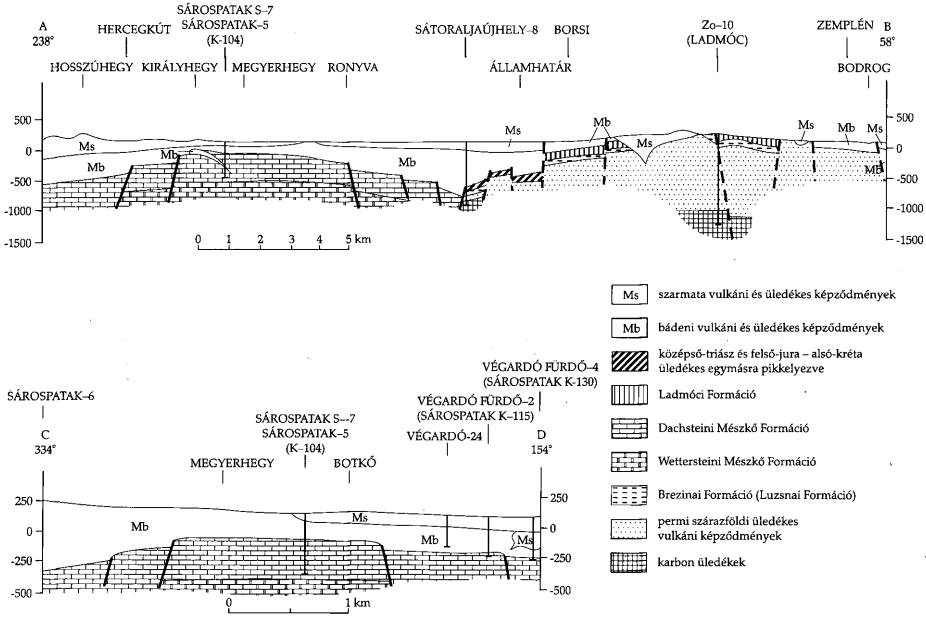
A jelen munkában bemutatott tagolás SZABÓ (1993) és JÁMBOR (1998) beosztásától, nevezéktanától némileg eltér. Figyelembe veszi a szlovák és a magyar szakemberek (VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J., HAAS J., KOVÁCS S., LESS GY., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L.) 1999-ben tartott terepi konzultációjának tapasztalatait, valamint a közelmúltban elvégzett újravizsgálatok eredményeit is.



Pa	pannóniai üledékek
Ms	szarmata vulkáni és üledékes képződmények
Mb	badeni vulkáni és üledékes képződmények
	Ladmóci Formáció
	Brezinai Formáció (Luzsnai Formáció)
	permi szárazföldi üledékek
	karbon szárazföldi üledékek
	metamorf képződmények
	triász zárványok miocén vulkanitokban
	törésvonal
	feltételezett törésvonal
●	triász képződményeket harántolt fúrás
◓	triász zárványos miocén vulkanitokat harántolt f
○	fontosabb mélyfúrás
	államhatár
A B	szelvényvonal

1. ábra. A Zempléni egység triász képződményeinek elterjedése

Fig. 1 Triassic formations in the Zemplén unit



2. *ára* A triász képződmények helyzete a) Sárospatak–Ladmóc közötti földtani szelvény mentén, b) A Sárospatak környékén

Fig. 2 Setting of Triassic formations a) along the geological section between Sárospatak and Ladmovce, b) in the environs of Sárospatak

Alsó-triász, uralkodóan sziliciklasztos képződmények (Brezinai Formáció)

A Brezinai Formációt palás homokkő rétegekkel tagolt, homokos konglomerátum épít fel, ami felfelé tarka agyagpalába, vörös aleurolitba, dolomitos palába megy át márgás, gipszes közbetelepülésekkel. Vastagsága 50–100 m, az alsó-triászba sorolható. Magyarországon a formációt GRECULA & EGYÜD (1982) nyomán SZABÓ (1993), írta le nem hivatalos litosztratigráfiai egységként. A Zemplénszigethegységben újabban Luzsnai Formációként is nevezik (STRAKA & VOZÁROVÁ in BAŇACKÝ et al. 1988, VASS et al. 1991). Szlovákia területén a felső-perm Kisbári (Csarnahói) Formációra diszkordánsan települ. Felfelé általában fokozatosan megy át a Ladmóci Formációba.

A formáció alsó része felszínen Szőlőske (Vinicky) és a brezinai dombtető között Csarnahótól K-re, legteljesebb szelvénye pedig a ZO–1 fúrásban (GRECULA & EGYÜD 1982) tanulmányozható. Felső, evaporitos kifejlődése a ladmóci É-i, ÉK-i és K-i részén diapír szerkezetben bukkan elő a Ladmóci Formáció fekvőjében.

Magyarország területén a Sátoraljaújhely–8 fúrás 779,6–821,0 m közötti szakaszát (a rétegdőlés 25–40° közötti) soroljuk – települési helyzete, illetve kőzettani analógiák alapján – a Brezinai Formációba. Az összlet alján települő vékony báziskonglomerátum felett vöröseslilás színű, középszemű, vékonyréteges kvarchomokkő rétegek települnek vékony aleurolit, palás agyagkő csíkokkal (795,9–810,5 m között miocén vulkanit-benyomulással megszakítva). A kavicsok anyaga újpaleozoos üledék, kvarcit, kvarcpala, csillámpala, porfiroid. A hirtelen meginduló üledékbehordással keletkezett konglomerátum rétegek fölötti homokkő síkparti fáciesű, a pelites, aleuritos üledékek pedig öblökben halmozódhattak fel (EGYÜD 1982, SZABÓ 1993).

A fúrásban feltárt szakasz a Brezinai Formáció alsó részével párhuzamosítható, diszkordánsan települ a felső-permi Kisbári Formációra. Fedőjében a Ladmóci Formációt tárták fel (tektonikusan beékelt felső-jura–alsó-kréta képződményekkel).

Itt említjük meg, hogy a megyerhegyi vulkanitok karbonátos zárványaiban ORAVECZNÉ (in PENTELÉNYI 1972b) olyan mikrofauna-együttest talált (*Glomospira* cf. *regularis* LIPINA, *Glomospirella* cf. *spirillinoides* (GROZD. et GLEB.), *Endothyra* sp., *Pseudotristix* cf. *solida* REITLINGER, *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Permodiscus* sp., *Frondicularia* sp., Ostracoda, Radiolaria), melynek alapján valószínűsítette azok alsó-triászba tartozását.

Középső-triász karbonátrámpa képződmények (Ladmóci Formáció)

A Brezinai (Luzsnai) Formációból folyamatosan fejlődik ki a Ladmóci Formáció. Az ennek megfelelő képződmények megjelölésére SZABÓ (1993) által javasolt Gutensteini Mészkő és Pataki Formáció bevezetését nem tartjuk indokoltnak. A szlovákiai adatok alapján STRAKA & VOZÁROVÁ szerint (in: BAŇACKÝ et al. 1988) a formáció legfontosabb jellegei a következők.

Legalsó, mintegy 8 m vastagságú szakasza dolomit, dolomitos palás homokkő rétegekkel, amely az anisusi égei alemeletébe sorolható. A pelsoi alemeletet sötétszürke, „gutensteini típusú", dolomitosodott mészkő (50–60 m), az illír

alemeletet pedig szürke mészkő és sötét agyagpala közbetelepülésekkel tagolt dolomit, dolomitos mészkő, sejtes dolomit képviseli. A formáció ladinba átnyúló felső részét szürke, pados, helyenként vermikuláris mészkő, dolomitos mészkő és dolomit alkotja. Az illír–ladin korú összlet együttes vastagsága 150–200 m. A formáció teljes vastagsága 200–250 m-re tehető.

A formáció legjelentősebb feltárása a Szlovákia területén lévő ladmóci nagy kőfejtő, ahol a kőzetet elsősorban mészégetési célokra ősidők óta fejtik. A kőzet változatos kifejlődésű, tektonikusan összetöredezett, breccsás, többnyire dolomitos, életnyomos mészkő, meszes dolomit, meghatározható mikrofauna csak ritkán akad benne (*Hemigordius* sp. – ORAVECZNÉ in PENTELÉNYI et al. 1971, PENTELÉNYI 1972b). Conodonta vizsgálatok szerint a nagy kőfejtőtől D-re fekvő régi kis kőfejtő középszürke, pados, helyenként vermikuláris mészköve felső-anisusi–alsó-ladin korú (J. VOZÁR szóbeli közlés). A nagy kőfejtő É-i részén gyakoriak a laminált és bioturbált, életnyomos (vermikuláris) mészkőtípusok, a rétegsor alsó részén dolomit betelepülésekkel.

Korábban a sárospataki fúrásokban elért triász karbonátos képződményeket a Ladmóci Formációval azonosították (BÁRDOSSY 1960, FRITS 1964, PANTÓ 1965 1968, GYARMATI 1970 1974, PENTELÉNYI 1972b), de a már említett Sárospatak S–7 fúrásból (amit közvetlenül a korábbi S–5 fúrás mellett telepítettek) és a mészkőzárványokból nyert adatok alapján ezt a nézetet revideálni kellett. Ez nem jelenti azt, hogy a Ladmóci Formáció e területen biztosan hiányzik, de mai megítélésünk szerint a sárospataki fúrások egyike sem érte el a felső-triász fekvőjét.

Jelenleg csupán a Sátoraljaújhely–8 fúrás 740–780 m közötti szakaszán feltételezzük a Ladmóci Formáció meglétét, ahol a Brezinai Formáció felett breccsás, sötétszürke dolomit és fekete agyagkő található, felső-jura–alsó-kréta mészkövekkel összepikkelyeződve, badeni tufakonglomerátum fedővel (2. *ábra*) (GYARMATI 1970, GYARMATI & PENTELÉNYI 1970, PENTELÉNYI 1972b, GYARMATI & PENTELÉNYI 1973, NAGY 1982). A fúrásban feltárt triász karbonátos összletet, szöveti jellegei alapján NAGY (1982) a villányi anisusival párhuzamosította.

A badeni tufákból (Sárospatak–5 fúrás), tufakonglomerátumokból (Sátoraljaújhely–8 fúrás) is kerültek elő dolomitzárványok. NAGY (1982) a megyerhegyi zárványok között előforduló spongiás mészkőtípust (kevés kagylóval és foraminiferával) és ősmaradvány-mentes mészkőtípust is anisusi korúnak tartotta.

Középső-triász platformkarbonát képződmények (Wettersteini Mészkő Formáció)

Ladin mészkőkavicsokat a Sárospatak–5 fúrás 184,0–225,0 m közötti szakaszáról, a badeni tufaösszletből már BÁRDOSSY (1960) is leírt. A badeni riolittufa és tufakonglomerátum mészkőzárványai alapján PENTELÉNYI (1972b) arra következtetett, hogy az anisusi végétől a Tokaji-hegység ÉK-i részén a mecsek–villányitól eltérő, a bükki–rudabányai, illetve gömöri területhez hasonló üledékképződési viszonyok uralkodtak. Ehhez bizonyítékot azok a mészkőzárványok szolgáltatnak, melyek elsősorban a sárospataki Megyerhegy D-i oldalán találhatók nagy számban (SCHOLZ, NAGY in PENTELÉNYI 1972b), de hasonlókat sikerült kimutatni a Rudabányácska–1 fúrás alsó szakaszáról is.

Az előbbi lelőhelyről PENTELÉNYI által gyűjtött világosszürke, változó mértékben átkristályosodott mészkőzárványok jelentős részéből sikerült kimutatni a ladint jelző *Diplopora annulata annulata* HERAK mészalgát (SCHOLZ in PENTELÉNYI 1972b), másokból pedig az alsó-karnit (cordevolei alemeletet) jelző *Teutloporella herculea* fajt *Acicularia* sp., kevés foraminifera, Codiaceae-félék, Gastropoda-, Bryozoa, Spongia-, Echinodermata- töredékek mellett (NAGY in PENTELÉNYI 1972b, NAGY 1982). A Rudabányácska–1 fúrás 586,6–983,8 m közötti szakaszán a vulkanit PENTELÉNYI és PELIKÁN által gyűjtött mészkőzárványaiból *Diplopora annulata annulata* HERAK és *Diplopora annulata philosophy* PIA volt meghatározható (*I, II. tábla*). Ugyancsak ladinra utal a Foraminifera együttes [*Diplotremina astrofimbrata* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina* cf. *januensis* BRÖNN et PAGE, *Endoterba* e. gr. *obtura* (BRÖNN. et ZANINETTI), *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN – *III. tábla*]. Mindezek az adatok bizonyítják a ladin (wettersteini-típusú) platformkarbonátok meglétét a területen.

A Wettersteini Mészkő Formáció a Zempléni-szigethegység szlovákiai részén nem ismert. Sárospatak körzetében azonban – a fentiek alapján – joggal feltételezhető megléte.

Felső-triász karbonátplatform képződmények (Dachsteini Mészkő Formáció)

A Zempléni-egységben a Dachsteini Mészkő Formáció meglétét SZABÓ I. (1993) vetette fel a Sárospatak–7, valamint a Végardó–2 fúrások rétegsorait említve.

Bár az 1959-ben mélyült Sárospatak–5 fúrás karbonátos összletét hosszú időn keresztül a Ladmóc környekén ismert triásszal azonosították, a felső-triász jelenléte a sárospataki Megyerhegy D-i oldaláról gyűjtött zárványokból már korábban is feltételezhető volt (PENTELÉNYI 1972b, NAGY 1982).

A formáció legteljesebb szelvényét a sárospataki Botkőnél mélyített S–7 fúrás adja, mely miocén tufaösszlet alatt 208,5-től az 591,4 m-es talpmélységig, tehát közel 400 m-es vastagságban harántolt felső-triász karbonátos képződményeket 20–45°-os rétegdőlés mellett (*3. ábra*). A rétegsor legalsó mintegy 100 m-es szakasza azonban finomkristályos és cukorszövetű dolomit (feltehetően a Fődolomit Formáció megfelelője). A korábban ugyanitt mélyült Sárospatak–5 (Sp–5, K–104) fúrás, 224,6 m-től a 287 m-es talpmélységig haladt a platformkarbonát összletben, míg a Végardó-Fürdő–2 (Sárospatak K–115) fúrás 318–328 m-ig, a Végardó-Fürdő–4 (Sárospatak K–130) fúrás pedig 338–344 m között csupán a formáció felső, fellazult részébe hatolt.

Az S–7 fúrásban az említett dolomit szakasz felett az uralkodó kőzettípus tömör, világosszürke, szürkésfehér, olykor sötétebb szürke árnyalatú, vastagpados, mikrokristályos vagy kriptokristályos mészkő, Megalodusokkal (*4. ábra*), és sztromatolitos (algalaminites) szerkezettel. Ritkán sötétszürke agyagpala, agyagmárga betelepüléseket tartalmaz. Gyakran breccsásodott, kalcit- és piriteres, néhol vöröses elszíneződésű.

A Sárospatak–5 fúrás 285–286 m közötti szakaszáról Dasycladacea töredék, Nodosaria töredék, Ostracoda, Radiolaria, Echinodermata vázelem előfordulását említette ORAVECZNÉ SCHEFFER (in PENTELÉNYI 1972b). Az S–7 fúrás több

szakaszáról kerültek elő mikrofosszíliák (3. *ábra*). Az alábbi Foraminifera fauna késő-nori–kora-rhaeti korra utal (*IV, V, VI. tábla*):

255,0–257,5 m:

Trochammina januensis BRÖNN. et PAGE

Agathammina austroalpina KRISTAN-TOLMANN

Praegubkina turgescens FUCHS

295,6–298,3 m:

Tetraxis cf. *nana* KRISTAN-TOLLMANN

328,6–331,8 m:

Oberhauserella cf. *norica* (KRISTAN-TOLMANN)

Oberhauserella cf. *ovata* FUCHS

Turrispirillina minima PANTIC

Praegubkinella kriptumbilicata FUCHS

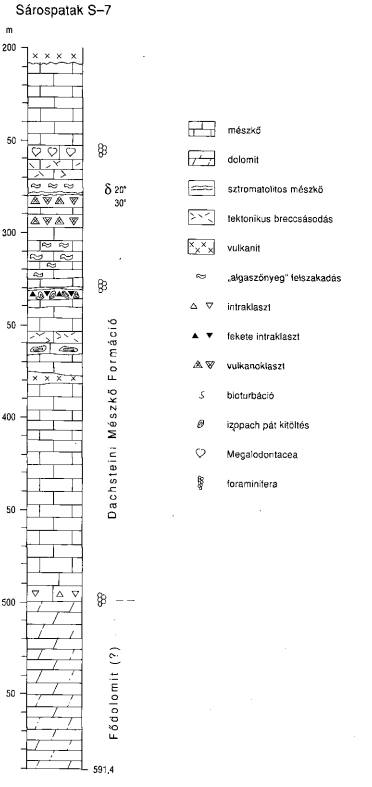
499,3–504,1 m:

Ophthalmidium lucidum (TRIFONOVA)

A fúrás 543,0–547,7 m közötti szakaszán *Poikiloporella duplicata* PIA volt felismerhető (*II. tábla*).

A Végardó-fürdői fúrások kriptokristályos, kalciteres mészkövéből meghatározható ősmaradvány nem került elő.

Ebbe a formációba soroljuk a sárospataki Megyerhegyről és Vágáshuta környékéről előkerült mészalgás (sok Dasycladaceae, kevés Acicularia, Codiaceae, nagyon kevés Radiolaria és sok Foraminifera) és microcodiumos (*Microcodium elegans* GLÜCK.) mészkőzárványokat (NAGY in: PENTELÉNYI 1972b, NAGY 1982), valamint feltehetően ide sorolható a Karos–2 fúrásban (355,5–382,8 m) feltárt mészkő is.

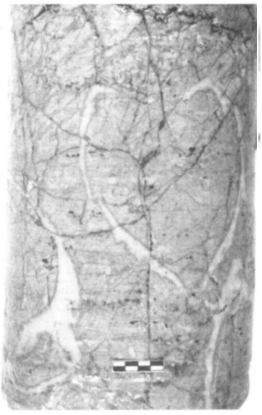


3. ábra. A Sárospatak S–7 fúrás rétegoszlopa

Fig. 3 Geological column of borehole Sárospatak S–7

Következtetések

A MÉV által 1974-ben lemélyített Sárospatak S–7 fúrás több száz méter vastagságban harántolt „dachsteini típusú" platformkarbonát összletet (MAJOROS 1982, SZABÓ 1993, JÁMBOR 1998), amit a magok újravizsgálta is megerősített. Ez az összlet egyértelműen a felső-triász dachsteini fáciesövbe sorolható, melynek



4. ábra. Kalcittal kitöltött, kioldott Megalodontacea héjak. Sárospatak S–7 fúrás, 256 m

Fig. 4 Calcite filling in Megalodontacea moulds. Borehole Sárospatak S–7, 256 m

egyes részei az alpi, a dunántúli-középhegységi és a belső-nyugat-kárpáti egységekben ismertek (HAAS et al. 1995). A vulkanitokban található mészkőzárványok között, alsó-triászba sorolható törmelék mellett, gyakoriak a ladin „wettersteini típusú" platform-karbonát összletből származók, ami valószínűvé teszi, hogy a „dachsteini típusú" platform alatt „wettersteini típusú" platform van.

A szlovák oldalon a felszínen is megtalálható, újpaleozoos képződményekre települő alsó–középső-triász összlet (melynek legfiatalabb része, a Ladmóci Formáció, a ladinba is felnyúlik) a fácies-zónáknak a tágabb régióban megismert sajátosságait figyelembe véve (HAAS et al. 1995), nehezen illeszthető össze egyetlen rétegsorba a hazai fúrásokban feltárt, illetve miocén vulkanitok zárványaként és előkerült ladin–felső-triász platformkarbonát képződményekkel. Valószínű, hogy az utóbbiak takaróként fedik az előbbieket. Ezt látszik alátámasztani a Sátoraljaújhely–8 fúrásban észlelt helyzet, a tektonikusan beékelt felső-jura–alsó-kréta képződményekkel.

A Szlovákiában nagyobb területen felszínre bukkanó, de kis területen Magyarországra is átnyúló metamorf, valamint újpaleozoos és triász üledékes összletekből felépülő, a takarós értelmezés szerinti alsó egység, mind a Tiszai egység Dél-Dunántúlon ismert képződményeivel (FÜLÖP 1994, JÁMBOR 1998), mind a Tátra–vepori egységgel (VOZÁROVÁ-VOZÁR 1996/97) mutat kifejlődési rokonságot. A hazai területen kimutatott wettersteini és dachsteini-típusú platform kifejlődések sem a Tiszai egység említett övezeteinek (Mecseki- és Villányi-öv) rétegsoraiba sem a Tátra-Vepori egység rétegsoraiba nem illeszthetők be. Tartozhatnak a Pelsoi egységhez, de a Belső Nyugat Kárpáti egységek déli takaró-rendszereihez is.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki Anna VOZÁROVÁ és Jozef VOZÁR szlovák kollégáknak a rendkívül hasznos terepi konzultációkért. Köszönetünket fejezzük ki MAJOROS Györgynek, aki rendelkezésünkre bocsátotta a Sárospatak S–7 fúrás dokumentációját és részt vett a maganyag megtekintése során folytatott diszkusszióban, továbbá ORAVECZ Jánosnak, aki rendelkezésünkre bocsátotta a nála lévő dokumentációt és a Megalodontáceát tartalmazó magdarabot.

Köszönetünket fejezzük ki LESS Györgynek és BUDAI Tamásnak a gondos lektorálásért. A munka az OTKA T037966 téma támogatásával készült.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. Tábla – Plate I

1. *Diplopora annulata philosophy* PIA N: 40×, Rudabányácska–1, 797 m
2. *Diplopora* sp. N: 40×, Rudabányácska–1, 797 m

II. Tábla – Plate II

1. *Poikiloporella duplicata* PIA, N: 40×, Sárospatak–7, 547,7 m
2. *Poikiloporella duplicata* PIA, N: 20×, Sárospatak–7, 547,7 m
3. *Diplopora annulata annulata* HERAK N: 40×, Rudabányácska–1, 797 m

III. Tábla – Plate III

1. *Diplotremina astrofimbrata* KRISTAN-TOLLMANN, Rudabányácska–1, 861 m
2. *Trochammina* cf. *januensis* BRÖNN. et PAGE, Rudabányácska–1, 861 m
3. *Endoterba* e. gr. *obtura* (BRÖNN. et ZANINETTI), N: 50×, Rudabányácska–1, 861 m
4. *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, Rudabányácska–1, 861 m

IV. Tábla – Plate IV

1. *Trochammina januensis* BRÖNN. et PAGE, N: 125×, Sárospatak–7, 255, 0–257,5 m
2. *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLMANN, N: 50×, Sárospatak–7,255, 0–257,5 m
3. *Praegubkina turgescens* FUCHS, N: 125×, Sárospatak–7, 255, 0–257,5 m

V. Tábla – Plate V

1. *Oberhauserella* cf. *ovata* FUCHS, N: 125× 328,6–331,8 m
2. *Ophthalmidium lucidum* (TRIFONOVA), N: 50× Sárospatak–7,499,3–504,1 m
3. *Tetraxis* cf. *nana* KRISTAN-TOLLMANN, N: 125××x Sárospatak–7, 295,6–298,3 m

VI.Tábla – Plate VI

1. *Praegubkinella kriptumbilicata* FUCHS, N: 50× Sárospatak–7, 328,6–331,8 m
2. *Turrispirillina minima* PANTIC, N: 50× Sárospatak–7, 328,6–331,8 m
3. *Oberhauserella* cf. *norica* (KRISTAN-TOLMANN), N: 125× Sárospatak–7, 328,6–331,8 m

Irodalom – References

BAŇACKÝ, V., ELECKO, M., KALIČAK, M., LEXA, J., STRAKA, P., VASS, D., VOZÁR, J. & VOZÁROVÁ, A. 1988: Geologická mapa juľnej casti Vychodoslovenskej Nížiny a Zemplínskych vrchov. Regionálne geologické mapy Slovenska 1:50.000. - Geologický Ústav Dionyza Štúra, Bratislava

BÁRDOSSY Gy. 1960: Jelentés a Sárospatak–5. számú fúrás földtani anyagvizsgálatának eredményeiről. – Kézirat, Országos Földtani Adattár, MÁFI

BOUCEK, B. & PRIBÝL, A. 1959: O geologickych pomerech Zemplínského pohoří na východnim Slovensku. – *Geologické Práce* **52**, 183–222.

EGYÜD, K. 1982: Sedimentologické zhodnotenie mladšieho paleozoika Zemplínskych vrchov. – *Mineralia slov.* **14**, 385–401.

FERENCZI I. 1943: A Zempléni Szigethegység földtani viszonyai. – *M. Kir. Földtani Intézet Évi Jel.* **1939–40**-*ről* **1**, 393–439.

FRITS J. 1964: A végardói termális vonal. – *M. Áll. Földtani Intézet Évi Jel.* **1961**-*ről*, 505-515.
PÜLÖP J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
GRECULA, P. & EGYÚD, K. 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. – *Mineralia slov.* **14**, 221–239.
GYALOG L., KOZÁK M., MÜLLER P., PENTELÉNYI L., PÜSPÖKI Z. & TÓTHNÉ MAKK Á. 1999: Magyarázó „A Tokaj-nyírségi terület 1:100 000-es méretarányú fedetlen földtani térképe" c. térképhez, valamint a térképlaphoz kapcsolódó fúrási adatbázishoz. – Kézirat, 15 p. Országos Földtani Adattár, MÁFI
GYARMATI P. 1970: Sátoraljaújhely 8. sz. fúrás anyagvizsgálata. – Kézirat, Országos Földtani Adattártár, MÁFI, 240 p.
GYARMATI P. 1974: Sárospatak. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25.000-es sorozat. – MÁFI, Bp., 69 p.
GYARMATI P. & PENTELÉNYI L. 1970: 111-33 Makkoshotyka és 111-34 Sátoraljaújhely. Földtani alapadatok a Tokaji-hegység 1:25.000 méretarányú földtani térképsorozatához. – Kéziratos térkép, Földtani Térképtár, MÁFI, 2 lap.
GYARMATI P. & PENTELÉNYI L. 1973: Makkoshotyka-Sátoraljaújhely. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25.000-es sorozat. – MÁFI, Bp., 101 p.
GYARMATI P., ZELENKA T., HORVÁTH I. & GRILL J. 1980: A Rudabányácska-1 fúrás rétegsora. – Kézirat, Országos Földtani Adattár, MÁFI, 4 p.
HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSTYN, L. & LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine–North Pannonian domain. – *Tectonophysics* **242**, 19-40
HAUER, F. & RICHTHOFEN, F. 1859: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. – *Jahrb. d. kk. Geol. Reichsanst.* **10**, p. 409.
HINGENAU, O. 1858: Über die Berge von Király-Helmecz auf der Bodrogköz im südlichen Theile des Zempliner Comitats. Sitzungbericht vom 14. December. – *Jahrb. d. kk. Geol. Reichsanst.* **9**, p. 157.
JÁMBOR Á. 1998: Tokaji-hegység. – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.) Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – MOL Rt és MÁFI kiadvány, Budapest 295–298.
KISS K. 1968: Végardó Fürdő–2. (Sárospatak K-115) sz. fúrás. – Kézirat, Országos Földtani Adattár, MÁFI, 10 p.
KOZÁK M., & PÜSPÖKI Z. 1999a: Földtani összefoglaló a Hollóháza, Sátoraljaújhely és Nyíregyháza 1:100.000 méretarányú térképlapok fedetlen neogén vulkanosztratigráfiai térképéhez. – Kézirat. Debreceni Egyetem Ásvány-Földtani Tanszék, 12 p.
KOZÁK M. & PÜSPÖKI Z. 1999b: Földtani összefoglaló a Kisvárda, Mátészalka és Jánkmajtis 1:100 000 méretarányú térképlapok fedetlen neogén vulkanosztratigráfiai térképéhez. – Kézirat. Debreceni Egyetem Ásvány-Földtani Tanszék, 8 p.
MAJOROS Gy. 1982: A Sárospatak-7. fúrás vázlatos rétegsora. – Kézirat, MÉV 1 p.
MAJOROS Gy. & GLÖCKNER J.-né 1981: A Sárospatak–7. fúrás dokumentációja. – Kézirat, MÉV 109 p.
MARCZEL F.-né (szerk.) 1977: Magyarország mélyfúrási alapadatai 1974. – MÁFI, Bp. 717 p.
NAGY I. 1982: A sárospataki riolittufa mészkőzárványainak kora. – Kézirat, MÁFI, 5 p.
PANTÓ G. 1965: A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. – *M. Áll. Földtani Intézet Évi Jel.* **1963**-*ről*, 227–241.
PANTÓ G. 1968: A Tokaji-hegység és előtere szerkezeti-vulkanológiai kapcsolata. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1966**-*ről*, 215–223.
PANTÓ G., BÓCZÁN B., FRANYÓ F., FRITS J., LÁNG S., MOLDVAY L., RÓNAI A. & STEFANOVITS P. 1966: M-34-XXXIV Sátoraljaújhely. Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. – MÁFI, Bp. 199 p.
PENTELÉNYI L. 1969: Füzérradvány-Széphalom. Földtani alapadatok a Tokaji hegység 1:25.000 méretarányú földtani térképsorozatához. – Kézirat, Országos Földtani Adattár, MÁFI, 268 p.
PENTELÉNYI L. 1971: Jelentés az 1971 szeptember 8–15 közötti szlovákiai tanulmányútról. – Kézirat, Országos Földtani Adattár, MÁFI 13 p.
PENTELÉNYI L. 1972a: Füzérradvány-Széphalom. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25.000-es sorozat. – MÁFI, Bp., 60 p.
PENTELÉNYI L. 1972b: A Tokaji-hegység harmadkornál idősebb képződményei és fedőhegységi üledékei. – Kézirat, Országos Földtani Adattár, MÁFI 460 p.
SZABÓ I. 1993: Tokaj-Zempléni-hegyvidék. – In: HAAS J. (szerk.): Triász. Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. – Bp. 271-276.

SZÁDECZKY Gy. 1897: A Zempléni Szigethegység geológiai és kőzettani tekintetben. – *Term. Tud. Társ. kiadv.* 64 p.

SZEBÉNYI L. 1948: Kovácsvágás huta (Abaúj-Torna vm.) környékének földtani viszonyai. – *Jel. Jöv. Mélyk. Munk.* **1947–48.** 279–285.

VASS, D., CVERČKO, J., ELEČKO, M., KALIČIAK, M., MOŘKOVSKÝ, M. & VOZÁR, J. 1991: Odkrytá geologická mapa Východoslovenskej Nížiny. Regionálne geologicke mapy Slovenska 1:100.000. – Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava

VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. 1988: Late paleozoic in West Carpathians. – Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 314 p.

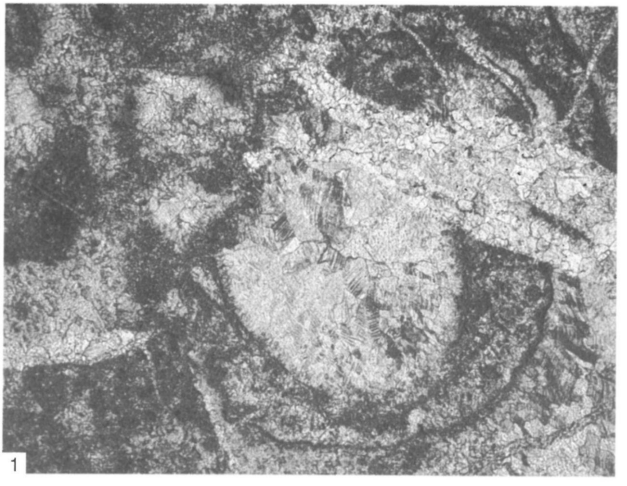
VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. 1996/1997: Terranes of the West Carpathian-North Pannonian domain. – In: PAPANIKOLAU, D. (Ed.): IGCP Project No. 276 Terrane maps and terrane descriptions. – *Ann. Géol. Pays. Hellénią.* **37**, 219–244.

WOLF, H. 1868: Culturschichten in der Bodrogebene und die geologischen Verhältnisse der Zempliner Gebirginsel. – *Verhandl. d. kk. Geol. Reichsanst.* **13**, 319–322.

WOLF, H. 1869: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Umgebung von Hajdu-Nánas, Tokaj und Sátor-Alja-Ujhely. – *Jahrb. d. kk. Geol. Reichsanst.* **19**, 235–264.

Kézirat beérkezett: 2002. 05. 22.

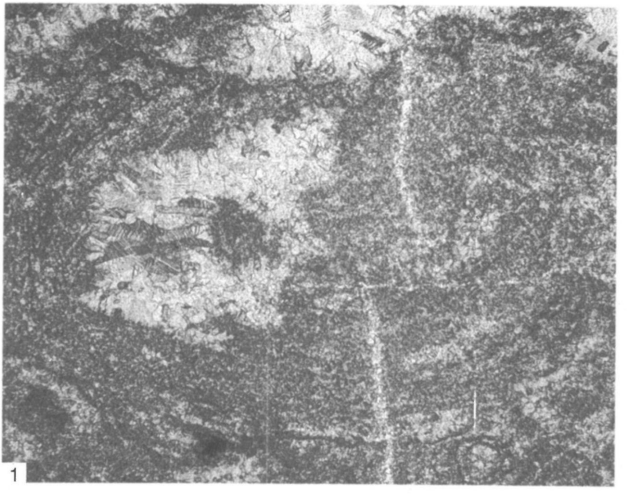
I. tábla – Plate I



1

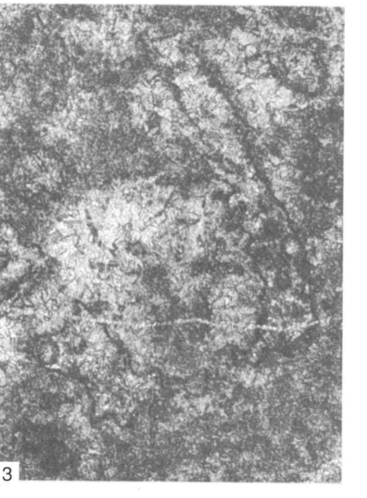
2

II. tábla – Plate II



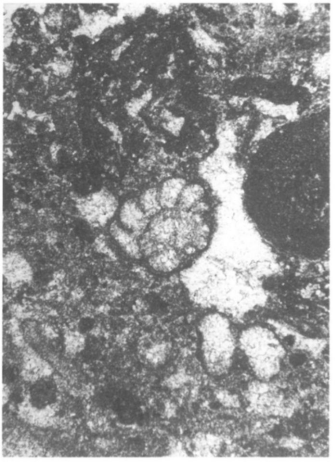
1

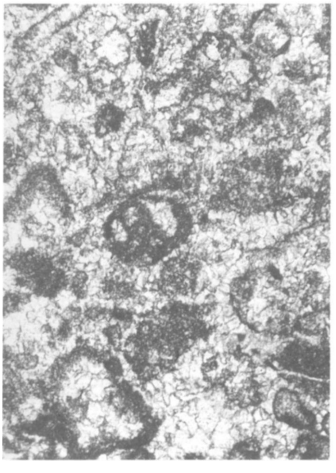
2



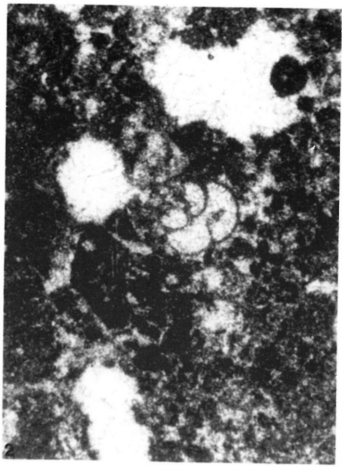
3

III. tábla – Plate III

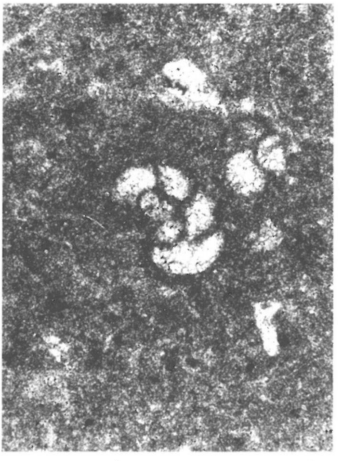


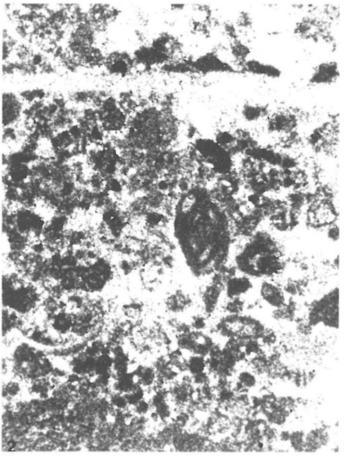


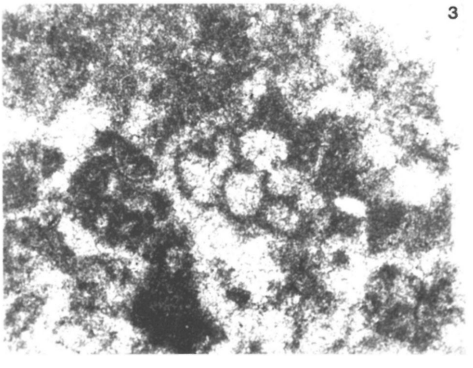
IV. tábla – Plate IV



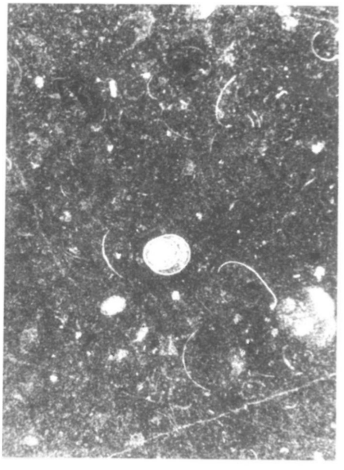
V. tábla – Plate V

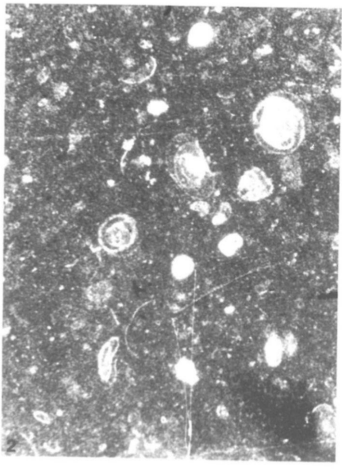


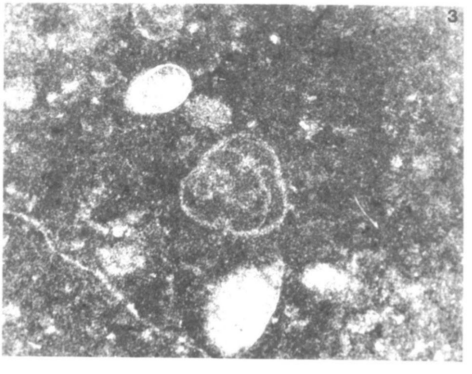




VI. tábla – Plate VI







Földtani Közlöny 133/1, 21–35 (2003) Budapest

Analysis of an archive sample from the carbonatic manganese ore sequence, Eplény, Hungary

Egy archív minta vizsgálata az eplényi mangánkarbonátos ércből

Márta POLGÁRI[1], Magda SZABÓ-DRUBINA[1], James R. HEIN[2], Zoltán SZABÓ[3]

(5 ábra, 2 táblázat)

Keywords: Jurassic, Mn-carbonate, black shale, C-isotope, microbial, Hungary
Tárgyszavak: jura, Mn-karbonát, feketepala, C-izotóp, mikrobiális, Magyarország

Abstract

A typical Jurassic Mn-carbonate ore sample from Eplény consists of manganoan calcite and calcian rhodochrosite, with a moderate amount of quartz. The Mn content of the ore is only 7.51 wt. % (Mn) and the Mn/Fe ratio is 8.73. The Eplény ore differs from the Úrkút Mn-carbonate ore in mineralogical, chemical, and isotopic characteristics. The C isotope data for the Eplény ore ($\delta^{13}C_{PDB}$: –2.20‰) shows that the carbon was derived predominantly from seawater bicarbonate, possibly by direct precipitation. On the other hand, the Úrkút Mn-carbonate mineralization shows more negative isotopic values, indicating a bacterially mediated diagenetic source for the carbon in addition to seawater bicarbonate.

Összefoglalás

Egy tipikus, az Eplényi Mangánérc Bányából származó mangán-karbonát ércminta a röntgenpordiffrakciós vizsgálatok alapján Mn-tartalmú kalcitból, Ca-tartalmú rodokrozitból és közepes mennyiségű kvarcból áll. Az érc Mn-tartalma 7,51 s%, a Mn/Fe arány 8,73. A vizsgált eplényi karbonátos Mn-érc ásványtani, kémiai és stabil szénizotópos összetétele eltér az úrkútitól. Az eplényi érc C izotóp összetétele ($\delta^{13}C_{PDB}$: -2.20‰) azt mutatja, hogy a C uralkodóan a tengervíz bikarbonát tartalmából valószínűleg közvetlen kicsapódással ered, míg az úrkúti Mn-karbonátos ércesedés negatívabb C izotóp értékei a tengeri bikarbonát mellett a bakteriálisan befolyásolt diagenetikus szénforrás jelenlétére utalnak (szervesanyag).

Introduction

Among the Hungarian Jurassic Mn-ore deposits, the Úrkút and Eplény deposits are worthy of mention because of their economic significance (*Fig. 1*). These two manganese occurrences are separated by about 40 km in the Bakony Mountains in the Transdanubian Range. Both deposits are bounded by NW–SE fault systems. The Úrkút deposit is much larger, covering approximately 10 km^2, and has been exploited since 1917 to the present. The amount of recovered Mn-oxide ore (up to 1997) is 6.3×10^9 kg and Mn-carbonate ore is 1.538×10^9 kg. Many papers and books have been published on the geological, stratigraphical, mineralogical, depositional, and geochemical characteristics of the black shale-

[1] Research Centre of Earth Sciences, Laboratory for Geochemical Research, Hungarian Academy of Sciences, H–1112 Budapest, Budaörsi út 45. e-mail: polgari@geochem.hu
[2] U.S. Geological Survey, MS 999, 345 Middlefield Rd. Menlo Park, CA 94025
[3] Mangán Ltd., Úrkút

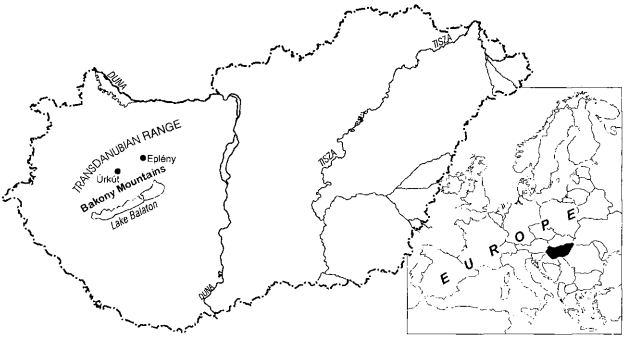


Fig. 1 Geographical location of Eplény and Úrkút

1. ábra. Eplény és Úrkút földrajzi elhelyezkedése

hosted Mn-carbonate and secondarily Mn-oxide ore (e.g., SZABÓ-DRUBINA 1959; GRASSELLY & CSEH NÉMETH 1961; CSEH NÉMETH et al. 1980; SZABÓ & GRASSELLY 1980; GRASSELLY et al. 1981; GALÁCZ 1984; GRASSELLY & PANTÓ 1988; VARENTSOV et al. 1988; POLGÁRI et al. 1991, 1992; POLGÁRI 1993; POLGÁRI et al. 2000).

The Eplény Mn-ore deposit is smaller than the Úrkút deposit, but very similar to the so-called Csárdahegy-type Mn ore at Úrkút (for description see CSEH NÉMETH 1967). The Eplény deposit covers only about 1 km^2. The Eplény Mn-oxide ore was exploited both in open pits and underground mines between 1935 and 1975, when the mine was closed. The amount of recovered ore was 766 kt of Mn-oxide ore. When mining was in operation, analytical investigations concentrated on the economically important Mn-oxide ore, whereas the Mn-carbonate ore, which is important from a genetic standpoint, was given very little attention. Once the mine was closed, there was no opportunity to collect new samples for modern investigations and that is why it is important to publish new data on archive samples.

The aim of this paper is to provide new mineralogical, chemical, trace element, and C- and O- isotope data on a typical Mn-carbonate ore sample from the Jurassic, Eplény Mn-carbonate ore. The sample belongs to a collection which was gathered in the 1960s by Professor Gyula GRASSELLY, and was kindly offered for further study by the Petrological and Geochemical Department of Szeged University. We also provide a brief comparison of the characteristics of the Úrkút and Eplény Mn-carbonate ores. It must be emphasized that the importance of preserving samples for future study is fundamentally important. The changing methods of investigation and lack of access to closed mines make archive samples of particular value.

Geological setting

The Eplény Mn-ore deposit occurs in a fault-bounded area that typifies the structure of the Bakony Mountains and has strongly fractured zones and vertical and horizontal fault offsets. The deposit is bounded on the NE by a recurrently reactivated fault zone. The Jurassic sequence at Eplény is not continuous and overlies the Triassic pale whitish-grey microcrystalline Dachstein Limestone. The Dachstein Limestone is overlaid by a Lower Liassic Kardosrét Limestone that is often oolithic and contains foraminifers and brachiopods. The upper part of the Lower Liassic belongs to the "red Jurassic", which includes reddish and pinkish brachiopod-bearing and crinoidal, sometimes cherty limestone ("Hierlatz", Tűzkövesárok and Isztimér Limestone Formations). The Middle Liassic consists of red nodular or massive crinoidal limestone and red–green spotted cherty limestone (Kisgerecse Marl Formation). The Mn deposits rest locally on different types and stratigraphic levels of basement rock. Small Mn-oxide grains and, at some places, lenticular Mn-oxide occur in the crinoidal limestone near the ore bed. The manganese was deposited on an irregular, partly dissolved disconformity surface of the Lower Jurassic limestone. The relief of the irregular surface of the limestone basement can reach 20–40 m, but averages about 2–5 m. The contact between the underlying limestone and the Mn-ore is sharp, and a transitional zone cannot be seen, except locally on a centimetre scale. Mn-oxide coatings on grain and fracture surfaces are common. A highly characteristic feature is where the Mn-oxide fills the dissolved parts, cavities and vugs, of the Hierlatz-type limestone. Sedimentary dikes composed of Lower and/or Middle Liassic micrite are very characteristic in the NE part of the district.

The average thickness of the Mn deposit is 6–8 m. The main features of the deposit were described in detail (SZABÓ-DRUBINA 1959; GRASSELLY et al. 1969; CSEH NÉMETH et al. 1980; GRASSELLY et al. 1985, 1990), and a summary of those results was provided by POLGÁRI et al. (2000). The sketch geological map of the ore deposit is shown in *Fig. 2*. The Mn-ore section consists of the following parts from the top to bottom:

– Radiolarian claymarlstone (black shale) with lenticular, bedded, finely laminated, blocky Mn-carbonate-bearing claymarlstone.

– Upper part of the ore: dark-grey, black, pyritiferous claystone, claymarlstone with hard, nodular, lenticular, blocky, or poorly consolidated Mn-oxide ore.

– Lower part of ore: primary Mn-oxide ore in yellow, brown, black, phosphorous-rich claystone.

The ore is offset by the Géza fault (*Fig. 2*). It separates the hard, nodular Mn-oxide ore from the mainly poorly consolidated, layered, bedded-lenticular ore type. The black, dark-grey, finely laminated pyritiferous, radiolarian claymarlstone contains the primary Mn-carbonate lenses, which can be found over a much larger area then the Mn-oxide ore. The Mn-carbonate lenses are accompanied in places by yellow, brown, or red claystone, with the dominant clay mineral being smectite. Mn-carbonate and phosphorite layers and nodules also occur within the Mn-oxide horizon. The heteropic facies of the Mn-carbonate ore is black or varicoloured claystone. Commonly, Ca-carbonate grades

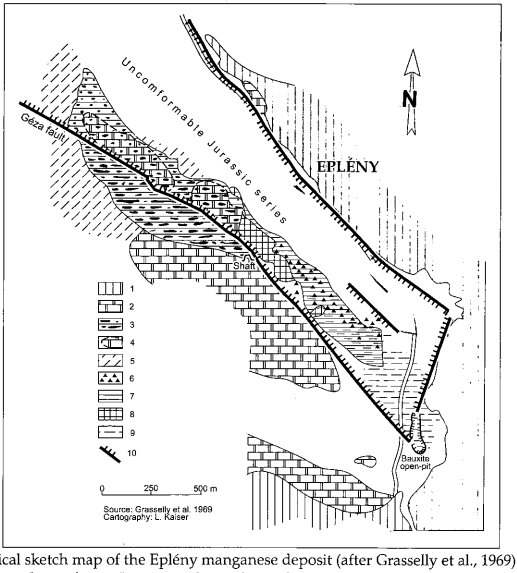


Fig. 2 Geological sketch map of the Eplény manganese deposit (after Grasselly et al., 1969). Legend: 1 Triassic rocks on the surface; 2 Jurassic rocks on the surface (Lower–Middle Liassic); 3 "Primary" Mn-oxide ore (Upper Liassic) differences in legend reflect differences in the intensity of Mn oxide mineralization; 4 "Primary" claymarlstone with Mn-carbonate (Upper Liassic); 5 Limestone facies (Upper Liassic); 6 Reworked Mn-oxide ore (Lower Cretaceous – Middle Eocene); 7 Grey claystone with Mn-carbonate (Lower–Middle Eocene); 8 Oxidized variety of the grey claystone No. 7 (Lower – Middle Eocene); 9 Bauxitic clay (Lower – Middle Eocene); 10 Fault

*2. ábra. Az eplényi mangántelep vázlatos földtani térképe (*GRASSELLY *et al., 1969 alapján). Jelkulcs: 1. triász kőzetek a felszínen; 2. jura kőzetek a felszínen (alsó–középső-liász); 3. „primér" oxidos Mn-érc (felső-liász) (a jelkulcs különbség a Mn-oxid ércesedés intenzitásának különbségét tükrözi); 4. „primér" agyagmárga Mn-karbonáttal (felső-liász); 5. mészkő (felső-liász); 6. újrafeldolgozott oxidos Mn-érc (alsó-kréta–középső-eocén); 7. szürke agyag Mn-karbonáttal (alsó–középső-eocén); 8. oxidált szürke agyag (7) (alsó–középső-eocén); 9. bauxitos agyag (alsó–középső- eocén; 10. törésvonal*

laterally into pale Mn-carbonate layers in the black manganiferous claystone. The hanging-wall rock is claystone, similar to the heteropic facies described above.

Previous studies

In the 1950s a limited number of descriptions of Mn-carbonate-ore samples – including light microscopy observations, examination of the major element contents, and mineralogical investigations were done by one of the present authors (M. SZABÓ-DRUBINA). Part of these results were published at that time (SZABÓ-DRUBINA 1959), but important data (e.g. micromineralogical) remained

unpublished. In the paragraph below we give a summary of both the published and unpublished results.

The Mn-carbonate layers are soft or hard, depending on the amount of rhodochrosite or other carbonate minerals present (SZABÓ-DRUBINA 1959). The ore is very fine-grained, with a porosity of 15–20%. The carbonate mineral content is 35–50 wt.%. The Mn content is 15–18 wt.% and the SiO_2 content is 20–28 wt.%. Calcite and rhodochrosite contents generally show a negative correlation. The P_2O_5 content is higher than 1 wt.%, and the S content is 0.8–4.0 wt.%, which reflects the presence of pyrite. Rhodochrosite- and calcite-rich laminae alternate with smectite- and pyrite-rich laminae. Lesser amounts of detrital quartz, as well as limonite and glaucony also occur. (We note that the green, rounded mineral, – called "glauconite" in the original paper – was not analysed by any chemical or structural methods. It could be either chlorite or mica, thus here consider it only as "glaucony". This mineral phase differs, even at first appearance, from the typical colour-giving, fine-grained green mica, (celadonite), of the Úrkút manganese carbonate ore (WEISZBURG et al. 2003).

The above description was based on the study of a limited number of samples from which the location of 8 samples (collected from three points of two dip slope shafts, see symbol #22 on *Fig. 3*) can be reconstructed. These samples are laminated claystones (yellow, red, greenish, greyish, black, or brown) with Mn-carbonate layers. Locally, pyrite nodules occur with diameters of 0.2–1.5 cm. Smectite and limonite were determined by DTA.

Under a polarized light optical microscope the clay- and carbonate-rich parts occur in distinct laminae. Opaque (pyrite) and green grains (glaucony?) and scarce quartz grains can also be found. Some of the samples are rich in microfossils (foraminifers, ostracods, sponge spicules, crinoid fragments etc.).

The heavy mineral part of the > 0.1 mm fraction (200 grains) contains 80% pyrite, a 8.5% limonite weathering crust (grain coating fragments), 7% brown-altered grains (glaucony-like), 3% glaucony(?), 1% brown amphibole, and 0.5% dolomite. The 0.06–0.1 mm size range (200 grains) was represented by 64% pyrite, 24% brown-altered grains (glaucony-like), 5% brown amphibole, 3% glaucony(?), 2.5% dolomite, 0.5% chlorite, titanite, and actinolite.

The light fraction (300 grains, in both fractions) contains 99% brown-altered grains (glaucony-like), and 1% quartz and glaucony(?).

Sample, methods and results

One massive Mn-carbonate sample (Ref. # GR31) was found during a review of the collection of Professor Gyula GRASSELLY (Szeged) in 2001. The sample was collected in the 1960s from the underground mine +260 m level and had not been studied previously. The sample is white to pale grey, porous, homogeneous, with subtle layering. The sample location is shown on *Fig. 4*. The outer surface weathers dark-brown-grey because of oxidation of the Mn(II).

That Mn-carbonate ore sample from the Eplény Mine was first analysed using a polarized light optical microscope.

The routine X-ray powder diffraction (USGS, Menlo Park) was carried out using a Philips X-ray diffractometer with a graphite crystal monochromator and CuKα radiation. Continuous scans were run from 3–70° 2Θ at 40 kV and 45 mA,

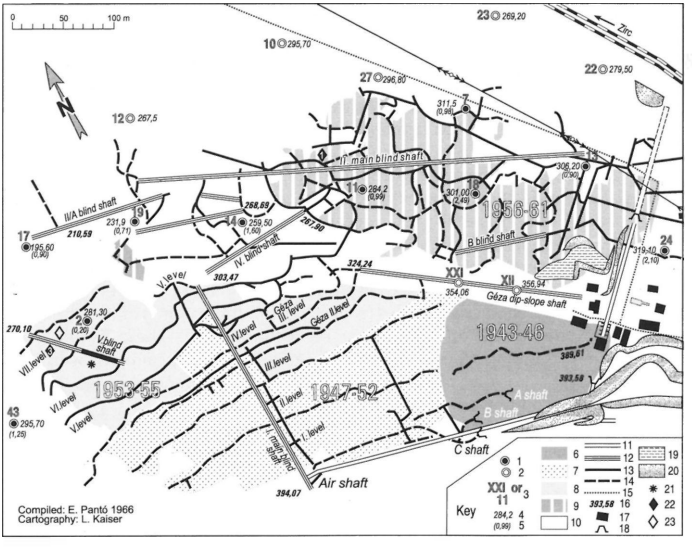


Fig. 3 Map of the Eplény Manganese Mine with the locations of previously studied samples. (◆, ◆) (For data see Table 2, samples No. 1 and 3) (after PANTÓ 1966). The location of the studied profile is shown by —. Legend: 1 Drillhole with Mn-ore; 2 Drillhole without Mn-ore; 3 Number of drillhole; 4 Footwall of drillhole, ore bed, gallery; 5 Thickness of ore bed in m; 6 Exploited area between 1943–46; 7 Exploited area between 1947–52; 8 Exploited area between 1953–55; 9 Exploited area between 1956–61; 10 Exploited area between 1962–75 (the galleries and shafts sign the area); 11 Main gallery on level; 12 Dip slope shaft, or blind shaft; 13 Gallery in footwall; 14 Gallery in ore bed; 15 Water pipeline; 16 Footwall of gallery above sea-level; 17 Office buildings; 18 Shaft entrance; 19 Water reservoir; 20 Spoil bank; 21 Location of the profile in the current study; 22 Location of the previously studied samples; 23 Location of the phosphorite sample (see POLGÁRI et al. 2003)

3. ábra. Az Eplényi Mangán Bánya térképe a korábban vizsgált minták gyűjtési helyével (◆, ◆, az adatokat lásd a 2. táblázat, 1. és 3. mintájánál) (PANTÓ, 1966). A vizsgált szelvény helyét — jelzi. Jelkulcs: 1. fúrás Mn-érccel; 2. meddő fúrás; 3. fúrás száma; 4. a fúrólyuk talpa, ill. a telep, vágat feküje tszf; 5. átfúrt telepvastagság (m); 6. 1943–46 évben lefejtett érces terület; 7. 1947–52 évben lefejtett érces terület; 8. 1953–55 évben lefejtett érces terület; 9. 1956–61 évben lefejtett érces terület; 10. 1962–75 évben lefejtett érces terület (a vágatok, aknák, ereszkék által jelölt terület); 11. szintes főszállítóvágat; 12. lejtősakna, vagy ereszke; 13. feküvágat; 14. telepben hajtott vágat; 15. vízvezeték nyomvonala; 16. a bányavágat tszf-i talpmagassága; 17. bányaépület; 18. aknabejárat; 19. víztározó; 20. meddőhányó; 21. jelen tanulmány szelvényének a helye; 22. a korábban vizsgált minták gyűjtési helye; 23. a foszforit minta gyűjtési helye (see POLGÁRI et al. 2003).

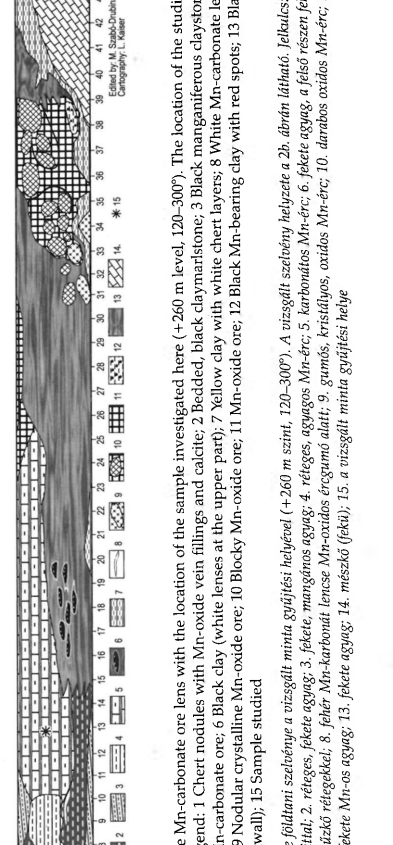


Fig. 4 Geological profile of the Mn-carbonate ore lens with the location of the sample investigated here (+260 m level, 120–300°). The location of the studied profile is shown in *Fig. 3*. Legend: 1 Chert nodules with Mn-oxide vein fillings and calcite; 2 Bedded, black claymarlstone; 3 Black manganiferous claystone; 4 Bedded clayey Mn ore; 5 Mn-carbonate ore; 6 Black clay (white lenses at the upper part); 7 Yellow clay with white chert layers; 8 White Mn-carbonate lens below the Mn-oxide nodule; 9 Nodular crystalline Mn-oxide ore; 10 Blocky Mn-oxide ore; 11 Mn-oxide ore; 12 Black Mn-bearing clay with red spots; 13 Black claystone; 14 Limestone (footwall); 15 Sample studied

4. ábra. Mn-karbonátos érclencse földtani szelvénye a vizsgált minta gyűjtési helyével (+260 m szint, 120–300°). A vizsgált szelvény helyzete a 2b. ábrán látható. Jelkulcs: 1. tűzkőgumók Mn-oxiddal és kalcittal; 2. réteges, fekete agyag; 3. fekete, mangános agyag; 4. réteges, agyagos Mn-érc; 5. karbonátos Mn-érc; 6. fekete agyag, a felső részen fehér lencsékkel; 7. sárga agyag fehér tűzkő rétegekkel; 8. fehér Mn-karbonát lencse Mn-oxidos ércgumó alatt; 9. gumós, kristályos, oxidos Mn-érc; 10. darabos oxidos Mn-érc; 11. oxidos Mn-érc; 12. vörösfoltos, fekete Mn-os agyag; 13. fekete agyag; 14. mészkő (fekü); 15. a vizsgált minta gyűjtési helye

using a step size of 0.02° 2Θ at 1 s/step, yielding a scan speed of 0.02° 2Θ/s. Semi-quantitative estimates of relative mineral percentages were obtained from peak intensities, which were multiplied by the weighting factors used by the Ocean Drilling Program (COOK et al. 1975), and normalized to 100%. Mineral contents are listed as major (>25%), moderate (5–25%), and minor-trace (<5%). Carbonate element substitutions (i.e. calcian rhodochrosite) were determined by deviations of the position of the 100% intensity carbonate reflection, as determined using an internal quartz standard, from stoichiometric carbonate end members.

Major and trace element analysis was done by XRAL Laboratories, Canada. The details of the methods applied are described in POLGÁRI et al. (2002).

Stable C- and O-isotope composition was determined by the routine methods of the USGS.

The sample consists of microcrystalline carbonates and rare opaque grains (probably pyrite). Microfossils were not found in the thin section. The X-ray diffraction mineralogy (normalized to 100%) shows about 65 wt.% manganoan calcite, 20 wt.% quartz, and 15 wt.% calcian rhodochrosite (*Table 1*). The Mn content of the ore is relatively low at 7.51%, and the Mn/Fe ratio is 8.73 (*Table 2*). The CaO content is high and reflects predominantly the manganoan calcite contents, as is the SiO_2, which reflects the content of

Table 1 Results of X-ray diffraction analysis on the Eplény and Úrkút Mn-carbonate-ore types
1. táblázat. Az eplényi és úrkúti karbonátos Mn-érc típusok ásványos összetétele (XRD

			Mineral composition		
	Ore type		Major	Moderate	Trace
EPLÉNY *		Carbonate ore	Manganoan calcite ($d_{(104)}$: 2.97Å –3.04)	Calcian rhodochrosite ($d_{(104)}$: 2.85–2.88Å) Quartz	-
ÚRKÚT** *		Bed No II. (4 samples)	Siderite, rhodochrosite	Calcite, pyrite	10Å phyllosilicate
Main ore bed***	top	Grey-type (10 samples)	Rhodochrosite, pyrite	Calcite, smectite, 10 Å phyllosilicate, glauconite-celadonite	Zeolite, chlorite
		Brown-type (10 samples)	Rhodochrosite, 10 Å phyllosilicate (glauconite-celadonite)	Goethite	Smectite, pyrite, calcite, quartz, anatase, rhodochrosite
	bottom	Green-type (8 samples)	Rhodochrosite, 10 Å phyllosilicate (glauconite-celadonite)	Goethite	Quartz, haematite, rutile

*Current study
**For the profiles and sample descriptions and detailed data see POLGÁRI et al. (1991)
***This is the general division, but alternating green, brown and grey layers can occur anywhere

quartz. Minor clay minerals probably occur as indicated by the low amounts of Al, K, and Mg. The trace element and rare earth element contents of the sample are relatively low.

There is a very good agreement between the mineral phase compositions calculated from the chemical analysis and derived directly from the X-ray diffractometry.

The $\delta^{13}C_{PDB}$ is –2.20‰, the $\delta^{18}O_{PDB}$ is –0.25‰ (*Fig. 5*).

Comparison of the Eplény and Úrkút Mn-carbonate ores

The Eplény Mn-carbonate ore differs from the Úrkút main (No I.) and bed No II. ores because its main ore mineral is manganoan calcite, with calcian rhodochrosite being much less abundant; this is in contrast to rhodochrosite being dominant at Úrkút, with lesser amounts of siderite. In addition, unlike the Úrkút deposit, the Eplény ore has moderate amounts of quartz, but only minor clay minerals. According to major elements data (*Table 2*), the Si content of the Eplény ore is similar to the main (No I.) bed and bed No II of the Úrkút deposit, but the Al, K, and Mg concentrations are much less than in the Úrkút ores because of the near absence of clay minerals at Eplény. The total Fe content is also very low in the Eplény ore compared to Úrkút, where Fe is hosted by green clay minerals, goethite, siderite, and pyrite; apart from pyrite, there are all absent in the massive Eplény ore. P, Ti, Ba, and Sr concentrations and the trace and rare earth elements are also not enriched in the Eplény ore. The Ca concentration is approximately four times higher in the Eplény ore than at Úrkút.

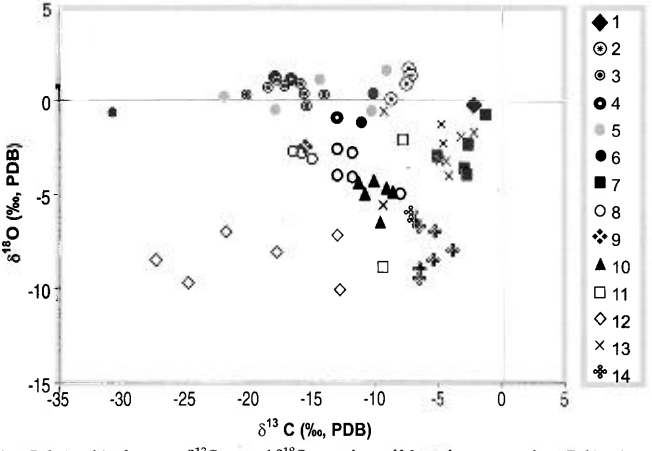


Fig. 5 Relationships between $\delta^{13}C_{PDB}$ and $\delta^{18}O_{PDB}$ values of Mn-carbonate ores from Eplény (current study), Úrkút (POLGÁRI et al. 1991), Molango (Mexico, OKITA et al. 1988), Moanda (Gabon, HEIN et al. 1989) and Wafangzi, Minle, Datangpo, Gaoyan, and Taojiang (China, FAN et al. 1996). Legend: 1 Eplény, Mn-carbonate ore; 2 Úrkút, green-grey Mn-carbonate ore; 3 Úrkút, brown, black Mn-carbonate ore; 4 Úrkút, green Mn-carbonate ore; 5 Úrkút, grey Mn-carbonate ore; 6 Úrkút, grey Mn-carbonate ore from bed No. II; 7 Úrkút, black shale; 8 Molango; 9 Moanda; 10 Minle; 11 Datangpo; 12 Taojiang; 13 Gaoyan; 14 Wafangzi

5. ábra. Karbonátos Mn-ércek $\delta^{13}C_{PDB}$ és $\delta^{18}O_{PDB}$ értékeinek kapcsolata (Eplény, jelen tanulmány, Úrkút (POLGÁRI et al. 1991), Molango (Mexikó, OKITA et al. 1988), Moanda (Gabon, HEIN et al. 1989) és Wafangzi, Minle, Datangpo, Gaoyan, és Taojiang (Kína, FAN et al. 1996). 1. Eplény, karbonátos Mn-érc; 2. Úrkút, zöld-szürke, karbonátos Mn-érc; 3. Úrkút, barna-fekete, karbonátos Mn-érc; 4. Úrkút, zöld, karbonátos Mn-érc; 5. Úrkút, szürke, karbonátos Mn-érc; 6. Úrkút, szürke, karbonátos Mn-érc a II. telepből; 7. Úrkút, feketepala; 8. Molango; 9. Moanda; 10. Minle; 11. Datangpo; 12. Taojiang; 13. Gaoyan; 14. Wafangzi

The C isotopic composition (–2.20‰) of the current Eplény Mn-enriched carbonate "ore" sample (Mn 7.51 wt.%) differs from that of the typical, rich Úrkút Mn ore (Mn 17–37 wt.%; $\delta^{13}C$: –8 – –30‰, mean: –14.6‰), but is similar with respect to the low (< 7 wt.%) Mn-containing Úrkút carbonate samples ($\delta^{13}C$: 0 – –5‰) (POLGÁRI, 1993). The $\delta^{18}O_{PDB}$ is similar to the Úrkút ore values (*Fig. 5*).

Discussion of the stable isotope data and the genetical model of the deposit

Many papers have been published on the connection between the origin of Mn-carbonate deposits and the $\delta^{13}C$ isotope values (FROELICH et al. 1979; IRWIN et al. 1977; OKITA et al. 1988; HEIN et al. 1989; POLGÁRI et al. 1991). Based on that background the low negative $\delta^{13}C$ value of the manganese-enriched carbonatic

Table 2. Major (wt. %) and trace (ppm) element concentrations of the Eplény and Úrkút Mn-carbonate ore samples
2. táblázat. Az eplényi és úrkúti karbonátos Mn-ércminták fő- és nyomelemösszetétele (s%, ppm)

	EPLÉNY				ÚRKÚT									
	1.	2.	3. (6)*	**4. (1)***	5. (1)*	6. (1)*	7. (1)*	8. (1)*	9. (1)*	10. (8)*	11. (10)*	12. (8)*	13. (10)*	14. (4)*
Mn/Fe	7.39	3.54	-	**8.73**	0.99	2.75	10.20	6.02	3.18	2.45	2.85	2.47	5.48	1.95
SiO_2	28.80	22.80	-	**21.60**	3.57	21.00	9.31	11.20	23.40	25.70	18.30	23.30	9.16	23.40
TiO_2	0.34	-	-	**0.08**	0.02	0.05	0.13	0.07	0.60	0.45	0.25	0.27	0.25	0.30
Al_2O_3	7.47	-	-	**1.62**	0.98	1.93	2.84	2.42	6.54	3.27	3.42	2.29	2.38	3.80
Fe	2.15	4.03	-	**0.86**	12.30	7.31	3.25	4.03	6.96	9.08	8.19	9.13	6.61	8.70
Fe_2O_3	3.08	-	-	**-**	7.36	9.22	2.23	5.26	8.57	6.85	11.00	11.00	3.43	4.72
FeO	-	-	-	**1.11**	9.28	1.11	2.18	0.45	1.25	5.53	0.61	1.83	2.85	6.97
Mn	15.89	14.28	-	**7.51**	12.20	20.10	33.0	24.30	22.10	22.30	23.30	22.50	25.30	16.90
MnO	20.49	-	-	**9.69**	15.70	24.30	42.5	24.0	28.20	28.10	26.60	28.40	32.10	21.50
MnO_2	-	-	-	**-**	-	2.05	0.13	8.96	0.38	0.81	4.20	0.81	0.65	0.47
CaO	6.69	-	-	**32.50**	20.90	5.43	3.05	13.00	2.18	3.63	4.49	2.60	8.83	7.49
MgO	3.17	-	-	**1.12**	2.89	3.00	1.96	2.21	2.86	2.24	3.85	2.61	2.27	2.81
K_2O	1.79	-	-	**0.43**	0.31	2.50	0.64	0.87	1.96	2.09	1.25	2.77	0.70	1.33
Na_2O	0.36	-	-	**0.05**	0.11	0.12	0.08	0.08	1.22	0.35	0.31	0.19	0.16	0.54
H_2O	1.32	-	-	**-**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO_2	18.10	-	-	**31.54****	33.60	21.50	28.70	-	17.00	19.40	17.50	18.20	29.50	21.20
P_2O_5	0.20	0.34	-	**0.25**	1.65	0.85	0.71	-	0.09	0.41	0.60	0.64	0.62	0.60
S_T	0.25	1.99	-	**-**	-	-	-	-	-	0.30 (2)	0.097 (3)	0.29 (3)	1.1 (4)	0.44 (1)
S^{2-}	-	-	-	**-**	-	-	-	-	-	0.045 (2)	0.01 (3)	0.19 (3)	1.23 (3)	0.36 (1)
C_{org}	-	-	-	**-**	-	-	-	-	-	0.396 (2)	0.28 (3)	0.26 (3)	0.24 (4)	0.67 (1)
Total (calc)	92.06			**99.99**										
Au	-	-	-	**bdl (<8)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	51	**13**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	**bdl (<1)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	**bdl (<4)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	**bdl (<2)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	**bdl (<5)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	**bdl (<10)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	-	6.6	**bdl (<2)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	240	**32**	245	140	263	71	-	285	520	136	345	271
Sr	-	-	600	**137**	302	98	81	110	-	146	251	216	247	129
Co	-	-	26	**13**	222	147	528	120	-	290	19	19	21	26
Cr	-	-	67	**9.0**	8.2	14	24	26	-	27	26	18	19	30
Cu	-	-	80	**9.0**	nd	nd	nd	nd	-	22	40	17	40	32
Ga	-	-	9						-					

Mo	-	-	5	**bdl (<2)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	82	**15**	16	14	213	25	-	23	57	84	46	48
Pb	-	-	88	**13**	29	33	35	33	-	31	128	83	151	396
Ti	-	-	1450	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	129	**19**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	560	**17**	48	40	64	74	-	56	35	35	32	28
Sc	-	-	-	**4.0**	2.2	3.9	5.2	3.7	-	4.4	4.2	2.9	3.2	4.7
As	-	-	-	**bdl (<10)**	40	127	14	24	-	13	25	23	31	28
Hf	-	-	-		0.5	0.5	0.5	0.5	-	1.4	1.2	0.8	0.9	1.1
Th	-	-	-	**7.00**	1.0	1.0	2.5	2.5	-	3.9	3.2	1.8	2.2	3.4
U	-	-	-	**bdl (<100)**	1.8	1.0	3.7	1	-	1.3	0.8	0.6	1.5	1.4
Rb	-	-	-		100	100	100	-	-	80	30	56	43	32
Y	-	-	-	**31**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	**5.0**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	**30**	32	62	74	44	33	55	47	43	43	44
Ce	-	-	-	**153**	89	200	195	188	92.2	165	161	136	129	124
Nd	-	-	-	**31**	30	50	50	30	21.0	51.8	33.8	29.6	34.5	32.6
Sm	-	-	-	-	6.7	14	13.2	16.8	9.4	13.1	11.5	10.5	9.8	12.7
Eu	-	-	-	**bdl (<2)**	1.06	2.47	2.4	1.97	0.99	1.66	1.59	1.46	1.42	1.68
Tb	-	-	-	-	1.0	2.0	1.2	0.9	2.3	1.7	1.2	1.2	1.1	1.5
Tm	-	-	-	-	2.0	2.0	2.0	0.5	1.1	1.1	0.8	0.8	1.1	0.8
Yb	-	-	-	**2.0**	1.9	3.5	5.1	2.5	2.6	2.9	2.9	2.6	2.5	3.0
Lu	-	-	-	-	0.15	0.53	0.65	0.32	0.39	0.49	0.41	0.38	0.34	0.45
Ho	-	-	-	**bdl (<4)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	**bdl (<40)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

*the number of samples from which the means were calculated are in parentheses; bdl: below detection limit

**calculation of CO_2 from $(Mn+Ca)CO_3$

1. grey, dark-grey layered Mn-carbonate ore, Eplény, analyst: Ms. GUCZY K., Hungarian Geol. Inst. (in SZABÓ-DRUBINA (1959), page 130, sample code 4; sample location is in Fig. 3,
2. average value from unknown samples, Eplény Mine (in: POLGÁRI et al. (2000), page 344.)
3. OES average data of Mn-carbonate samples from Eplény Mine (sample location is 1n Fig. 3): analyst ZENTAY P. 1966–67, Hungarian Geol. Inst.; from POLGÁRI et al. (2000), page 348
4. Current study, Eplény; analysed by XRAL Laboratories, Canada, 2002
5. Kövestábla, Úrkút, grey Mn-carbonate ore from POLGÁRI et al. (2000), page 117 and 205, sample code 148
6. Kövestábla, Úrkút, green Mn-carbonate ore from POLGÁRI et al. (2000), page 117 and 205, sample code 150
7. Lejtősakna, SE field, Úrkút, grey Mn-carbonate ore from POLGÁRI et al. (2000), page 117 and 205, sample code 139
8. Kislőd mine, Úrkút, brown Mn-carbonate ore from POLGÁRI et al. (2000), page 118 and 205, sample code 156
9. Csárdahegy, Úrkút, green-grey Mn-carbonate ore, bed No. II from POLGÁRI et al. (2000), page 120 and 205, sample code 179
10. Úrkút mine, shaft No. III and Nyíres field, green-grey, Mn-carbonate ore from POLGÁRI et al. (2000), page 197–198
11. Úrkút mine, shaft No. III and Nyíres field, brown, black Mn-carbonate ore from POLGÁRI et al. (2000), page 197–198
12. Úrkút mine, shaft No. III and Nyíres field, green Mn-carbonate ore from POLGÁRI et al. (2000), page 197–198
13. Úrkút mine, shaft No. III and Nyíres field, grey Mn-carbonate ore from POLGÁRI et al. (2000), page 197–198
14. Úrkút mine, shaft No. III and Nyíres field, grey Mn-carbonate ore bed No. II from POLGÁRI et al. (2000), page 197–198

10–14 (total S, S^{2-}, and organic C from profile A, shaft No. III, Úrkút mine; see POLGÁRI (1993)

"ore" from Eplény can be connected to three different genetical processes or a combination of these processes.

Black shale environment, bacterial contribution with changing Mn content, or with changing bacterial Mn-reducing activity

A number of papers have already established a genetic model of Mn-carbonate deposits in which Mn-oxide is first precipitated at the seafloor and then during early diagenesis; under reducing conditions Mn^{4+} is reduced to Mn^{2+}, coupled with the bacterial oxidation of organic matter. This produces CO_2 to form $MnCO_3$ (e.g. OKITA et al. 1988). The $\delta^{13}C_{PDB}$ of carbonates formed solely from CO_2 derived from the oxidation of organic matter would have values of about –22 to –32‰, depending on the isotopic composition of the organic matter. If the carbonate is formed from seawater bicarbonate ($\delta^{13}C_{PDB}$ of about 0‰) as well as from CO_2 produced by the oxidation of organic matter, then it can have an isotopic composition between those end members. Mn-carbonate ore deposits hosted by black shales, such as the giant Moanda (Gabon), Taojiang (China), and Úrkút (Hungary) deposits belong to this type of bacterially mediated, mixed carbon source-type deposit (*Fig. 5*).

One of the factors controlling the carbon source of the carbonates of a given sediment sequence can be just the total manganese available for bacterial mediation: a low amount of manganese limits the bacterial contribution, so that carbonates (e.g. calcite) precipitated directly from the seawater become dominant in the samples.

The similarity of the isotope data of the lower Mn content sample of the Eplény ore to that of the low Mn content samples from Úrkút ores may support that genetical model.

Another factor producing a similar result could be the type of the bacterial activity itself. In the sulfate-reduction zone microbially formed HS^- forms FeS which can reduce Mn-oxide; rhodochrosite can be precipitated from the reduced Mn, and HCO_3^- from seawater; at the same time, S^{2-} oxidizes to SO_4^{2-}, which further supports the activity of sulfate-reducing bacteria.

Black shale environment with a changing oxygen content (anoxic-oxic development) without bacterial contribution

During the last few years some authors have published results on black shale-hosted Mn-carbonate deposits that show $\delta^{13}C_{PDB}$ values of around 0‰. FAN et al. (1996) compared seven Chinese deposits and concluded that the Gaoyan-type Mn-carbonate were formed by primary sedimentary processes. They suggested that the depositional environment changed from anoxic (black shale) to slightly oxidized (represented by Mn-carbonate ore).

KRAJEVSKY et al. (2001) published $\delta^{13}C_{PDB}$ data of –1.2 to +0.5‰ for the Banie Mn-Ore Bed, Lower Jurassic Huciska Limestone (Lower Sub-Tatric Nappe in the Western Tatra Mountains, Slovakia).

These authors propose that there was only a minor biotic influence when the ores themselves were precipitated directly from seawater. In an anoxic environment, manganese is soluble as Mn^{2+} and is stored in solution in the basin waters. When the environment changes to slightly oxidized and alkaline, a large amount of the manganese can be precipitated directly to form manganese carbonate (micritic or micro-spheroidal). This primary Mn-carbonate may be further enriched with to its Mn content during early diagenesis (FAN et al. 1996).

In such a case the measured C-isotope value would indicate that the carbon was derived from seawater bicarbonate, possibly by direct precipitation; this is typical for Mn-carbonate ores of low-temperature origin (HUDSON 1977).

A purely biogenic origin

The study of the black shale-hosted Mn mineralizations shows that microbes may be involved in the ore-forming processes in several ways. The catalytic effect of microbes is important in the cycling of manganese.

Another very complex microbial system exists that can influence an Mn-carbonate formation which contains relatively heavy C via the following processes:

– In oxygen-deficient marine basins, the manganese from different sources accumulates in a dissolved form and bacteria and algae may adsorb and adhere metal ions, which can also provide Mn to the basin. The interaction between the inorganic system and the biota can be variable; some species of bacteria concentrate manganese and are capable of depositing it. In their cells various algae can also concentrate manganese which has been dissolved in water (KRUMBEIN 1984).

– During sedimentation, the effect of microbes can be direct or indirect. Respiration of microbes produces HCO_3^- and CO_2, which are assimilated by algae, and the pH of the seawater increases. Under these conditions rhodochrosite can precipitate directly from seawater. Rhodochrosite can formed through the metabolic processes of microbes (KRUMBEIN 1984).

Conclusions

The Eplény carbonate manganese ore differs from the Úrkút Mn-carbonate ore in several mineralogical, chemical, and isotopic characteristics. The main mineral constituents of the Eplény Mn-carbonate ore sample studied are manganoan calcite and calcian rhodochrosite. The Mn content is low, only 7.51%. The trace element concentrations in the ore are also low. The C isotope data shows that the carbon was derived from seawater bicarbonate, possibly by direct precipitation, whereas the Úrkút Mn-carbonate mineralization shows more negative isotopic values. This indicates a more intense bacterially mediated diagenetic source for the carbon, in addition to seawater bicarbonate. The slightly negative value may be interpreted by the extreme dilution of a bacterially influenced C reservoir (seawater-sourced carbon is about 93%). While the Úrkút Mn-carbonate ore shows a bacterially mediated diagenetic pathway towards it formation, the

sample of Eplény ore indicates direct precipitation from seawater, or a diagenetic system completely open to the influence of seawater. Other scenarios, like the indirect effect of a possible set of microbial processes during the Mn-carbonate formation, need further study.

Acknowledgements

The research was sponsored by the Hungarian Science Foundation (OTKA) No. T 032140.

We are grateful to Professor Magdolna HETÉNYI, Corresponding Member of the Hungarian Academy of Sciences, Head of Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrography, Szeged University for the kindly offered sample from the collection of Professor Gyula GRASSELLY. The authors thank the useful contributions by: Professor Andrea MINDSZENTY, Head of Department, Applied and Environmental Geology, Eötvös Loránd University, Budapest, Tamás G. WEISZBURG, Department of Mineralogy, Eötvös Loránd University, Budapest, and Attila DEMÉNY D.Sc, Laboratory for Geochemical Research, Hungarian Academy of Sciences, Budapest.

References

CSEH NÉMETH, J. 1967: Comparison of the Úrkút and Eplény manganese ore fields. – *Földtani Közlöny* **97**, 29–38 (in Hungarian)

CSEH NÉMETH, J., GRASSELLY, Gy., KONDA, J. & SZABÓ, Z. 1980: Sedimentary Manganese Deposits of Hungary. – In: VARENTSOV, I.M. & GRASSELLY, Gy. (Eds): *Geology and Geochemistry of Manganese.* 2., Akadémia Kiadó, Budapest, 199-221.

COOK, H. E., JOHNSON, P. D., MATTI, J. C. & ZEMMELS, I. 1975: Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis (X-ray mineralogy laboratory, Deep Sea Drilling Project, University of California Riverside): – In: HAYS, D. E., FRAKES. L. A. et al.: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., **28**, 999–1007.

FAN D., LIU T., YE J., ZHANG R. & YIN L. 1996: The roles of microbes in the formation of black shale series hosted manganese carbonate deposits in China. – In: YE LIAN jun (ed): *Aspects of biomineralization*, Seismological Press, Beijing, China, 66–89.

FROELICH, P. N., KLINKHAMMER, G. P., BENDER, M. L., LUEDTKE, N. A., HEATH, G. R., CULLEN, D., DAUPHIN, P., HAMMOND, D., HARTMAN, B. & MAYNARD, V. 1979: Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: Suboxic diagenesis. – *Geochim. et Cosmochim. Acta* **43**, 1075–1091.

GALÁCZ, A. 1984: Jurassic of Hungary - a review. – *Acta Geol.* **27/3–4**, 359–377.

GRASSELLY, Gy. & CSEH NÉMETH, J. 1961: Data on the geology and mineralogy of the manganese ore deposit of Úrkút, I. – *Acta Miner. Petr.* **14**, 3–25.

GRASSELLY, Gy. & PANTÓ, Gy. 1988: Rare Earth Elements in the Manganese Deposit of Úrkút (Bakony Mountains, Hungary). – *Ore Geol. Rev.* **4**, 115–124.

GRASSELLY, Gy., PANTÓ, Gy. & SZABÓ, Z. 1990: Mineralogical, geochemical, genetic investigations on Hungarian Mn ores. – Archives of Hungarian Geol. Survey., p. 277. (Research report in Hungarian).

GRASSELLY, Gy., POLGÁRI, M., TÓTH, M., PÁPAI, L., MOLNÁR, E. & GEIGER, J. 1985: Complex geochemical and mineralogical-petrological investigation of the genetic and economic aspects of the Hungarian manganese deposits. – Archives of Hungarian Geol. Survey., p. 583. (Research report in Hungarian).

GRASSELLY, Gy., SZABÓ, Z., BÁRDOSSY, Gy, & CSEH NÉMETH, J. 1969: Data on the geology and mineralogy of the Eplény manganese ore deposit. – *Acta Miner. Petr.* **19/1**, 15–43.

GRASSELLY, Gy., SZABÓ, Z. & CSEH NÉMETH, J. 1981: Some conceptual questions regarding the origin of manganese in the Úrkút deposit, Hungary. – *Chem. Geol.* **34**, 19-29.

HEIN, J. R., BOLTON, B. R., NZIENGUI, P., MCKIRDY, D. & FRAKES, L. 1989: Chemical, isotopic, and lithologic associations within the Moanda Manganese Deposit, Gabon. –Absts., 28th International Geological Congress, Washington D.C., 2 Z. 47.

HUDSON, J. D. 1977: Stable isotopes and limestone lithification. – *J. Geol. Soc.* London, **133**, 637–660.

IRWIN, H., CURTIS, C., & COLEMAN, M. 1977: Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. – *Nature* **269**, 209–213.

KRAJEVSKY, K. P., LEFELD J. & LACKA, B. 2001: Early diagenetic processes in the formation of carbonate-hosted Mn ore deposit (Lower Jurassic, Tatra Mountains) as indicated from its carbon isotopic record. – *Bull. of the Polish Academy of Sci.* **49/1**, 14–29.

KRUMBEIN, W. E. (ed.) 1984: Microbial Geochemistry. – Blackwell Scientific Publication. 330 p.

OKITA, P. M., MAYNARD, J. B., SPIKER, E. C. & FORCE, E. R. 1988: Isotopic evidence for organic matter oxidation by manganese reduction in the formation of stratiform manganese carbonate ore. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 2679–2685.

PANTÓ, E. 1966: Mining of Manganese ore at Eplény. – In: KUN, et al.: Mining of varied coloured ore at Gyöngyösoroszi and manganese ore in the Bakony Mountains. (Research report in Hungarian.) – Archives of Hungarian Geol. Survey, 333-358.

POLGÁRI, M. 1993: Manganese geochemistry – reflected by black shale formation and diagenetic processes. Model of formation of the carbonatic manganese ore of Úrkút. – In: POLGÁRI, M. (ed.): Special Publication of Hungarian Geological Institute, Budapest, p. 211.

POLGÁRI, M., MOLÁK, B. & SUROVA, É. 1992: An organic geochemical study to compare Jurassic black shale hosted manganese-carbonate deposits: Úrkút, Hungary and Branisko Mountains, East Slovakia. – *Journal of Mining and Exploration Geol.* **1**, 63–67.

POLGÁRI, M., OKITA, P. M. & HEIN, J. R. 1991: Stable Isotope Evidence for the Origin of the Úrkút Manganese Ore Deposit, Hungary. – *Jour. of Sed. Petrology* **61/3**, 384–393.

POLGÁRI, M., SZABÓ, Z. & SZEDERKÉNYI, T. (Eds.) 2000: Mangánércek Magyarországon – GRASSELLY Gyula akadémikus emlékére – Manganese Ores in Hungary. – In: commemoration of Professor Gyula GRASSELLY – Published by: MTA Szegedi Akadémiai Bizottsága, Juhász Nyomda, Szeged, 675 p.

POLGÁRI, M., SZABÓ-DRUBINA, M. & HEIN, J. R. 2003: Phosphogenesis in Jurassic black shale-hosted Mn-carbonate deposits, Úrkút and Eplény, Hungary: Investigation on an archive sample, drillcore Úrkút-136. – *Földtani Közlöny*, this volume.

SZABÓ, Z. & GRASSELLY, Gy. 1980: Genesis of Manganese Oxide Ores in the Úrkút Basin, Hungary. – In: VARENTSOV, I.M. & GRASSELLY, Gy. (Ed.): *Geology and Geochemistry of Manganese.* 2, Akadémia Kiadó, 223–236.

SZABÓ-DRUBINA, M. 1959: Manganese Deposits of Hungary. – *Econ. Geol.* **54**, 1078–1093.

VARENTSOV I. M., GRASSELLY Gy. & SZABÓ Z. 1988: Ore-formation in the Early-Jurassic basin of Central Europe: Aspects of mineralogy, geochemistry and genesis of the Úrkút manganese deposit, Hungary. – *Chem. Erde* **48**, 257–304.

WEISZBURG, T. G., TÓTH, E. & BERAN, A. 2003: Celadonite, the 10-Å green clay mineral of the carbonate manganese ore, Úrkút, Hungary. – *in print, Acta Miner. Petr.*

Kézirat beérkezett: 2002. 05. 10.

Földtani Közlöny 133/1, 37–48 (2003) Budapest

Phosphogenesis in Jurassic black shale-hosted Mn-carbonate deposits, Úrkút and Eplény, Hungary: Investigations on archive sample drillcore Úrkút–136

Foszforitképződés a jura, feketepala környezetű Mn-karbonát telepekben (Úrkút, Eplény, Magyarország): az Úrkút–136 mélyfúrás archív mintájának vizsgálata

Márta POLGÁRI[1], Magda SZABÓ-DRUBINA[1], James R. HEIN[2]

(2 ábra, 4 táblázat)

Keywords: Úrkút, phosphorite, Mn-carbonate, black-shale, Jurassic
Tárgyszavak: Úrkút, foszforit, Mn-karbonát, feketepala, jura

Abstract

The present paper reports on an X-ray powder diffraction, EPMA and major/minor element determination-based mineralogical and geochemical characterisation of a phosphorous-rich (apatite > 50%) archive sample from the Jurassic black-shale hosted Mn-carbonate and Mn-oxide mineralization Úrkút, Transdanubian Range, Hungary. Besides the predominant carbonate fluorapatite (CFA) pyrite and quartz are present in the sample in larger amounts (~ 10%). The CFA has an XRD pattern typical of modern marine CFA deposits.

In the ore sequence phosphorite is present in thin layers and lenses at some stratigraphic levels. The sample analysed here has a U/Th ratio of less then 2 (0.92). The U/P_2O_5 ratio is 0.57×10^{-5}. The ΣREE content is 519 ppm and the Ce/La ratio is 2.52.

The source of phosphorous was organic matter produced by high productivity in a zone of upwelling, which also produced the black shale. Based on the lithologic associations with Mn-carbonates and Mn-oxides, the Úrkút and Eplény phosphorites do not have analogues in the modern ocean basins. The geochemical similarity with the giant Tiantaishan, China deposit and the local geological features suggest that these Hungarian Jurassic phosphorites were formed below a zone of coastal upwelling, but in an anoxic to suboxic basin where black shales and Mn-carbonates also accumulated. Sea-level changes and redox fluctuations permitted the formation of thin diagenetic phosphorite layers in the sedimentarty sequence. Both phosphorites and Mn-carbonates were formed by bacterially mediated early diagenetic processes.

Összefoglalás

Az úrkúti jura, feketepala környezetű, karbonátos és oxidos Mn-ércesedés egy foszfordús (apatit > 50%) archív mintájának ásványtani és geokémiai jellemzését végeztük el röntgen pordiffrakciós, mikroszondás és fő-, valamint nyomelem vizsgálatok alapján.

Az uralkodóan karbonát-fluorapatitból (CFA) álló mintában jelentősebb mennyiségben pirit és kvarc mutatható ki (~10%). A karbonát-fluorapatit röntgen-diffrakciós jellemzői a modern tipikus tengeri előfordulásokhoz hasonlóak.

A vizsgált minta U/Th aránya kisebb, mint 2 (0.92). Az U/P_2O_5 arány 0.57×10^{-5}. A össz ritkaföldfém tartalom 519 ppm, a Ce/La arány 2.52.

Az érctelepben a foszforit vékony rétegek, lencsék formájában jelenik meg néhány rétegtani szintben. A foszfor forrása a feláramlási övezetben jellemző nagy biogén produktivitásból eredő szervesanyag-tartalom lehetett, amely a feketepala képződésért is felelős.

[1] Research Centre of Earth Sciences, Laboratory for Geochemical Research, Hungarian Academy of Sciences, H–1112 Budapest, Budaörsi út 45. e-mail: polgari@geochem.hu
[2] USGS, MS 999, 345 Middlefield Rd. Menlo Park, CA 94025

A Mn-karbonátok és Mn-oxidok litológiai kapcsolatai alapján az úrkúti és eplényi foszforitoknak a modern óceáni medencékben jellemző hasonló képződménye nem ismert.

A hatalmas kínai Tiantaishan Mn-ércesedés geokémiai sajátosságaihoz való hasonlóság, és helyi geológiai jellegzetességek alapján a magyar, jura időszaki foszforitok parti feláramlási övezet alatti zónában, anoxikustól szuboxidatív medencében keletkezhettek, ahol a feketepala és Mn-karbonát képződés folyt. Tengerszint- és redox-változások az üledéksorozatban lehetővé tették vékony diagenetikus foszforit rétegek képződését. Mind a foszforit, mind a Mn-karbonát bakteriálisan befolyásolt korai diagenetikus folyamatok során képződött.

Introduction

The Transdanubian Range of Hungary is an important region of Jurassic black shale-hosted Mn mineralization. The fine-grained (2–5 μm grain size) phosphorous-rich layers within the Mn-carbonate–Mn-oxide transitional zone at Úrkút and Eplény have been of interest since the study of these deposits began. In the early 1950s, SZABÓ-DRUBINA determined that at the Eplény Mine the hard, pale yellowish-grey carbonate- and altered chert-like layers and lenses consist of fluorapatite (SZABÓ-DRUBINA 1959), GRASSELLY & CSEH NÉMETH (1961) determined the distribution of Mn, Fe, P, and Si at the dip-slope shaft area of Úrkút. They found a positive correlation between P and SiO_2 and P and Fe contents (230 samples), and explained the latter by the chemisorption of PO_4 anions on the colloidal $Fe(OH)_3$. The correlation of P and Fe contents on the shaft No. II samples could not be established (115 samples). CSEH NÉMETH (1963, referred to in POLGÁRI et al. 2000) found a Pycnodontida fish fossil in a large (20 cm) phosphate nodule in the Úrkút Mine. After his work, similar nodules were subsequently found. GRASSELLY (1968) determined the phosphorous-rich phase to be Fe-bearing carbonate-hydroxyl apatite, dahllite. It was initially thought that the distribution of phosphorous was uniform throughout the deposits. However, because the industrial utility of manganese ores is effected by the phosphorous content, which is higher than 0.2 wt.% in the Úrkút ore, a detailed study was made to determine the distribution of phosphorous. In the 1970s, it became clear that the rare-earth element (REE) contents and the phosphorous contents correlate positively (for details see POLGÁRI 2000 p. 569), and this initiated a push to look for a potential REE ore. It was finally concluded that REEs have no economic importance, but that search did increase our knowledge about the distribution of phosphorous. Because the appearence of the phosphorous-rich layers is very similar to the pale-carbonate layers and lenses and often occurs in claystones as very thin (millimetres) layers, the sampling many times mixed the layers, thereby masking the main characteristics of the phosphorite.

Only three samples from Úrkút and Eplény, each referred to as a "phosphorite type" have been investigated by modern methods in the previous decades, but none of these data were published (for details see POLGÁRI 2000, p. 119 sample #173; p. 122 samples #208–209). Only one of these samples (#173) actually shows some P enrichment (1.01 wt. %); therefore none of them is actually a phosphorite. This is why it is of special importance to give mineralogical details on the phosphorous-rich samples from that locality. In this paper we describe and analyse a well-documented sample from a real phosphorite bed using modern techniques.

Phosphogenesis has been described to occur in many sedimentary sequences and the origin of the phosphorites has been determined based on stratigraphy, textures, mineralogy, and chemical composition. As at Úrkút and Eplény, phosphorite that occurs in association with manganese mineralization can provide further information concerning the synsedimentary and diagenetic processes that produced both the Mn ore and phosphorite. The occurrence of P together with Mn, Fe, and Si is well known, and U, Th, and REEs can be enriched in the phosphates (STRACHOV et al. 1968; HEIN et al. 1999).

The aim of this study is to review the main characteristics of the Jurassic phosphorite from the Bakony Mountains, describe the relationship between the phosphorous and manganese mineralization, and compare the Úrkút and Eplény occurrences. In the framework of this study, we provide new data for an archived phosphorite sample from a drill core from the Úrkút area. It must be emphasized that the importance of preserving samples for future study is fundamentally important. Changing methods of investigation and lack of access to closed mines makes archived samples of particular value.

Geological setting and phosphorous distribution

As both the Úrkút and Eplény Mn deposits are the subjects of many papers in which many aspects of the geology of the deposits are considered (for a detailed list see POLGÁRI et al. 2000), this paper presents information concerning only the phosphorous-rich occurrences. The locations of Úrkút and Eplény are illustrated in Figure 1. in POLGÁRI et al. 2003.

Úrkút: The distribution of phosphorous was investigated for two reasons. First, to consider the high phosphorous content given that it is, detrimental to the quality of the Mn ore, and second to look for concentations of REEs. It is difficult to recognize phosphorous-rich layers in the field because of their similar appearance to the varicoloured Mn-carbonate ore and claystone layers. The average phosphorous contents of the different Mn-ore types at Úrkút are summarized in *Table 1*.

Oxidation of the Mn-carbonate ore had decreased the phosphorous content in the associated altered black shale. In the transition zone between the Mn-carbonate and Mn-oxide, the phosphorous content is higher compared to that in

Table 1. Range and mean phosphorous content of different ore types at Úrkút (POLGÁRI et al. 2000)

1. táblázat Különböző úrkúti Mn-érctípusok foszfor-tartalma és középértékei (POLGÁRI et al. 2000)

Rock type		Range (wt. %)	Mean (wt. %)
Mn-carbonate ore	Main bed (No. I)	0.1–0.8	0.4
	Bed No. II	0.1–1.6	0.8
Primary Mn-oxide ore	-	0–0.89	0.15
Secondary Mn-oxide ore	-	0–1.3	0.6
Black shale	Radiolarian clay marlstone	0.11–0.3	0.2
Altered clay marlstone	-	-	<0.1

Table 2. Major element contents (wt. %) of Úrkút and Eplény Mn-carbonate ores
2. táblázat Az úrkúti és eplényi Mn-karbonátos ércek fő kémiai összetétele (s%)

	1.	2.	3.	4. *	5.*	6.*
SiO_2	12.6	8.64	13.10	n.d.	8.19	1.30
TiO_2	0.05	0.14	0.45	Tr	Tr	Tr
Al_2O_3	1.21	15.40	6.84	9.64	10.5	11.9
Fe	9.24	4.68	2.16	0.16	1.49	0.26
Fe_2O_3	n.d.	6.69	2.72	0.23	2.13	0.37
FeO	n.d.	n.d.	0.34	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	1.71	2.09	0.17	1.35	2.36	1.08
MnO	n.d.	2.71	0.22	1.75	3.06	1.40
MnO_2	n.d.	n.d.	0.19	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	33.20	22.40	37.60	43.00	38.60	40.70
MgO	1.05	0.82	1.39	0.73	1.40	0.43
K_2O	0.28	n.d.	1.48	0.01	0.45	0.07
Na_2O	0.76	n.d.	1.74	0.64	0.62	0.75
H_2O	n.d.	0.29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CO_2	n.d.	n.d.	21.50	n.d.	2.83	3.83
P_2O_5	19.40	22.00	2.31	32.1	25.80	30.90
F	1.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S	n.d.	2.56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO/P_2O_5	1.71	1.02	16.3	1.34	1.49	1.31
F/P_2O_5	0.07	-	-	-	-	-

1: 4 cm thick greyish-yellow laminated pyritiferous phosphorite layer, drillcore No. Ú–136, 209.50–214.50 m, current study, XRAL Laboratories, Canada
2: 4 cm thick greyish-yellow laminated pyritiferous phosphorite layer, drillcore No. Ú–136, 209.50–214.50 m, (analyst: SIMÓ B. Hungarian Geol Inst., 1954)
3: Phosphorite lens, Csárdahegy, Úrkút (POLGÁRI et al. 2000, page 333–335).
4: E/18:yellowish-brown chert-like layers in yellow clay (Eplény Mine, W, 5th blind shaft, VII. level, left, 15–16 m, (analyst: SIMÓ B. Hung. Geol. Inst., 1958)
5: E/20: carbonate-like layers in yellow clay (montmorillonite, limonite, calcite by DTA) Eplény Mine, W, 5th blind shaft, VII. level, left, 58 m, (analyst: SIMÓ B. Hung. Geol. Inst., 1958)
6: E/22: yellowish-brown chert-like lens in brown clay (amorphous yellowish chert-like matrix with a few carbonate-grains, and thin clay-like beds in thin section), Eplény Mine, W, 5th blind shaft, VII. level, left 75–76 m (analyst: SIMÓ B. Hung. Geol. Inst., 1956)
* For sample location see POLGÁRI et al. 2003, Fig. 3 (u).
Tr: traces; n.d.: no data

the Mn-carbonate ore. The major and trace element contents of a phosphorous-rich lens from the primary Mn-oxide ore at Csárdahegy (eastern part of the Úrkút Mn-mineralization) are listed in *Tables 2* and *3*. Unfortunately, determination of the mineralogy using modern techniques has not been made for this sample.

REEs in phosphorous-rich phases: The purpose of previous electron-microprobe studies was to show the different types of phosphorous-rich phases that contain REE – those data are listed in *Table 4*. The study started in 1965 when J. KONDA (pers. com.) determined that 100 ppm Eu occurred in one sample. A systematic investigation started in 1968, in which 93 samples were analysed for Y, REEs, Mn, Fe, SiO_2 and P from an industrial point of view. This set of samples included all Mn-ore types. The correlation coefficient between phosphorous and total REEs was +0.77 (KOVÁCS 1970). We note that phosphorous-rich samples

Table 3. Trace element (ppm) contents and element ratios of the Úrkút and Eplény Mn-carbonate ores

3. táblázat Az úrkúti és eplényi Mn-karbonátos ércek nyomelemtartalma (ppm) és néhány elem kapcsolata

	1.	3.	7.	8.		1.	3.	7.	8.
Au	bdl (<8)	-	-	-	U	1.1	181	31	6.4
Li	9.0	-	-	-	Rb	-	50	25	25
Be	1.0	-	-	-	Y	90	-	-	-
Ga	bdl (<4)	-	-	-	Nb	bdl (<4)	-	-	-
Cd	bdl (<2)	-	-	-	La	99	428	440	340
Sn	bdl (<5)	-	-	-	Ce	249	1104	820	1500
Bi	bdl (<10)	-	-	-	Nd	73	273	230	300
Ag	bdl (<2)	-	-	-	Sm	13.2	180	51.7	96
Ba	262	720	1200	6200	Eu	3.0	22.2	11.8	19.6
Sr	bdl (<2)	980	3800	3400	Dy	16.9	-	-	-
Co	117	128	5	360	Gd	17.6	-	-	-
Cr	-	-	-	-	Tb	2.9	124	12	15
Cu	15	32	0	0	Yb	5.4	159	68.8	26.5
Ga	bdl (<4)	-	-	-	Lu	0.79	29.1	9.9	3.37
Mo	2	-	-	-	Ho	2.72	-	-	-
Ni	34	48	4	100	Er	8.50	-	-	-
Pb	12	14	0	200	Tm	1.00	60	17	8
V	13	-	-	-	Ta	bdl (<40)	-	-	-
Zn	26	62	41	130	Pr	19.1	-	-	-
Sc	bdl (<2)	13	11	7.9	U/ P_2O_5*	0.056	78	-	-
Cr	12	69	15	20	U/Th	0.92	38	155	2.67
As	79	15	8	55	ΣREE	519	2322	1661	2308
Hf	-	1.6	0.2	0.2	Ce/La	2.52	2.58	1.86	4.4
Th	1.2	4.8	0.2	2.4	-	-	-	-	-

1 and 3 as in Table 2

7: Phosphorite from Mn-oxide ore, Eplény Mine (POLGÁRI et al. 2000, page 349–351.)

8: Mn-oxide ore adjacent to phosphorite, Eplény Mine (POLGÁRI et al. 2000, page 349–351.)

* times 10^4

bdl: below detection limit

Table 4. Phosphorous-rich grains in Úrkút Mn-carbonate ore analyzed by EPMA*

4. táblázat Foszfordús szemcsék az úrkúti karbonátos Mn-ércben (elektron-mikroszondás megfigyelések)

Elements	Probable mineral phase	Grain size (μm)	Number of samples	Number of mineral grains
Ca, P	Apatite	10–60	10	10
Ca, P	Apatite	20–60	4	9 (locally many)
Ca, Ce, P	Ce-bearing apatite	2–5	3	6
Ce, Ti, K, Ca, P	Ce-Ti-K-bearing apatite	2–10	3	5
La, Ce, Ca, Ca, P	REE-bearing apatite	5	1	1
Ce ,P	Monacite	1–30	6	6
Ni, P	?	30	1	1

* 80 samples from the Mn-carbonate and black shale of Úrkút were investigated by EPMA, from which 28 contained P-rich phases (POLGÁRI 1993)

without enrichments of REEs occur in both the Mn-oxide/Mn-carbonate transition zone and in ore-bed No. II. In the main ore bed and in ore bed No. II, high phosphorous-contents without REE enrichments are typical, whereas at Csárdahegy phosphate contains REE enrichments. Higher REE contents occur in the lower part of the main ore bed, closer to the underlying rocks than the other parts of the ore bed. The highest concentrations can be found at Csárdahegy, (Úrkút) and in Eplény close to old fractures, where phosphorous and REE contents are strongly correlated.

Eplény: In Eplény, the phosphorous-rich layers occur in the lower part of the mineralized sequence in yellow-brown claystone, and in the upper part of the deposit in dark-grey pyritiferous claystone. The phosphorous-rich phase was first thought to be Mn- and/or Ca-carbonate. REE investigations began in 1967 and discovered high concentrations of Ce (2000 ppm), Nb (24 ppm), and Y (1300 ppm) (J. KONDA pers. com.). Some major and trace element analyses from the 1950s, 1960s, and 1980s are presented in *Tables* 2 and 3.

Sample and methods

During a review of archive samples, a very phosphorous-rich specimen was found from drillcore Ú–136 (sample #DMU136, deposited at the Laboratory for Geochemical Research, HAS, Budapest).

The sample was analyzed by X-ray diffraction for the major mineral phases (USGS, Menlo Park; for the details of the technique applied see POLGÁRI et al. 2003).

For the spacial distribution of the mineral phases the sample was studied by routine EPMA methods in the Laboratory for Geochemical Research HAS (Jeol Superprobe 733; analyst: G. NAGY).

The chemical composition was determined in the XRAL Laboratories, Canada. The sample was analyzed for 40 major, minor, and trace elements using acid digestion in conjunction with inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES). For the 40-element analysis (referred to as ICP-40), a split was dissolved using a low-temperature (<150 °C) digestion with concentrated hydrochloric, hydrofluoric, nitric, and perchloric acids. The acidic sample solutions were taken to dryness and the residue was dissolved with 1 ml of aqua regia and then diluted to 10.0 g with 1% (volume/volume) nitric acid. Strontium and Ba concentrations were determined by both ICP-40 and ICP-16 (see below) techniques, which produced comparable datasets. Manganese concentrations were also provided by both ICP techniques which have comparable accuracy and precision. However, the ICP-40 data set is the only one reported because it has a much lower detection limit: 4 parts per million (ppm) compared to 100 ppm for ICP-16.

Another split for each sample was fused with lithium metaborate then analyzed by ICP-AES after acid dissolution of the fusion mixture. This technique, referred to as ICP-16, provides analysis of all major elements, including Si, and a few minor and trace elements. Cherts are very high silica rocks yet the accuracy of Si determinations are quite good, probably about 2–4% based on the total-

oxide sums. Si measurement is not possible using the 4-acid digestion ICP-40 technique because it is lost as a volatile fluoride compound during digestion. Analysis of major elements using the fusion technique also provides a compositional check on the concentrations of these same elements as measured by acid digestion. Titanium and Cr were analyzed using both ICP techniques, but only data from the ICP 16 technique are used because the fusion technique more completely digests resistant minerals that might contain those elements.

Selenium concentrations were determined using hydride generation followed by atomic absorption (AA) spectrometry. Selenium was not reported using either of the ICP techniques, as it is generally volatilized during sample preparation. The hydride generation combined with the AA technique was also used to determine concentrations of As, Sb, and Tl. The hydride analytical technique is considered to be more sensitive than the acid digestion ICP-AES analytical technique for As, as are the data reported here. Mercury was determined by cold vapour atomic absorption spectrometry.

Results of analyses of the archive sample

Macroscopically the sample is yellowish-grey and hard, and dark-brown pyrite grains and porosity differences define the layering (1 mm scale).

Based on the X-ray diffraction, carbonate-fluorapatite (CFA) is a major component, pyrite and quartz are moderate components, while gypsum, a product of secondary oxidation, is a minor-trace component of the sample. The CFA has an XRD pattern typical of CFA from modern marine phosphorite deposits.

The EPMA studies demonstrate a very fine-grained matrix where phosphorous shows both a wavy layer-like and nodular distribution (*Figs 1, 2*). The phosphorous-poor parts of the matrix (brighter areas of *Fig. 1* and 2) are enriched with Mn and Fe. Calcium is also present in the phosphorous-poor regions. These regions may represent a mixture of apatite and (mixed?) carbonates. Pyrite and, rarely, quartz grains of around 5 μm occur in the matrix. Besides the elements belonging to the above outline, mineral phase traces of Na and Mg were also detected by EPMA in some regions of the sample.

The chemical composition of the sample (major and minor elements) is given in *Tables 2* and *3* (anal. #1).

Based on the major element data apatite represents more than the half of the sample. The CaO/P_2O_5 ratio is 1.71 which is higher than that for most of the cation and anion substituted francolite (1.621) end of the fluorapatite (1.318) range (MANHEIM & GULBRANDSEN 1979, MCCLELLAN & VAN KAUWENBERGH 1990). The F/P_2O_5 ratio (0.07) is closer to the fluorapatite end (0.089) than to most of the substituted francolite (0.148) end of the range (MCCLELLAN & VAN KAUWENBERGH 1990). These observations also support that part of the calcium which is not connected to the apatite phase.

Silicon is present predominantly as quartz (about 10%), the rest of it may connected to minor, not yet identified aluminosilicate phase(s). This phase(s) may

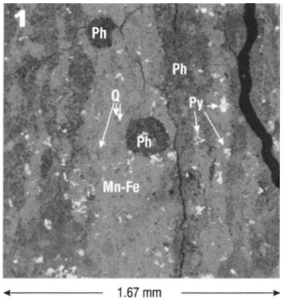


Fig. 1 Backscattered electron image of laminated phosphorite sample from drillcore Ú–136. (Laboratory for Geochemical Research, Budapest). Py: pyrite, Ph: phosphorite, Q: quartz, Mn-Fe: Mn-Fe-carbonate

1. ábra. Rétegzett foszforit visszaszórt elektronképe (Ú–136. fúrás, MTA, GKL, Budapest). Py: pirit, Ph: foszforit, Q: kvarc, Mn-Fe: Mn-Fe-karbonát

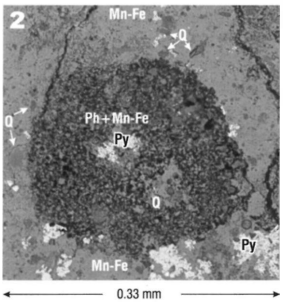


Fig. 2 Backscattered electron image of laminated phosphorite sample from drillcore Ú–136; close-up of Fig. 1 spheroidal fine-grained phosphorite and Mn-Fe-carbonate around pyrite. Py: pyrite, Ph: phosphorite, Q: quartz, Mn-Fe: Mn-Fe-carbonate (The EPMA photos were made by Dr. Géza NAGY, Laboratory for Geochemical Research, HAS, Budapest, 2002)

2. ábra. Az 1. ábra nagyított képe, finomszemcsés foszforit gumó és Mn-Fe-karbonát pirit körül. (Az elektronmikroszondás felvételeket Dr. NAGY Géza készítette, MTA, GKL, Budapest, 2002)

also contain the Al, Mg and Na which are present. We note that Mg and Na may also be substituted for Ca in the CFA.

The sulphur content was not measured, but based on the presence of pyrite we assign most of the iron to pyrite (estimated amount 10–13%).

Comparison of the Úrkút and Eplény phosphorites

The Csárdahegy, (Úrkút) and Eplény phosphorous-rich beds are similar. Both are concentrated in the lower part of the Mn ore and in the vicinity of fault zones. Scientific and industrial research has determined that the highest REE, U, and Th concentrations occur in these phosphorous-rich layers (GRASSELLY & PANTÓ 1988). Secondary enrichment of phosphorous in the Mn-carbonate/Mn-oxide transition zone occurs at both Úrkút and Eplény, whereas the phosphorous content decreases in the secondary oxide ore. Úrkút bed No. II is enriched in phosphorous without REE enrichment. In general, REEs at Úrkút and Eplény are associated with carbonates (eg. bastnaesite) and phosphates.

Discussion of the trace element geochemistry

The trace elements V, Co, As, Y, and REEs show some enrichment over their crustal abundances. U and Th contents fall into two groups. The sample analyzed here has a U/Th ratio of less then 2 (0.92) and three samples analyzed earlier have ratios greater than 2 (2.67, 38, 155) (*Table 3*). The low ratio is 2.8 times smaller than the lower end of the ratios (2.6–918) for continental margin, plateau and insular phosphorites, whereas the other three fall within that range (KOLODNY & KAPLAN 1970; VEEH et al. 1974; BIRCH et al. 1983; ROE et al 1983; THOMSON et al. 1984; VON RAD & RÖSCH 1984; PIPER et al. 1988, 1990). The U/P_2O_5 ratio of the sample analysed here is 0.57×10^{-5}. The ΣREEs vary widely (519–2322 ppm) with a mean of 1703 ppm (*Table 3*). These contents are much higher than those of Cenozoic phosphate-rich rocks in the Equatorial Pacific Seamount Deposits (mean 356 ppm) reported by HEIN et al. (1993). This can also be stated with respect to the Cambrian phosphorites of the Tiantaishan manganese-phosphorite deposit of China (mean 137 ppm, HEIN et al. 1999), as well as the Peru and Chile margin phosphorites (mean 179 ppm, PIPER et al. 1988). The Ce/La ratio of the Úrkút and Eplény samples vary between 1.86–4.4 (mean 2.84). These are much higher than central Pacific phosphorites (0.07–0.44, HEIN et al. 1993), except for a hydrothermal sample, which is 2.33. The Ce/La ratios of the Chinese deposits resemble seawater values below the oxygen minimum zone, 0.44 (DE BAAR et al. 1985).

The Úrkút and Eplény phosphorites were probably formed in an organic matter- and pyrite-rich environment, which is characteristic at continental margins and oceanic plateaus. In contrast, the central Pacific seamount deposits represent phosphogenesis in an organic matter-poor environment (HEIN et al 1993).

Phosphorite formation environments

Present-day phosphorites generally occur in four geographic-tectonic settings in the ocean basins:

– On continental shelves and slopes beneath zones of coastal upwelling, phosphorites form during early diagenetic processes very near the seawater-sediment interface in an organic matter-rich environment (BURNETT 1977, FROELICH et al. 1988, GLENN & ARTHUR 1988). More rarely, shelf phosphorites form in an organic matter-poor environment.

– On submarine plateaus, ridges, and banks phosphorite forms from cementation and replacement of carbonates in an organic matter-rich environment.

– On islands, atolls, and atoll lagoons the phosphorite replaces and cements reef carbonates within the freshwater lens, or within the seawater-freshwater mixing zone (sea-level changes). The source of phosphorous is primarily guano, but may also include weathering of volcanic rocks and humic and sapropelic organic matter.

– Mid-plate seamount phosphorites are widely distributed but are the least studied of marine phosphorites. They result from the replacement of carbonates by CFA in a suboxic, but organic matter-poor environment (HEIN et al. 1993).

Phosphorites occur in a wide variety of forms. Element ratios indicate the existence of four types of phosphorites. Uranium and Th contents are low and total REE contents are generally high in marine phosphorites. REE ratios and shale-normalized REE patterns demonstrate that the REEs and host CFA were derived from seawater or slightly modified pore waters. For seamount phosphorites, the main episodes of phosphogenesis occurred at times of climate transition (HEIN et al. 1993).

Of these four deposit types, only seamount phosphorite deposits have significant manganese deposits that occur with them. However, those manganese deposits are oxide deposits and occur with subequal amounts of iron oxide. No primary manganese carbonate occurs. Thus, the Úrkút and Eplény phosphorites do not fit into any of these four categories.

There is one huge fossil manganese-carbonate – phosphorite deposit (Tiantaishan, China) that shows similar geochemical characteristics to the Hungarian Jurassic phosphorous-rich manganese ore deposits. (But the Hungarian deposits are very small in comparison). An exact modern analogue does not exist either for the Tiantaishan depositional and tectonic environment; that would require a recent geological breakup of a supercontinent and the formation of narrow seaways. However, elements of several modern depositional systems, like the Baltic Sea, Black Sea, and continental margin upwelling systems, such as the Peru-Chile margin, display some characteristics that may be applicable to the Chinese and Hungarian deposits (HEIN et al. 1999).

Conclusion

The first full analysis of a really phosphorous-rich sample from the Jurassic black-shale hosted Mn-carbonate and Mn-oxide mineralization of the Transdanubian Range (Úrkút, Eplény) suggests that these phosphorites formed below a zone of coastal upwelling. However, this took place in an anoxic to suboxic basin where black shales and Mn-carbonates also accumulated. Sea-level changes and redox fluctuations permitted the formation of thin diagenetic phosphorite layers within these black shale and Mn-carbonate sequences. Both the phosphorites and Mn-carbonates were formed by bacterially mediated early diagenetic processes.

Acknowledgements

The research was sponsored by the Hungarian Science Foundation (OTKA) Project No. T 032140.

We thank Dr. Géza NAGY (Laboratory for Geochemical Research, HAS, Budapest) for the EPMA data. We are grateful to Attila DEMÉNY D.Sc., (Laboratory for Geochemical Research, HAS, Budapest) and Tamás G. WEISZBURG

(Department of Mineralogy, Eötvös Loránd University, Budapest) for their useful comments on the manuscript.

References

BIRCH, G. F., THOMSON, J., MCARTHUR, J. M. & BURNETT, W. C. 1983: Pleistocene phosphorites off the west coast of South Africa. – *Nature* **302**, 601–603.

BURNETT, W. C. 1977: Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. – *Bull. Geol. Soc. Am*, **88**, 813–823.

DE BAAR, H. J. W., BACON, M. P., BREWER, P. G. & BRULAND, K. W. 1985: Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, 1943–1959.

FROELICH, P. N., ARTHUR, M. A., BURNETT, W. C., DEAKIN, M., HENSLEY, V., JAHNKE, R., KAUL, L., KIM, K.-H., ROE, K., SOUTAR, A. & VATHAKANON, C. 1988: Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments; Phosphorite precipitation. – *Mar. Geol.* **80**, 309–343.

GLENN, C. R. & ARTHUR, M. A. 1988: Petrology and major element geochemistry of Peru margin phosphorites and associated diagenetic minerals: Authigenesis in modern organic-rich sediment. – *Mar. Geol.* **80**, 231–267.

GRASSELLY, Gy. 1968: On the Phosphorous-bearing mineral of the manganese oxide deposits of Eplény and Úrkút. – *Acta Miner. Petr. Szeged.* **18/2**, 73–83.

GRASSELLY, Gy. & CSEH NÉMETH, J. 1961: Data on the geology and mineralogy of the manganese ore deposit of Úrkút I. – *Acta Miner. Petr. Szeged.* **14**, 3–25.

GRASSELLY, Gy. & PANTÓ, Gy. 1988: Rare Earth Elements in the Manganese Deposit of Úrkút (Bakony Mountains, Hungary). – *Ore Geol. Rev.* **4**, 115–124.

HEIN, J. R., YEH, H-W., GUNN, S. H., SLITER, W. V., BENNINGER, L. M., WANG, C.-H. 1993: Two major Cenozoic episodes of phosphogenesis recorded in Equatorial Pacific seamount deposits. – *Paleoceanography* **8/2**, 293–311.

HEIN, J. R., FAN, D. L., YE, J., LIU, T. B. & YEH, H.-W. 1999: Composition and origin of Early Cambrian Tiantaishan phosphorite-Mn carbonate ores, Shaanxi Province, China. – *Ore Geol. Rev.* **15/1–3**, 95–134.

KOLODNY, Y. & KAPLAN, I. R. 1970: Uranium isotopes in sea-floor phosphorites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 3–24.

KOVÁCS, Z. 1970: Concentration of rare earth elements in the transition zone of the manganese oxide ore. – *Földtani Közlöny*, **100**, 91–95 (in Hungarian)

MANHEIM, F. T. & GULBRANDSEN, R. A. 1979: Marine phosphorites. – In: BURNS, R. G. (ed.): *Marine minerals*. Short Course Notes, vol. 6, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 151–173.

MCCLELLAN, G. H. & VAN KAUWENBERGH, S. J. 1990: Mineralogy of sedimentary apatites. – In: NOTHOLT, A. J. G. & JARVIS, I. (eds): *Phosphorite Research and Development*. The Geological Society of London, 23–31.

PIPER, D. Z., BAEDECKER, P. A., CROCK, J. G., BURNETT, W. C. & LOEBNER, B. J. 1988: Rare earth elements in the phosphatic-enriched sediment of the Peru shelf. – *Mar. Geol.* **80**, 269–285.

PIPER, D. Z., LOEBNER, B. J. & AHARON, P. 1990: Physical and chemical properties of the phosphate deposit on Nauru, western equatorial Pacific Ocean. – In: BURNETT, W. C. & RIGGS, S. R. (eds): *Phosphate Deposits of the World*, vol. 3, Neogene to Modern Phosphorites., Cambridge University Press, New York, 177–194.

POLGÁRI, M. 1993: Manganese geochemistry – reflected by black shale formation and diagenetic processes. Model of formation of the carbonatic manganese ore of Úrkút. – In: POLGÁRI, M. (ed): Special Publication of Hungarian Geological Institute, Budapest, 211 p.

POLGÁRI, M., SZABÓ, Z. & SZEDERKÉNYI, T. (eds). 2000: Mangánércek Magyarországon – GRASSELLY Gyula akadémikus emlékére – Manganese Ores in Hungary – In commemoration of Professor Gyula GRASSELLY – Published by: MTA Szegedi Akadémiai Bizottsága, Juhász Nyomda, Szeged, 675 p.

POLGÁRI, M., SZABÓ-DRUBINA, M., HEIN, J. R. & SZABÓ, Z. 2003: Analysis of an archive sample from the carbonatic manganese ore sequence, Eplény, Hungary. – *Földtani Közlöny*, this volume

ROE, K. K., BURNETT, W. C. & LEE, A. I. N. 1983: Uranium disequilibrium dating of phosphate deposits from the Lau Group, Fiji. – *Nature* **302**, 603–606.

SZABÓ-DRUBINA, M. 1959: Manganese Deposits of Hungary. – *Econ. Geol.* **54**, 1078–1093.

STRACHOV, N. M., STERENBERG, L. E., KALINENKO, V. V. & TIHOMIROVA, E. S. 1968: Geohimija oszadacsnovo margancovorudnovo processa. – Izd. Akad. Nauk. Russia, Moscow, 387 p.

THOMSON, J., CALVERT, S. E., MUKHERJEE, S., BURNETT, W. C. & BREMNER, J. M. 1984: Further studies of the nature, composition and ages of contemporary phosphorite from the Namibian shelf. – *Earth. Planet. Sci. Lett.* **69**, 341–353.

VEEH, H. H., CALVERT, S. E. & PRICE, N. B. 1974: Accumulation of uranium in sediments and phosphorites on the south west African shelf. – *Mar. Chem.* **2**, 189–202.

VON RAD, U. & RÖSCH, H. 1984: Geochemistry, texture, and petrography of phosphorite nodules and associated foraminiferal glauconite sands (Chatham Rise, New Zealand). – *Geol- Jahrb.* **D65**, 129–178.

Kézirat beérkezett: 2002. 05. 10.

Földtani Közlöny 133/1, 49–67 (2003) Budapest

Késő-kréta alkáli bazalt vulkanizmus a Villányi-hegységben

Late Cretaceous alkali basalt volcanism in the Villány Mts (SW Hungary)

NÉDLI Zsuzsanna[1], M. TÓTH Tivadar[1]

(11 ábra, 2 táblázat)

Tárgyszavak: Tisia mikrolemez, alkáli bazalt, felső-kréta, Villányi-hegység
Keywords: Tisia microplate, alkali basalt, Upper Cretaceous, Villány Mts, Hungary

Abstract

The highly altered mafic dykes in the Villány Mts (SW Hungary), near the villages of Beremend and Máriagyűd, crosscut Aptian–Albian limestones. They contain clinopyroxene (of an augitic composition) and carbonated olivine phenocrysts; the groundmass consists of clinopyroxene, basic plagioclase, Fe-Ti-oxides (magnetite, ilmenite), apatite, altered volcanic glass, calcite and secondary clay minerals (nontronit). The texture of the basalts contains numerous spheric structures, ocelli, which are of carbonatic or silicic composition and were probably formed with the solidification of the volatile rich melt, in the late stage of the crystallisation. Using trace element chemical data and petrographic observations with regard to the presence and properties of crustal quartz xenocrysts and upper mantle spinel lherzolite xenoliths, we can suggest plate alkali basalt volcanism as the petrotectonic setting. Among basic magmatic events of the Cretaceous age known in the Tisia Unit (Mecsek, Slavonia), the basalt dikes of the Villány Mts seem to be more similar to the Upper Cretaceous back-arc basin type volcanism in Slavonia.

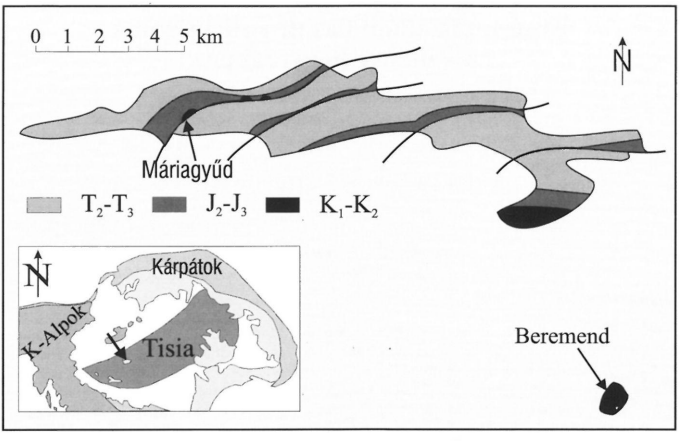
Összefoglalás

A Villányi-hegységben Beremend és Máriagyűd mellett az apti–albai mészkőrétegeket kis méretű, erőteljesen átalakult mafikus telérek szelik át. A vizsgált bazaltok augitos klinopiroxén és karbonátosodott olivin fenokristályok mellett az alapanyagban klinopiroxént, bázikus plagioklászt, Fe-Ti-oxidokat (magnetit, ilmenit), apatitot és kőzetüveget tartalmaznak, melyeket nagyrészt másodlagos agyagásványok (nontronit) és karbonát (kalcit) helyettesít. A szövet sajátossága a gömbszerű szilikátos és/vagy karbonátos anyagú ocellumok jelenléte az alapanyagban, amelyek valószínűleg a magmás kristályosodás késői fázisában, az illódús maradék magma kikristályosodásával jöttek létre. A nyomelem kémiai adatok figyelembevételével, valamint a kéreg eredetű kvarc xenokristályok és a felső köpeny eredetű spinell lherzolit xenolitok jelenléte és kifejlődése alapján lemezen belüli alkáli bazalt vulkanizmus határozható meg a magmás tevékenység petrotektonikai helyzeteként. A Tiszai egységen belül ismert több eltérő jellegű kréta korú vulkáni esemény (Mecsek, Szlavónia) közül a Villányi-hegység vizsgált telérei a szlavóniai felső-kréta ív mögötti bazaltokkal mutatnak a legtöbb rokonságot.

Bevezetés

A Beremend, Babarcszőlős és Máriagyűd melletti bazalttelérek mennyiségileg alárendelt szerepet játszanak a Villányi-hegység karbonátos tömegében, a Tiszai egységben petrológiai, geokémiai értelemben mégis különleges képződmények.

[1]SZTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.
e-mail: mtoth@geo.u-szeged.hu



1. ábra. A Villányi-hegység földtani szerkezete és a vizsgált bazalttelérek földrajzi elhelyezkedése (FÜLÖP, 1966 után)

Fig. 1 Geological sketch map of the Villány Mts (SW Hungary) and the position of the basalt dykes (after FÜLÖP, 1966). Inset: Location of the Villány Mts within the Alpian–Carpathian system

Ezek a vulkanit előfordulások (*1. ábra*) fontos információt hordoznak a hegység földtörténetéről, a régió alatti, egykori földkéreg és köpeny összetételéről, mélységéről. A hegység legnagyobb magmás kőzet előfordulása a babarcszőlősi telepelér az 50-es, 60-as években került leírásra (RAKUSZ & STRAUSZ 1953; FÜLÖP 1966). Szintén évtizedek óta ismert, ám kevésbé kutatott a máriagyűdi Vízügyi kőfejtő telérje (HARANGI 1993). A beremendi cementgyári mészkőfejtőben található bazalttelér viszont csak a 90-es évek közepén tárult fel, a bányászat eredményeként. Kutatása jelenleg is folyik (MOLNÁR & SZEDERKÉNYI 1996; NÉDLI & M. TÓTH 1999), a bányaművelés előrehaladtával egyre újabb információkat kapunk a kőzettestről. Az elmúlt években végzett kutatások célja a máriagyűdi és beremendi bazalttelérek kőzettani, geokémiai vizsgálata, koruk, petrogenetikájuk, lehetséges magmás kapcsolataik meghatározása volt. A dolgozat a vizsgálatok első eredményeinek bemutatását célozza.

Földtani háttér

A Villányi-hegység tágabb környezetében két területen találunk a felszínen nagyobb vulkanit előfordulást; a Szlavóniai-szigethegységben és a Mecsekben. Az kora-kréta mecseki vulkanizmus nagy kiterjedésű, kutatása jelentős múltra tekint vissza. A mecseki vulkanitok két eltérő fejlődésű kőzetsorozatba tartoznak, amelyek nem származtathatók ugyanazon magma frakcionált kristályosodásával (HARANGI 1993). A vulkanizmus paroxizmusa K/Ar radiometrikus vizsgálatok

alapján 100–135 millió évre tehető (HARANGI & ÁRVÁNÉ SÓS 1993). A mecseki alkáli bazaltok gránát-peridotit köpeny forrásanyag 4–6%-os parciális olvadásával keletkeztek (HARANGI 1994); az elsődleges O-izotóp összetétel alapján kontinentális alkáli bazaltok (DEMÉNY et al. 1997).

A Szlavóniai-szigethegységben található felső-kréta–paleogén bazaltok K/Ar radiometrikus kora 72–76 millió év (PAMIĆ 1997) és 48–66 millió év (PAMIĆ 1993) közé tehető. A bazaltok magas illótartalmú, vezikuláris szövetű alkáli bazaltok, amelyek geokémiailag egy modern ív mögötti medencében képződött bazaltokhoz hasonlíthatók (PAMIĆ et al. 2000). PAMIĆ (1997) szerint a Pollega és Vočin környéki felső-kréta–paleogén bazaltok, az egykori Tethys északi peremén elhelyezkedő szubdukciós vulkáni szigetív mögötti medencében, metaszomatizált spinell–lherzolit felsőköpeny anyag feláramlásával keletkeztek, majd a vulkáni rögök a legészakibb Dinaridák vonulatáról leszakadva a Pannon-medence poszt-szubdukciós, kollíziós folyamatai során helyeződtek át mai helyükre.

A Villányi-hegység legnagyobb magmás kőzet előfordulása a babarcszőlősi teleptelér, az 50-es, 60-as években került leírásra (RAKUSZ & STRAUSZ 1953; FÜLÖP 1966). FÜLÖP (1966) vizsgálatai alapján a felső-anisusi dolomitba nyomult teleptelér a települési mód, a kőzettani összetétel és a hegység fejlődéstörténetéből levezethetően a mecseki diabáz- (trachidolerit-) vulkanizmus villányi-hegységi megnyilvánulásának tekinthető és képződése a valangini emeletre tehető. FÜLÖP (1966) szerint a Turony–1 fúrás alsó-anisusi dolomitösszletében harántolt diabáz telér kőzettani megjelenése, ásványtani és kémiai összetételbeli hasonlósága alapján a Babarcszőlősnél feltáruló teleptelérrel hozható összefüggésbe. Szintén évtizedek óta ismert, ám kevésbé kutatott a máriagyűdi Vízügyi kőfejtő dájkja. Az egyetlen publikált vizsgálat a telér alkáli bazaltjának 69±3,6 millió éves K/Ar kormeghatározása (HARANGI & ÁRVÁNÉ 1993).

A beremendi cementgyári mészkőfejtő dájkját a bányászati robbantások tárták fel a 90-es évek közepén. Az dájk első petrográfiai, geokémiai leírásában MOLNÁR & SZEDERKÉNYI (1996) a kőzetet pikrobazaltként értelmezik és a bazalt K/Ar korát erős bizonytalansággal 76±3 millió évben, a xenolitok korát még nagyobb bizonytalansággal 129,5±14,2 millió évben adják meg; következtetésként felvetik a beremendi dájknak a Popovac környéki miocén andezit vulkanizmussal vagy a Podravska Slatina és Vočin környéki bazalt és andezit-bazalt vulkanizmussal való petrogenetikai kapcsolatának lehetőségét. A bányaművelés előrehaladtával előkerült újabb kőzetek vizsgálatát NÉDLI (1999) folytatta, leírta a dájk egyes részein gazdagon előforduló felső köpeny eredetű spinell lherzolitokat és alkáli bazaltként értelmezte a xenolitok anyakőzetét. Elfogadva a korábbi K/Ar kormeghatározás adatait, lehetségesnek tartotta a beremendi és a máriagyűdi dájkok késő-kréta korát és a Szlavóniai-szigethegységben található bazalt előfordulásokkal való kapcsolatát. NÉDLI & M. TÓTH (1999) szubdukciós zónához kapcsolódó tektonikai helyzetet határozott meg a beremendi bazalt képződési környezeteként és a Vočin és Pollega környéki felső-kréta–paleogén bazaltokkal hozta kapcsolatba őket.

A Mecsek és a Villányi-hegység között Somberek–1, Báta–3 és Nagykozár–2 fúrásokban feltárt camptonit, trachit, tinguait telérjeinek K/Ar izotópos vizsgálata (ÁRVÁNÉ & RAVASZNÉ 1992) megállapította, hogy a hegységek közötti telérvulkánosság azonos genetikájú és korú a mecsekivel.

Vizsgálati módszerek

A Dunamenti Cementművek beremendi mészkőbányájának jelenleg is aktív működése miatt a vizsgált telér mintázása esetleges volt. A máriagyűdi telér anyagáról régebben begyűjtött kőzetmintákat bocsátott rendelkezésünkre RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. (MÁFI) és PÉRÓ Cs. (MTA–ELTE Geológiai Kutatócsoport)

A kőzetminták, illetve egyes ásványszeparátumok röntgen vizsgálata a SZTE Ásványtani Geokémiai és Kőzettani Tanszékén, pormintákról, DRON UM1-típusú röntgendiffraktométerrel 2–75° tartományban, 0,03–0,05° lépésközzel Cu-K_{α} sugárforrással történt. Itt végeztük a LOI méréseket is. A vizsgált minták teljes kémiai és nyomelem összetételének meghatározása az XRAL Laboratories ontarioi laboratóriumában készültek pormintákról, XRF és neutronaktivációs módszerrel.

Kőzettan, geokémia

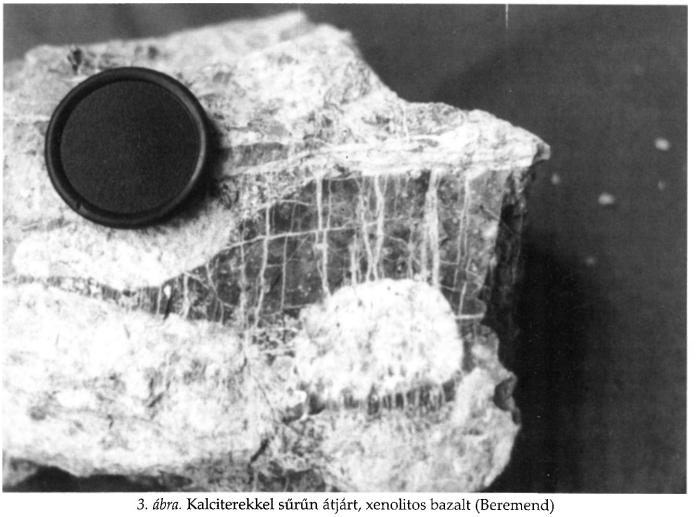
A bazaltok petrográfiája

A beremendi és a máriagyűdi kőfejtők magmás telérei 1–3 m szélesek, ÉÉNy-i csapással, 80–90°-os dőléssel apti–albai korú (CSÁSZÁR, személyes közlés) mészkőrétegeket törnek át (2. *ábra*). A teléreket kontakt udvar nem, vagy csak vékonyan övezi. A máriagyűdi bazalttelér nagymértékben átalakult sárga-vörös-zöld színű mállékony, magas karbonát- és agyagtartalmú anyaga kaotikusan gyűrt. Mivel a bányaművelés már befejeződött és üde minták előkerülésére nincs esély, a mikroszkópos és kémiai vizsgálatok a MÁFI által évekkel ezelőtt gyűjtött mintákról készültek. A beremendi telér anyagának üde darabjai ritkán, főleg robbantások után kerülnek elő. Az üde kézipéldányokon szürkésfekete, apró szemű vulkanitban 5–10 cm átmérőjű, gömbölyded, csepp alakú, világoszöld, erősen mállott xenolitok figyelhetők meg (3. *ábra*). A telér kőzetanyaga másodlagos karbonáterekkel sűrűn átjárt.

A vizsgált mintákban mikroszkóposan 0,5–1 mm nagyságú klinopiroxén (augit) fenokristályok ismerhetők fel, amelyek közül néhánynak optikailag eltérő, reliktum jellegű, rezorbeált magja van (*4. ábra*). Egyes augit szemcsék magja teljesen átalakult, másodlagos ásványokkal kitöltött, míg a szegélyük optikailag a kisebb piroxén fenokristályokhoz hasonló. A klinopiroxéneken kívül, a fenokristályok között előfordulnak olivin utáni pszeudomorfózák, amelyeket szerpentinásványok, kalcit, magnetit tölt ki. Jellegzetes „mesh" szerkezetük alapján egyértelműen azonosíthatók. Bázisos plagioklász változó mennyiségben fordul elő a mintákban, néhol a mátrixot szinte kizárólagosan plagioklász alkotja, máshol az átalakult kőzetüveg mellett minimális a mennyisége. Az alapanyagban uralkodnak a fenokristályoknál jóval kisebb méretű, 0,2–0,5 mm nagyságú idiomorf klinopiroxén (augit) szemcsék. Szintén nagy mennyiségben fordulnak elő idiomorf Fe-Ti-oxid (magnetit, ilmenit) szemcsék (*4. ábra*), 0,1–0,5 mm-es apatittűk és másodlagos ásványok. Utóbbiak között röntgen vizsgálatok alapján kalcit és nontronit dominál.

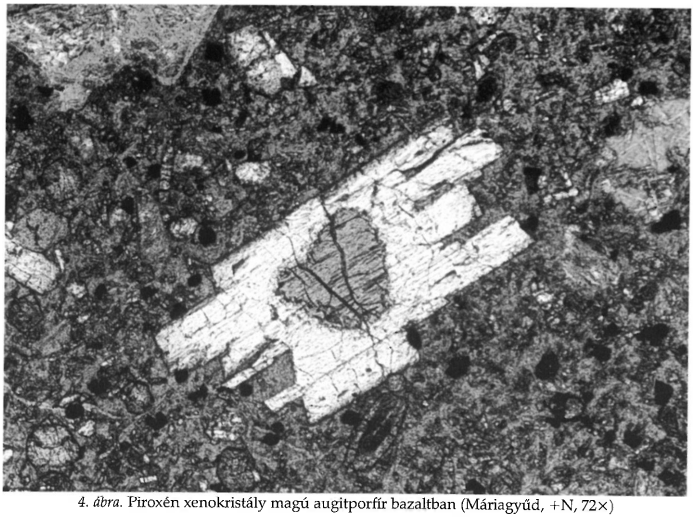
2. *ábra.* A beremendi kőbánya erősen átalakult bazalt telérje

Fig. 2 The highly altered basalt dike in the quarry near Beremend (Villány Mts)



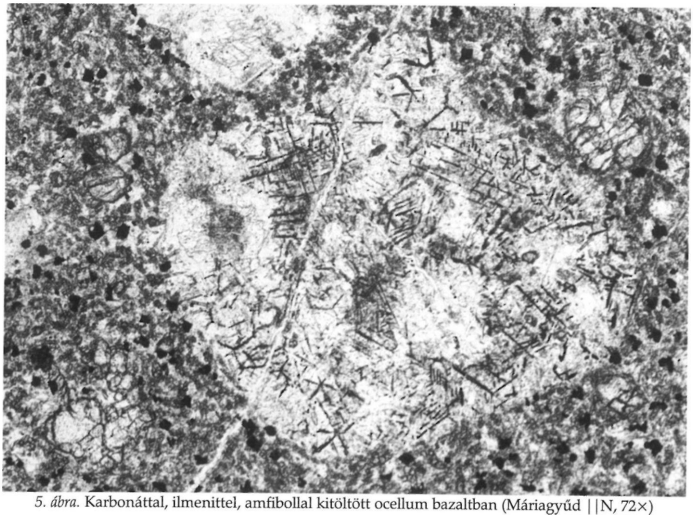
3. *ábra.* Kalciterekkel sűrűn átjárt, xenolitos bazalt (Beremend)

Fig. 3 Hand specimen of the basalt with xenoliths, crosscut by calcite veins (Beremend)



4. ábra. Piroxén xenokristály magú augitporfír bazaltban (Máriagyűd, +N, 72×)

Fig 4 Augitic phenocryst with pyroxene xenocryst core in basalt (Máriagyűd, +N, 72×)



5. ábra. Karbonáttal, ilmenittel, amfibollal kitöltött ocellum bazaltban (Máriagyűd ||N, 72×)

Fig. 5 Ocellum filled with carbonate, ilmenite, amphibole in basalt (Máriagyűd ||N, 72×)

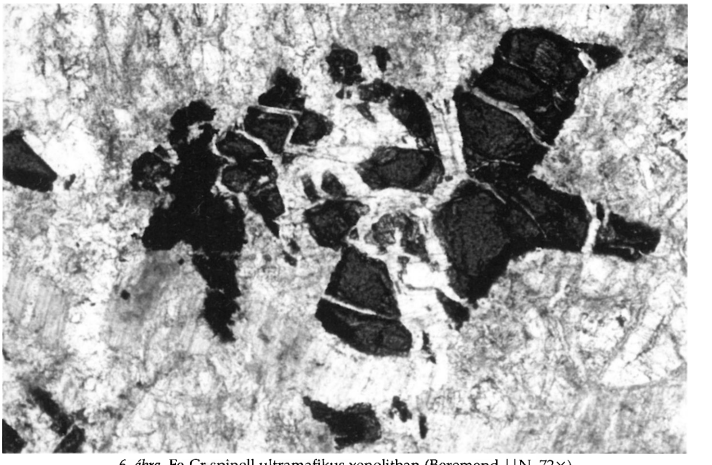
A kőzet szövete porfíros, szöveti sajátossága, hogy egyes ásványok csak elszeparáltan, az alapanyagtól élesen elkülönülő, 1–5 mm-es kerek vagy ovális cseppekbe, ocellumokba (*5. ábra*) tömörülve jelennek meg az alapanyagban. Az ocellumok szilikátos vagy karbonátos összetételűek, sok esetben összetettek. A szilikátos összetételű ocellumokat idiomorf biotit, amfibol szemcsék, ilmenit vázkristályok, az alapanyagban plagioklász és kőzetüveg alkotja. Klinopiroxének nem fordulnak elő bennük, az alapanyagból az ocellum belsejébe nyúló klinopiroxének mindig amfibolba alakulnak át, más ásvány nem nyúlik át az ocellum–alapanyag határon. A karbonátos összetételű ocellumokat kalcit alkotja, az összetett ocellumokban az alaktalan, amőbaszerű karbonát magot vagy magokat plagioklász, amfibol, ilmenit, kőzetüveg zóna veszi körül (*5. ábra*). Az ocellumokon belül a szemcseméret jellegzetesen nagyobb, mint az ocellumokat övező alapanyagban. Az ocellumok éles elkülönülését az alapanyagtól helyenként a klinopiroxéneknek a határon történő dúsulása és irányított, tangenciális elhelyezkedése is hangsúlyozza. A mintákban előfordulnak a komplex ocellumokéval megegyező összetételű erek is.

A xenolitok és xenokristályok petrográfiája

A beremendi és máriagyűdi bazaltokban számos ultramafikus xenolit és felzikus xenokristály található, amelyek a magma keletkezésének mélységére, feláramlási sebességére, a köpeny és a kéreg kontaminációjának jellegére vonatkozó információt hordoznak.

A beremendi bazalttelér helyenként nagy (akár a térfogat 1/3-át is elérő) mennyiségben tartalmaz 5–10 cm átmérőjű, világoszöld, csepp vagy gömbölyded alakú, erősen átalakult xenolitokat (*3. ábra*). Makroszkóposan ásványok nem ismerhetők fel bennük, a vékonycsiszolati és a röntgenelemzések alapján azonban a xenolitok összetétele ultramafikus; modális ásványos összetételük alapján eredetileg spinell lherzolitok voltak, jelenleg túlnyomóan másodlagos ásványokból állnak. A xenolitokban ortopiroxén (ensztatit), klinopiroxén (diopszid), Fe-Cr spinell (krómit-pikotit) (*6. ábra*) jelenléte bizonyítható. Számos minta szövete azonban tisztán hálós (mesh) textúrát mutat (*7. ábra*). Ez arra utal, hogy az átalakulás előtt a kőzet túlnyomó részét olivin alkotta, amiből az átalakulást követően szerpentinásványok, kalcit és magnetit-hematit alkotta pszeudomorfózák maradtak vissza. A xenolitok és a vulkanit között kontakt zóna nem található, jellemző vizsont a xenolitot és a befogadó bazaltot is átszelő kalciterek megjelenése, utólagos, CO_2-tartalmú fluidumok átalakító hatására utalva.

A beremendi bazaltban gyakoriak a kvarc xenokristályok is, amelyek kis méretűek (1–2 mm), erősen rezorbeált, lekerekített alakúak, és az esetek többségében augitos összetételű klinopiroxén korona övezi őket (*8. ábra*). A máriagyűdi bazaltban is megjelennek 1–2 mm-es kvarc xenokristályok és nagyobb kvarc xenokristály csoportok, melyek rezorbeált szélű szemcsék 1–1,5 cm hosszú, megnyúlt alakú halmazát alkotják a kőzetben.

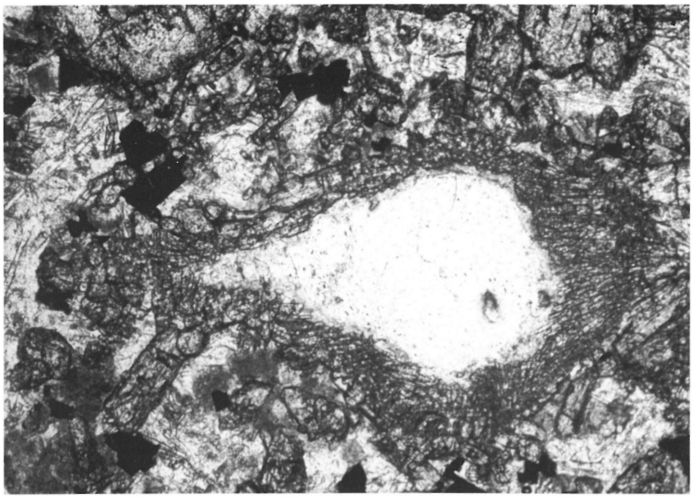


6. ábra. Fe-Cr spinell ultramafikus xenolitban (Beremend ||N, 72×)

Fig. 6 Fe-Cr spinel in ultramafic xenolith (Beremend ||N, 72×)

7. ábra. Mesh szövetű olivin pszeudomorfóza spinell lherzolitban másodlagos ásványokkal (Fe-Ti-oxidok, szerpentin, kalcit) kitöltve (Beremend +N, 36×)

Fig. 7 Mesh textured olivine pseudomorph in spinel lherzolite filled with secondary minerals (Fe-Ti-oxides, serpentine, calcite) (Beremend +N, 36×)



8. ábra. Klinopiroxén koronával övezett kvarc xenokristály (Beremend ||N, 36×)

Fig. 8 Quartz xenocryst surrounded by clinopyroxene crown (Beremend ||N, 36×)

A kvarc zárványok és a befogadó bazalt között különböző zónák kialakulása figyelhető meg (*8. ábra*). A magot közvetlenül üde vagy átalakult kőzetüvegből álló, 10–30 mikron széles zóna övezi, amelyben kisebb ásványszemcsék is előfordulnak. A magtól távolodva a következő 50–100 mikron széles zónát klinopiroxén szemcsék alkotják, amelyek koronaként az üveg zónához, annak hiánya esetén pedig közvetlenül a kvarchoz kapcsolódnak. A piroxén korona minden kisebb kvarc zárvány körül megjelenik, egyes esetekben maga a kvarc, vagy annak egy része annyira felemésztődött, hogy már nem figyelhető meg, a piroxén korona azonban ebben az esetben is bizonyítja egykori jelenlétét. Egyetlen máriagyűdi mintában figyeltünk meg a többinél jóval nagyobb kvarc zárványt, melyet nem övez piroxén korona. A koronát alkotó klinopiroxén szemcsék mérete a magtól távolodva nő, 5–10 mikronos méret jellemző a belső részeken, ami kifele haladva eléri a 30–50 mikronos átlagméretet. A korona belső részén a szemcsék elhelyezkedése nem irányított, kifele haladva viszont jóval nagyobb méretű, a befogadó kőzet alapanyagába nyúló piroxén szemcsék kifejlődése jellemző. A korona klinopiroxénjei augitos összetételűek, optikailag hasonlóak az alapanyag klinopiroxénjeihez. Megfigyelhetők a máriagyűdi bazaltban teljesen beolvasztott xenolitok vagy xenokristályok is, amelyek helyét kizárólag kőzetüveg és igen apró kristálykezdemények foglalják el, piroxén korona nem övezi őket, alakjuk szabálytalan, rezorpcióra utaló.

Fő- és nyomelem geokémia

A vonatkozó irodalomban (MOLNÁR & SZEDERKÉNYI 1996) rendelkezése álló beremendi bazalt főelemzések mellett egy máriagyűdi minta összetételét határoztuk meg (*I. táblázat*). Az egységesen 10% körüli könnyenilló tartalom, valamint a magas Fe_2O_3/FeO arány (3,6–4,5) a petrográfiai megfigyelésekkel összhangban a minták nagyfokú mállottságára utal, ezért a főelem összetételt genetikai következtetések levonására a továbbiakban nem használjuk. Valószínűleg a jelentős mértékű utólagos elemmobilizáció miatt igen alacsony a minták SiO_2 (40%) és alkália tartalma Na_2O (0,2–1%), K_2O (0,6–1%); a CaO koncentráció a kőzeteket finoman átszövő, s a porítás során is eltávolíthatatlan kalciterek következtében igen magas. A viszonylag immobilisnak tekinthető (SHERVAIS 1982) TiO_2 és P_2O_5 magas értékei alapján mindezek ellenére a bazaltok alkáli jellegére következtethetünk. A magas P_2O_5 tartalom az alapanyagban gazdagon előforduló apatittűkhöz kapcsolódik, a magas TiO_2 (2–3%) tartalom pedig a klinopiroxének Ti-augitos összetételére utal.

A bazalt mintákhoz hasonlóan hidratált jelleget mutatnak a spinell lherzolit xenolitok is, melyekben GRESENS (1967) és GRANT (1987) izokon módszere alapján jelentős mértékű utólagos MgO csökkenés és CaO dúsulás valószínűsíthető (NÉDLI & M. TÓTH 1999).

I. táblázat A villányi bazaltok főelem összetétele (%). (* MOLNÁR & SZEDERKÉNYI 1996 alapján);

Table I. Major element composition of the basalts of the Villány Mts (after MOLNÁR & SZEDERKÉNYI 1996)*

Lelőhely	Beremend	Beremend	Beremend	Máriagyűd	Beremend	Beremend
Kőzettípus	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	xenolit	xenolit
Minta	6819/a *	6819/b *	6819/c *	VK13	6817/a*	6817/b*
SiO_2	40,59	40,56	40,34	40,10	52,81	54,80
TiO_2	2,10	2,02	2,00	2,97	0,07	0,22
Al_2O_3	11,77	11,82	11,41	16,40	3,66	6,10
Fe_2O_3	9,67	9,10	9,17	14,40	8,78	8,64
FeO	2,19	2,65	2,53	n,d,	1,19	1,44
MnO	0,11	0,15	0,14	0,19	0,21	0,10
MgO	7,88	8,55	8,55	5,13	12,99	11,96
CaO	10,65	10,09	11,21	9,49	3,31	3,31
Na_2O	0,67	0,90	0,87	0,21	0,09	0,18
K_2O	1,05	1,06	1,06	0,65	0,14	0,14
P_2O_5	1,53	1,41	1,37	2,12	n,d,	0,10
H_2O^+	5,95	6,71	6,71	6,70	6,49	4,96
H_2O^-	4,59	3,31	3,10	n,d,	5,71	4,66
Summ,	98,75	98,33	99,94	98,76	95,45	96,61

II. táblázat. Nyomelem koncentrációk a beremendi és máriagyűdi bazaltokban (ppm)

Table II Trace element concentrations in basalts of Beremend and Máriagyűd (ppm)

Lelőhely	Beremend	Beremend	Beremend	Beremend	Beremend	Máriagyűd
Kőzettípus	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt
Minta	B28	B29	B30	B31	B32	VK13
Cr (ppm)	297	436	360	425	436	354
Co (ppm)	41	46	38	40	36	50
Ni (ppm)	734	1290	577	302	302	318
Sc (ppm)	15	18	18	18	19	24
Ba (ppm)	1270	835	2820	1820	2350	1490
Rb (ppm)	28	16	21	19	18	17
Sr (ppm)	941	657	1040	825	798	660
Ga (ppm)	12	9	13	16	15	n.d.
Y (ppm)	24	24	23	19	20	31
Zr (ppm)	191	170	171	149	144	264
Nb (ppm)	66	56	54	38	37	82

A mobilis LIL elemek nagyfokú szóródása (Ba: 835–2350 ppm; Sr: 657–1040 ppm) megerősíti a minták elváltozottságáról korábban mondottakat (*II. táblázat*). Az immobilisnek tekintett (PEARCE & NORRY 1979) nyomelemek (Zr, Y, Nb, Ti, Ga) alapján ugyanakkor lehetséges a villányi bazaltok petrotektonikai minősítése és összevetésük a mecseki és szlavóniai vulkanitokkal.

Következtetések

Frakcionált kristályosodás a magmában

A vizsgált bazaltok porfíros szövete összhangban áll teléres kifejlődésükkel, s a magma megszilárdulása során bekövetkezett frakcionált kristályosodásra utal. Az olvadékból, a kristályosodás kezdetén, a lassú hűlés során nagyméretű, kevés, idiomorf olivin és zónás klinopiroxén porfír (a klinopiroxének első generációja) vált ki. Egyes szemcsék reliktum jellegű, klinopiroxén, esetenként ortopiroxén magja vagy részben beolvasztott zárvány, vagy a korábbi kristályosodási fázisban kivált, majd átkristályosodott kristálymaradvány. A magma felfelé nyomulásakor az olvadék viszonylag rövid idő alatt jelentős mértékű hűlést szenvedett és kiváltak az alapanyagban a jóval kisebb méretű, második generációs klinopiroxén és a plagioklász kristályok, ezzel egyidőben kerülhetett sor a Fe-Ti-oxidok kiválására is. A felfelé áramló magma kis mélységbe érve teléreket alkotott, amely folyamat során újabb hirtelen lehűlés érte az olvadékot, ami a maradék magma kőzetüvegben való megszilárdulásához és a könnyenillóknak elszeparált cseppekbe, ocellumokba tömörüléséhez vezetett.

Az ocellumok értelmezése

Ocellumok elsősorban magas illótartalmú kőzetekben fordulnak elő, leggyakrabban lamprofírokban (FOLEY 1984; COOPER 1979; ROCK 1991). Előfordulásuk bizonyítja a villányi bazaltok magas illótartalmát. Különböző szerzők több lehetséges magyarázatot fogadnak el a képződésüket illetően; mandulakövekként, leukokrata ásványok nukleációs magjaként, a kristályosodás késői fázisának szegregációs termékeként vagy szételegyedő olvadékokként értelmezik őket (COOPER 1979; FOLEY 1984; PHILPOTTS 1976).

A beremendi és a máriagyűdi bazaltokban talált ocellumok vagy csak karbonát ásványokból állnak, vagy összetettek. Utóbbiakban az amőbaszerű karbonát magot vagy magokat idiomorf biotit és/vagy amfibol szemcsékből, ilmenit vázkristályokból és alapanyagból álló zóna övezi. Az ocellum belsejének alapanyagát különböző mértékben átalakult plagioklász és kőzetüveg alkotja. Klinopiroxének nem fordulnak elő az ocellumokban, viszont megfigyelhetők az ocellum-bazalt határát átütő klinopiroxének, amelyek az ocellumba érve amfibolba mennek át.

Hasonló összetételű felzikus, gömbszerű szerkezeteket írt le az Aillik Bay (Labrador) szannait dájkjaiból FOLEY (1984) és a Monteregian vulkáni zóna (Quebec) lamprofír dájkjaiból PHILPOTTS (1976). Ilyen zónás ocellumok SMITH (1967) szerint az olvadéknak buborékokba történő szegregációjával keletkezhetnek a megszilárdulás késői fázisában, mikor az alapanyag nagy része már kikristályosodott. Ezen ocellumok belső magjában az eredetileg gázfázisú könnyenillók szilárdulnak meg, amíg a külső zóna a maradék olvadékot reprezentálja. A magok anyagának egykori gáz fázisként való értelmezését a jellegzetes amőbaszerű alakjuk is alátámasztja (SMITH 1967; FOLEY 1984).

Az ocellumokon belül és a kőzet alapanyagában a karbonátásványok túlsúlyban vannak az OH-tartalmú ásványokhoz képest, ami utal arra, hogy a szegregálódott illódús olvadékban a CO_2 dominálhatott a H_2O-val szemben. Gyakori jelenség apró klinopiroxén kristályok tangenciális elrendeződése az ocellumok körül, amelyet PHILLIPS (1973) a gáz buborékoknak a félig megszilárdult magmában való expanziójával magyaráz. A villányi bazaltokban is gyakran előforduló, ocellumokhoz hasonló kitöltésű, szabálytalan lefutású erek képződését FOLEY (1984) a megszilárdulás késői fázisában, a szegregálódott olvadéknak az alapanyagba történő benyomulásához köti.

Karbonát-analcim ocellumok és mandulakövek gyakran előfordulnak a mecseki alsó-kréta vulkáni sorozatban is. Ezek az ocellumok petrográfiailag hasonlóságot mutatnak az olvadék szételegyedéssel keletkezett szerkezetekhez, amennyiben gömbölyded alakúak, a befoglaló bazalttal éles határ mentén érintkeznek, a plagioklász lécek átnyúlnak a bazalt-ocellum határon és szálas szövetű, unduláló kioltású kalcit alkotja őket (DEMÉNY et al. 1997). Makro-, mikroszkópos és C-, ill. O-izotópos összetételük alapján ezek az ocellumok magmás eredetű karbonát alacsony hőmérsékletű magmás fluidumokból való kicsapódásával keletkeztek, míg a mandulakövek keletkezése, eltérő szöveti és izotóp összetételük alapján, üledékes anyagnak a bazaltos kőzetbe való beépülésével magyarázható (DEMÉNY & HARANGI 1996). Karbonát-zeolit ocellumok szöveti tulajdon-

ságai, kémiai és izotópos összetétele alapján valószínű, hogy az ocellumok analcimja elsődlegesen keletkezett karbonát-gazdag olvadék cseppekből, majd retrográd izotóp cserén ment át, egészen a záródási hőmérsékletig, amely kb. 200 °C lehetett (DEMÉNY et al. 1997).

Mindezek alapján a mecseki és villányi bazaltok ocellumai között több eltérés, mint hasonlóság figyelhető meg. Analcimot számos villányi minta ocellumának vizsgálata során sem sikerült azonosítani, és a Mecsekből sem ismertek a villányi-hegységi telérekben általánosan előforduló, komplex karbonátos/szilikátos szegregátumok.

A xenolitok és xenokristályok petrológiai értelmezése

Alkáli bazaltok gyakran hoznak a felszínre kéreg eredetű felzikus és felső-köpeny eredetű ultramafikus, mafikus zárványokat. Ezek a zárványok értékes információkat hordoznak a terület alatti kéreg és felső-köpeny ásványtani, kémiai viszonyairól, a bazalt keletkezési régiójáról, feláramlási körülményeiről. Puszta jelenlétükkel igazolják, hogy a magma feláramlása a lemezen belüli alkáli bazaltokra jellemzően viszonylag nagy sebességgel történhetett, mert a zárványoknak nem volt idejük beolvadni. Kísérletek és megfigyelések alapján spinell lherzolitokra 10^{-2} és 5 m/s közötti (SPERA 1984) felemelkedési sebesség becsülhető.

A máriagyűdi bazalttelér nagyszámú karbonátos xenolitot és felzikus xenokristályt tartalmaz. Alkáli bazaltok felzikus xenolitjai általában az alsó kéreg kontaminációjából származnak (LUHR et al. 1995; WATSON 1982; etc.). A villányi bazaltok kvarc xenokristályainak rezorpciós szegélyei részleges beolvasztásról tanúskodnak, a zárványok viszonylag nagy mérete és az a tény, hogy nem volt idejük beolvadni a felemelkedés során arra utal, hogy a magma feláramlása gyorsan történhetett. Bazaltok felzikus xenokristályait övező kőzetüveg-klinopiroxén diffúziós korona kialakulása jellemző a magma és a részlegesen megolvadt felzikus zárvány határán (SATO 1975). A vizsgált kvarczárványokat övező koronában a piroxénszemcsék méretének növekedése a magtól távolodva arra utal, hogy a xenokristály, mint nukleációs mag szerepelt a reakcióban. A máriagyűdi bazaltban megfigyelhető teljesen megolvadt xenolit maradványok lehettek kéreg eredetű, felzikus (káliföldpát vagy plagioklász) zárványok, amely ásványoknak azonban kísérleti munkák alapján (DONALDSON 1985; WATSON 1982) nagyobb a diffúziós együtthatójuk, mint a kvarcnak, ezért a teljes olvadásuk gyorsabban bekövetkezhetett, és a kialakult kőzetüvegből megindulhatott a kristályosodás, amit az apró kristályok jelenléte bizonyít a kőzetüvegben.

A beremendi bazaltok kvarc xenokristályainak mérete kisebb és előfordulásuk ritkább, mint a máriagyűdi bazalt xenokristályaié, ami utalhat arra, hogy a két telér eltérő sebességgel áramlott fel, vagy a hőmérsékletük volt különböző, esetleg a magma feláramlás különböző szakaszaiból származó telérek.

A beremendi bazalt nagy mennyiségben tartalmaz felső köpeny eredetű ultramafikus xenolitokat, amelyek a Tiszai egységben alkáli bazaltból elsőként itt kerültek elő. A xenolitokban a gránátok és a plagioklászok teljes hiánya és a spinellek, mint kizárólagos Al-fázis jelenléte arra utal, hogy a zárványok a felső köpeny spinell lherzolit stabilitási tartományából, 6–15 kbar, 850–1000 °C közötti

(BUCHER & FREY 1994), 25–60 km mélységű (GREEN & RINGWOOD 1967) köpeny régióból származnak. A xenolitok jelenléte a bazaltban jelzi, hogy a magma forrása mindenképpen a köpeny mélyebb régiója volt, a magma feláramlási sebessége pedig kellően magas volt ahhoz, hogy a xenolitok az olvadék áthelyeződése során nem tudtak felemésztődni, és megerősíti a lemezen belüli petrotektonikai képződési környezetet is.

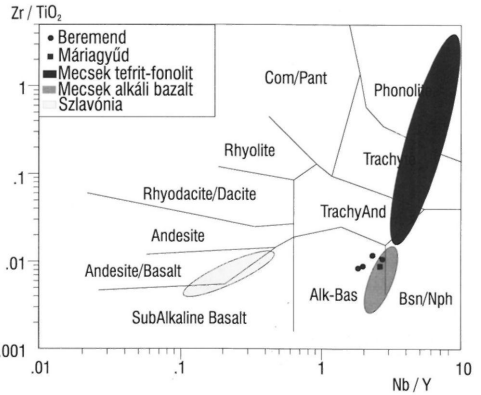
Alkáli bazaltok xenokristály- és xenolittartalma alkalmas lehet petrogenetikai következtetések levonására is. LUHR et al. (1992) megfigyelései alapján egy extenziós vulkáni sorozat korai fázisának termékeiben a jelentős felzikus xenokristály tartalom és az ultramafikus xenolitok hiánya arra utal, hogy felemelkedés az extenzió korai szakaszában többször megszakított, lassúbb lehet, mint az érettebb fázisban. A lassúbb felemelkedés nagyobb fokú kéregkontaminációt eredményezhet, míg az extenzió előrehaladottabb fázisához a felmelegedett, elvékonyodott kérgen keresztül gyorsabb, megszakításoktól mentes, kisebb fokú kéregkontaminációval járó felemelkedés köthető, amelyre jellemző a peridotit/granulit xenolitokban való gazdagság és a felzikus xenolitok hiánya. Mindezen megfigyelések alapján feltételezhetünk egy hasonló összefüggést a Villányi-hegység bazalttelérei között, amennyiben a beremendi, felső köpeny xenolit-tartalmú telér tekinthető a vulkanizmus legérettebb fázisának, míg a kéreg eredetű xenokristályokban gazdag máriagyűdi egy korábbi eseményt reprezentálhat.

Geokémia

A villányi bazalttelérek geokémiai jellegének meghatározása során a kőzetek elváltozott jellege miatt kizárólag immobilis nyomelemeket használunk. Irodalmi adatok figyelembevételével eredményeinket összehasonlítjuk a mecseki fonolittefrit és alkáli bazalt, valamint a szlavóniai alkáli bazalt sorozatok jellemző értékeivel.

A Nb/Y-Zr/TiO_2 diagramon (WINCHESTER & FLOYD 1977) (*9. ábra*) a vizsgált villányi kőzetek egyértelműen alkáli bazaltok, a jellemző alkalinitás és a differenciáltsági fok tekintentében a mecseki alkáli bazalt sorozathoz a leginkább hasonlóak. A szlavóniai minták az alacsony Nb/Y értékkel, míg a mecseki fonolittefrit sorozat kőzetei mindkét változó tekintetében jelentősen eltérő jelleget mutatnak. A Zr-Ti-Y (PEARCE & CANN 1973), Zr-Nb-Y (MESCHEDE 1986) (*10. ábra*) valamint a Ti/Y-Zr/Y (PEARCE & GALE 1977) (*11. ábra*) diagramok alapján mind a négy összehasonlított vulkáni sorozat lemezen belüli (WP) helyzetben keletkezett. A villányi minták ismét alapvetően eltérnek a mecseki fonolit-tefrit sorozattól. A mecseki alkáli bazaltokra jellemző magas Nb-koncentráció kivételével az általuk kirajzolt trendek kissé magasabb Zr-értékek mellett a szlavóniai bazaltokéhoz hasonlóak.

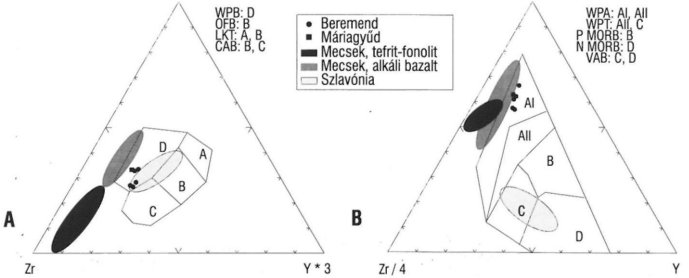
PAMIČ et al. (2000) a szlavóniai bazaltok képződését kontinentális szubdukcióhoz kapcsolódó ív-mögötti medencéhez kapcsolja. Ilyen helyzetben általános a viszonylag magas Zr-tartalom (JAKEŠ & WHITE 1972), és a Zr/Y arány is nagyobb a szigetívekre jellemző intervallumnál (BAILY 1981). A villányi minták Zr/Y-aránya a mecseki és a szlavóniai bazaltok közé esik, ami akár ív-mögötti medence, akár kontinentális rift helyzetre is utalhat.



9. ábra. A villányi bazaltok geokémiai besorolása WINCHESTER & FLOYD (1977) alapján összehasonlítva a Mecsek (HARANGI 1993) és a Poleška Gora (Szlavónia) (PAMIĆ et al. 2000) kréta vulkanitjaival

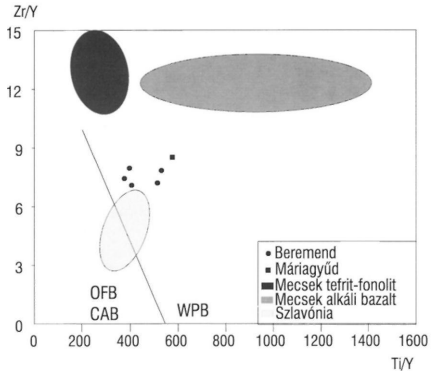
Fig. 9 Classification of the basalt of the Villány Mts according to WINCHESTER & FLOYD (1977) compared to the Cretaceous volcanic series of the Mecsek Mts (HARANGI 1993) and the Poleška Gora (Slavonia, Croatia) (PAMIĆ et al. 2000)

Szubdukcióhoz kapcsolódó magmatitok legkarakteresebb geokémiai jellemzője a negatív Nb-anomália (EMMETT 1987; SAUNDERS et al. 1988; DEFANT et al. 1991), a szlavóniai minták primitív köpennyel (Nb_{PM}: SUN & MCDONOUGH 1989) normált alacsony (<10) Nb értékei ennek megfelelőek. Jelentős mértékű Nb-gazdagodás ugyanakkor kontinentális rifthez hasonlóan ív-mögötti medence iniciális felnyílását is jelezheti (SAUNDERS & TARNEY 1979). Ezért, bár geokémiai jellegük alapján a villányi kőzetek kapcsolata a mecseki fonolit-tefrit sorozattal



10. ábra. A villányi bazaltok petrotektonikai helyzetének meghatározása PEARCE & CANN (1973) (A), MESCHEDE (1986) (B) összehasonlítva a Mecsek (HARANGI 1993) és a Poleška Gora (Szlavónia) (PAMIĆ et al. 2000) kréta vulkanitjaival

Fig. 10 Determination of petrotectonic setting of the basalts of the Villány Mts according to PEARCE & CANN (1973) (A); MESCHEDE (1986) (B) compared to the Cretaceous volcanic series of the Mecsek Mts (HARANGI 1993) and the Poleška Gora (Slavonia, Croatia) (PAMIĆ et al. 2000)



11. ábra. A villányi bazaltok petrotektonikai helyzete PEARCE & GALE (1977) alapján, összehasonlítva a Mecsek (HARANGI 1993) és a Poleška Gora (Szlavónia) (PAMIČ et al. 2000) kréta vulkanitjaival

Fig. 11 Petrotectonic setting of the basalts of the Villány Mts according to PEARCE & GALE (1977) compared to the Cretaceous volcanic series of the Mecsek Mts (HARANGI 1993) and the Poleška Gora (Slavonia, Croatia) (PAMIČ et al. 2000)

valószínűtlen, a szlavóniai és a mecseki alkáli bazaltokkal való genetikai kapcsolat egyike sem zárható ki egyértelműen.

Magmás rokonság

A máriagyűdi és a beremendi bazalttelér mind petrográfiailag, mind geokémiailag hasonló, valószínűsíthető, hogy képződésük azonos magmás eseményhez köthető.

A Villányi-hegység földrajzilag azonos távolságban fekszik a Mecsek és a Szlavóniai-szigethegység között, amelyekben jelentős a kréta időszaki vulkanitok mennyisége. Egyéb felszíni bázisos vulkanit nem ismert a térségben. Felvetődik tehát a kérdés, hogy a Villányi-hegység bazalttelérei kapcsolatba hozhatók-e valamelyik ismert előfordulással, és ha igen melyikkel; esetleg egy eltérő magmás esemény lehetőségét jelenthetik-e?

A Villányi-hegység bazalttelérjeinek keletkezését már RAKUSZ & STRAUSZ (1953) és FÜLÖP (1966) is a mecseki kora-kréta vulkanizmushoz, mint a térben legközelebbi, hasonló jellegű vulkáni aktivitáshoz kötötte; azóta ez az álláspont keveset változott. Azonban az újabban előkerült beremendi telér leírása és a máriagyűdi telér újravizsgálata során felmerült új információk ezen rokonság újraértelmezését teszik szükségessé. A beremendi és máriagyűdi bazaltokról rendelkezésre álló bizonytalan K/Ar koradatok és a dájkok relatív kora (albainál nem idősebb) nem egyezik a mecseki vulkanizmus kora-kréta, 100–135 millió évre tehető (HARANGI & ÁRVÁNÉ SÓS 1993) paroxizmusával. A beremendi bazaltokban a felső köpeny eredetű, spinell lherzolit xenolitok jelenléte bár nem mond ellent a mecseki, riftesedéshez kötődő vulkáni eseménnyel való rokonságnak, de a mecseki alsó-kréta vulkanitokból mindezidáig nem kerültek elő felső köpeny eredetű xenolitok (HARANGI 1993). Szintén jelentősen eltér a mecseki és a villányi bazaltok ocellumainak összetétele, és így keletkezési körülményei is különbözőek lehetnek.

A Villányi-hegység bazaltjainak a szlavóniai késő-kréta–paleogén bimodális vulkanizmussal való kapcsolatát, mint lehetőséget MOLNÁR & SZEDERKÉNYI (1996) említi először. Jelen vizsgálataink a rokonság lehetőségét megerősítik. A Szlavóniai-szigethegységben található felső-kréta–paleogén bazaltok K/Ar radiometrikus kora 72–76 millió év (PAMIĆ 1997) és 48–66 millió év (PAMIĆ 1993) közé tehető, ami jól egyezik a villányi bazaltok rétegtani adatokkal bizonyított korával. Szintén a kapcsolat mellett szól a beremendi bazaltban talált spinell lherzolit xenolitok nagy mennyisége, ami egyezik a szlavóniai kőzetek PAMIĆ (1997) által feltételezett forrásanyagával. A villányi kőzetek geokémiailag a két referencia terület között helyezkednek el, a rendelkezésre álló adatok alapján egyértelműen nem lehet eldönteni, hogy kontinentális rift, vagy kontinentális szubdukciós zóna mögött nyíló ív mögötti medencében keletkeztek-e.

Bár a kőzettani, geokémiai és koradatok alapján a vizsgált villányi telérek regionális kapcsolatait nem sikerült egyértelműen tisztázni, az albainál fiatalabb kor, a köpeny zárványok nagy mennyisége és a mecsekitől eltérő ocellumok megjelenése a szlavóniai területtel való rokonságot hangsúlyozzák. Ennek a geokémiai adatok sem mondanak ellent. Mindezt feltételezve a jövő kutatásainak fontos kérdése lesz a Babarcszőlős melletti teleptelér, a Turony–1 fúrásban (FÜLÖP 1966) és további, a Mecsek és a Villány között mélyült fúrásokban feltárt teléreknek (ÁRVÁNÉ & RAVASZNÉ 1992) az újravizsgálata, s annak eldöntése, hogy azok a villányi, vagy a mecseki sorozatba tartoznak-e.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a Dunamenti Cementművek Rt.-nek a terepi munka és mintagyűjtés elősegítéséért, RÁLISCHNÉ FELGENHAUER Erzsébetnek, PÉRÓ Csabának, PONGRÁCZ Lászlónak, amiért kőzetminták és vékonycsiszolatok átadásával segítették munkájukat, BERTALAN Ákosnak a röntgenvizsgálatok elvégzéséért, SZABÓ Csabának, SZEDERKÉNYI Tibornak, MOLNÁR Sándornak a közös munka során nyújtott értékes tanácsaikért, kritikai észrevételeikért valamint HARANGI Szabolcsnak és BILIK Istvánnak a kézirat minden részletre kiterjedő lektorálásáért.

Irodalom – References

ÁRVÁNÉ SÓS E. & RAVASZNÉ BARANYAI L. 1992: A Mecsek és a Villányi-hegység között feltárt kréta telérkőzetek kora. – *MÁFI Évi Jelentés*, **1992**-*ről*, 229–240.

BAILEY, J. C. 1981: Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. – *Chem. Geol.* **32**, 139–154.

BUCHER, K. & FREY, M. 1994: Petrogenesis of metamorphic rocks. – Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 160–163.

COOPER, A. F. 1979: Petrology of ocellar lamprophyres from Western Otago, New Zealand. – *J. Petrology* **20**, 139–163.

DEFANT, M. J., MAURY, R. C., RIPLEY, E. M., FEIGENSON, M. D. & JACQUES, D. 1991: An example of island-arc petrogenesis: Geochemistry and petrology of the Southern Luzon Arc, Philippines. – *J. Petrology* **32**, 455–501.

DEMÉNY, A. & HARANGI, SZ. 1996: Stable isotope studies and processes of carbonate formation in Hungarian alkali basalts and lamprophyres: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. – *Lithos* **37**, 335–349.

DEMÉNY, A., HARANGI, SZ., FÓRIZS, I. & NAGY, G. 1997: Primary and secondary features of analcimes formed in carbonate-zeolite ocelli of alkaline basalts (Mecsek Mts., Hungary): textures, chemical and oxygen isotope compositions. – *Geochem. J.* **31**, 37–47.

DONALDSON, C. 1985: The rates of dissolution of olivine, plagioclase and quartz in a basalt melt. – *Mineralogical Magazine* **49**, 683–693.

EMMETT, T. F. 1987: A reconnaissance study of the distribution of Ba, Nb, Y and Zr in some Jotun Mindred gneisses from Central Jotunheimen, southern Norway. – *Journal of Metamorphic Geology* **5**, 41–50.

FOLEY, S. F. 1984: Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. – *Lithos* **17**, 127–137.

FÜLÖP J. 1966: A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei. – *Geol. Hun. Ser. Geol.* **15**, 12–15.

GRANT, J. A. 1986: The Isocon Diagram – A simple solution to Gresens' Eqation for metasomatic alteration. – *Econ. Geol.* **81**, 1976–1982.

GREEN, D. H. & RINGWOOD, A. E. 1967: The stability field of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in the upper mantle. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **2**, 151–160.

GRESENS, R. L. 1967: Composition-volume relationships of metasomatism. – *Chem. Geol.* **2**, 47–65.

HARANGI Sz. 1993: A Mecsek hegység alsókréta vulkáni kőzetei. – Kandidátusi értekezés, ELTE, Budapest (in Hungarian), 98 p.

HARANGI, Sz. 1994: Trace element geochemistry and petrogenesis of the continental rift-type Mecsek Volcanics, South Hungary. – *Lithos* **33**, 303–321.

HARANGI Sz. & ÁRVÁNÉ SÓS E. 1993: A Mecsek hegység alsókréta vulkáni kőzetei I. Ásvány- és kőzettan. – *Földt. Közl.* **123/2**, 129–165.

JAKEŠ, P. & WHITE, A. J. R. 1972: Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. – *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**, 29–40.

LUHR, J. E., PIER, J. G., ARANDA-GOMEZ, J. J. & PODOSEK, F. A. 1995: Crustal contamination in early basin-and-range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central Mexico. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **118**, 321–339.

MOLNÁR, S. & SZEDERKÉNYI, T. 1996: Subvolcanic basaltic dyke from Beremend, Southeast Transdanubia, Hungary. – *Acta Min.-Petr.* **37**, 181–187.

MESCHEDE, M. 1986: A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – *Chem. Geol.* **56**, 207–218.

NÉDLI Zs. 1999: Mezozoós szubvulkáni kőzettestek vizsgálata a Villányi hegységben. – Szakdolgozat, JATE, Szeged 22–54.

NÉDLI, Zs. & M. TÓTH, T. 1999: Mantle xenolith in the mafic dyke at Beremend, Villány Mts., SW Hungary. – *Acta Min.-Petr., Szeged* **40**, 97–104.

PAMIĆ, J. 1993: Late Cretaceous volcanic rocks from some oil wells in the Drava depression and adjacent mountains of the Southern parts of the Pannonian Basin (North Croatia). – *Nafta* **44**, 203–210, Zagreb.

PAMIĆ, J. 1997: Vulkanske Stijene Savsko-Dravskog Medurijecja I. Baranje (Hravatska). – *Casopis* "Nafta", Zagreb, 1997.

PAMIĆ, J., BELAK, M., BULLEN, T. D., LANPHERE, M. A. & MCKEE, E. H. 2000: Geochemistry and geodynamics of a Late Cretaceous bimodal volcanic association from the southern part of the Pannonian Basin in Slavonija (Northern Croatia). – *Mineralogy and Petrology* **68**, 271–296.

PEARCE, J. A. & CANN, J. R. 1973: Tectonic setting of basaltic rocks determined using trace element analyses. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **19**, 290–300.

PEARCE, J. A. & GALE, G. H. 1977: Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks – In: *Volcanic processes in ore genesis; Geological Society London Publ.* **7**, 14–24.

PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **69**, 33–47.

PHILLIPS, W. J. 1973: Interpretation of crystalline spheroidal structures in igneous rocks. – *Lithos* **6**, 235–244.

PHILPOTTS, A. R. 1976: Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. – *Am. J. Sci.* **276**, 1147–1177.

RAKUSZ, GZ. & STRAUSZ L. 1953: A Villányi-hegység földtana. – *Földtani Intézet Évkönyve* **41/2**, 3–27.

ROCK, N. M. S. 1991: Lamprophyres. – Blackie and Son, Glasgow London New York 43–46.

SATO, H. 1975: Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from tertiary volcanic region in Northeastern Shikoku, Japan. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **50**, 49–64.

SAUNDERS, A. D. & TARNEY, J. 1979: The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in East Scotia Sea. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 555–572.

SAUNDERS, A. D., NORRY, M. J. & TARNEY, J. 1988: Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains. – *J. Petrology, special volume*, 415–445.

SHERVAIS, J. W. 1982: Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolotic lavas. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 101–118.

SMITH, R. E. 1967: Segregation vesicles in basaltic lava. – *Am. J. Sci.* **265**, 696–713.

SPERA, F. 1984: Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lava. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **88**, 217–232.

SUN, S. & MCDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and process. – In: SAUNDERS, A. D. & NORRY, M. J. (eds): *Magmatism in the ocean basins.* – The Geological Society, London.

WATSON, B. 1982: Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **80**, 73–87.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – *Chem. Geol.* **20**, 325–343.

Kézirat beérkezett: 2001. 11. 16.

Földtani Közlöny 133/1, 69–90 (2003) Budapest

Dunántúli eocén fúrások integrált sztratigráfiai vizsgálata

Integrated stratigraphic examination of the Eocene boreholes in Transdanubia

KOLLÁNYI Katalin[1], BERNHARDT Barnabás[1], BÁLDINÉ BEKE Mária[1], LANTOS Miklós[1]

(10 ábra)

Tárgyszavak: litosztratigráfia, nannoplankton zónák, plankton foraminifera zónák, magnetosztratigráfia, eocén, Dunántúli-középhegység

Keywords: lithostratigraphy, nannoplankton zones, plankton foraminiferal zones, magnetostratigraphy, Eocene, Transdanubian Range

Abstract

The magnetic, nannoplankton and planktonic foraminiferal zones were determined in five boreholes (Somlóvásárhely Sv–1, Nagyesztergár Ne–58, Csetény Cs–72, Csatka Ck–2, Oroszlány O–2370) and the zones have been correlated with the time-scale. The correlation indicates that the Darvastó Formation is located in the lowermost part of the Lutetian stage, and the Szőc Limestone Formation represents the lower half of the Lutetian stage in the area of Somlóvásárhely. Here the Csolnok Formation is in the upper part of the Lutetian stage, and the Padrag Formation fills the uppermost part of the Lutetian stage, the whole of the Bartonian stage and the lower part of the Priabonian stage. The Csernye and Dorog Formations belong to the uppermost part of the Lutetian stage; the Csolnok and Padrag Formations represent the Bartonian and Priabonian stages in the boreholes on the East Bakony.

The Middle–Late Eocene boundary is placed to the base of the nannozone NP18 according to the time-scale of BERGGREN et al. (1995), and the base of the *Porticulosphaere semiinvoluta* planktonic foraminiferal zone is in the middle of the nannozone NP17, in the Bartonian stage. In Hungary, the first occurrence of the *Globigerinatheka semiinvoluta* planktonic foraminifer is associated with the nannozone NP18 and the base of the Upper Eocene. This part of the time scale needs revision.

Összefoglalás

Öt fúrásban (Somlóvásárhely Sv–1, Nagyesztergár Ne–58, Csetény Cs–72, Csatka Ck–2, Oroszlány O–2370) meghatároztuk a mágneses, nannoplankton és plankton foraminifera zónákat, és ezeket korreláltuk az idő skálával. A korreláció szerint a Darvastói Formáció a lutetiai emelet legalján helyezkedik el, a Szőci Mészkő Formáció a lutetiai emelet alsó felét képviseli Somlóvásárhely térségében. Itt a Csolnoki Agyagmárga Formáció a lutetiai emelet felső részében van, a Padragi Márga Formáció kitölti a lutetiai emelet legfelső részét, a teljes bartoni emeletet és a priabonai emelet alsó részét. A K-bakonyi fúrásokban a Csernyei és Dorogi Formációk a lutetiai emelet legfelső részébe tartoznak, a Csolnoki és a Padragi Formációk a bartoni és a priabonai emeletet képviselik.

A BERGGREN et al. (1995) idő skálán a középső–késő eocén határt az NP18 nannozóna bázisánál húzták meg, és a *Porticulosphaere semiinvoluta* plankton foraminifera zóna alját a bartoni emeletbe, az NP17 nannozóna közepére tették. A hazai szelvényeken a *Globigerinatheka semiinvoluta* plankton foraminifera első előfordulása az NP18 nannozóna bázisával és a felső-eocén aljával esik egybe. Az idő skálának ez a része felülvizsgálatra szorul.

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

Bevezetés

A dunántúli-középhegységi eocén képződmények tanulmányozása – ezen belül sztratigráfiai helyzetük rögzítése – mindig hálás témája volt a hazai földtani kutatásnak. Viszonylag nagy elterjedésük, feltűnő ősmaradvány gazdagságuk és a bennük, illetve fekvőjükben található nyersanyagok (bauxit, kőszén) ezt kezdettől fogva indokolttá tették. A vizsgálatok szinte kizárólag a sekélytengeri, elegyesvízi és terresztrikus fáciesekkel foglalkoztak.

A hatvanas évek intenzív nyersanyagkutatásai – a nagyobb mélységek felé eltolódva – egyre teljesebb rétegsorokat tártak fel. E zömükben márgás kifejlődésű, az egykori medencék belső, mélyebb részének üledékeit feltáró szelvények szintezése csak a bezárt planktonanyag vizsgálatával volt lehetséges. A kezdeti eredmények jelezték, hogy az egykori szubtrópusi éghajlatnak köszönhetően a dunántúli rétegsorokban megtalálhatók azok a taxonok, amelyek alapján a globálisnak tekinthető plankton zónációkkal történő besorolás elvégezhető. A plankton zonáció kialakulását részletesen tárgyalja KOLLÁNYI & BÁLDINÉ-BEKE (2002) munkája. A magyarországi plankton kutatás megindítása KOPEK G. nevéhez fűződik, akinek a felkérésére a Dunántúli-középhegység területéről több szelvény plankton foraminifera vizsgálata készült el (SOLDAINI 1970, TOUMARKINE 1971, VITÁLIS & ZILAHY 1971, SAMUEL 1972), és megindult a nannoplankton tanulmányozása (BÁLDI-BEKE 1971).

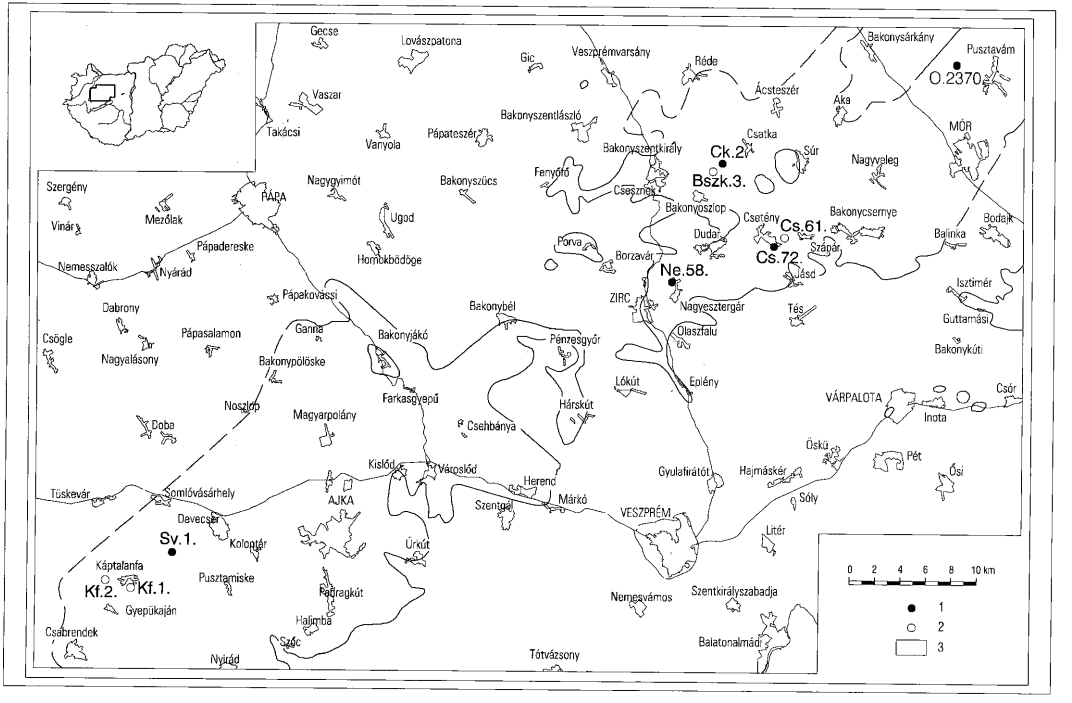
A Magyar Rétegtani Bizottság kezdeményezésére a hetvenes évek közepétől kezdett formálódni a hazai eocén képződmények litosztratigráfiai rendszere, azaz kizárólag litológiai sajátosságaik és települési helyzetük alapján történő egységekbe sorolása, az egységek területi elterjedésének és egymáshoz való kapcsolódásuknak rögzítése. Az Eocén Albizottság által összeállított többször módosított formációtáblázat (in GYALOG 1996) vertikális elrendezése alapvetően a márgás formációk planktonsztratigráfiai adataira épül.

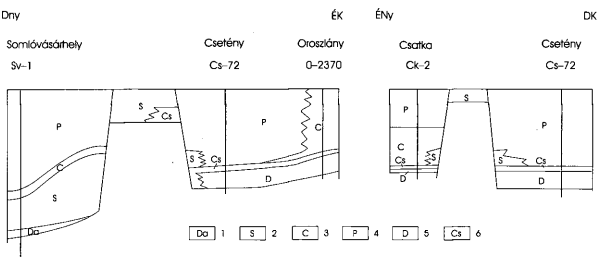
1983–84-ben a DNy-bakonyi felső-kréta szénkutatás keretében mélyült a Somlóvásárhely Sv–1 fúrás, mely a vártnál jóval vastagabb és így várhatóan teljesebb eocén rétegsort harántolt. LANTOS M. felvetése alapján az anyag részletes paleomágneses feldolgozásra került, ami lehetővé tette a lito- és biosztratigráfiai egységek korrelációját a globális mágneses skálával is (BERNHARDT et al. 1985, 1988). A nyolcvanas évektől 1992 elejéig folytatott eocén szénkutatások során további szelvények komplex vizsgálatára került sor a Magas-Bakonytól K-re a bakonyszentkirály–csatkai, a dudar–csetényi és az oroszlány–pusztavámi szénterületeken (*1., 2. ábra*). Az eredmények egy része már korábban publikálásra került (HORVÁTH-KOLLÁNYI & NAGY-GELLAI 1989, BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1991, KOLLÁNYI et al. 1997).

Jelen munkában öt fúrást dolgoztunk fel: Somlóvásárhely Sv–1, Nagyesztergár Ne–58, Csetény Cs–72, Csatka Ck–2, Oroszlány O–2370. A továbbiakban csak a fúrások jelét használjuk. A rétegtani besorolás alátámasztására néhány közeli és

1. ábra.→ Áttekintő térkép. Jelmagyarázat: 1. plankton- és magnetosztratigráfiailag vizsgált fúrás, 2. planktonsztratigráfiailag vizsgált fúrás, 3. az eocén képződmények elterjedésének határa

Fig. 1 Location map. Legend: 1 Boreholes with plankton and magnetostratigraphic data, 2 borehole with plankton stratigraphic data, 3 extent of the Eocene formations


Gecse
Lovászpatona
Gic
Veszprémvarsány
Réde
Bakonysárkány
Pusztavám
O.2370
Vaszar
Takácsi
Vanyola
Pápateszér
Bakonyszentlászló
Ácsteszér
Aka
Csatka
Bakonyszentkirály
Ck.2.
Bszk.3.
Súr
MÓR
Nagyvpleg
Szergény
Nagyvimót
Bakonyszücs
Fenyőfő
Csesznek
Bakonyoszlop
Csetény
Cs.61.
Cs.72.
Bakonycsernye
Bodajk
Bajinka
Vinár
Merőlak
PÁPA
Ugod
Duda
Szápár
Pápadereske
Nemesszalók
Nyárád
Homokbödöge
Porva
Borzavár
Ne.58.
Jásd
Isztimér
Pápakovácsi
Dabrony
Bakonybél
ZIRC
Nagyesztergár
Tés
Guttamási
Csögle
Pápasalamon
Ganna
Bakonyjákó
Pénzesgyőr
Olaszfalu
Bakonykúti
Nagyalásony
Bakonypölöske
Lókút
Eplény
Csór
Nosztop
Farkasgyepű
Hárskút
VÁRPALOTA
Magyarpolány
Inota
Doba
Csehbánya
Öskü
Pét
Kislőd
Városlőd
Herend
Gyulafirátót
Hajmáskér
Ősi
Tüskevár
Somlóvásárhely
AJKA
Márkó
Sóly
Szentgál
VESZPRÉM
Devecser
Litér
Sv.1.
Kolontár
Úrkút
Káptalanfa
Kf.2.
Kf.1.
Pusztamiske
Padragkút
Nemesvámos
Szentkirályszabadja
Gyepükaján
Csabrendek
Halimba
Szőc
Balatonalmádi
Nyirád
Tótvázsony
0 2 4 6 8 10 km
1
2
3



2. *ábra.* A litosztratigráfiai egységek vázlata a vizsgált fúrások területén. Jelmagyarázat: 1. Darvastói F., 2. Szőci Mészkő F., 3. Csolnoki Agyagmárga F., 4. Padragi Márga F., 5. Dorogi F., 6. Csernyei F.

Fig. 2 Sketch of the lithostratigraphic units in the area of the studied boreholes. Legend: 1 Darvastó Fm., 2 Szőc Limestone Fm., 3 Csolnok Clay Marl Fm., 4 Padrag Marl Fm., 5 Dorog Fm. 6. Csernye Fm.

jól korrelálható fúrási szelvény (Káptalanfa Kf–1 és Kf–2, Bakonyszentkirály Bszk–3 és Csetény Cs–61) adatait is felhasználtuk. A szelvények rétegtani besorolása helyenként eltér a korábbiaktól, ez részben az egységek definíciójának pontosítása, részben mintasűrítés következtében vált indokolttá. Az 1990-es évek eleje óta eocén képződményeket harántoló fúrások nem mélyültek, így további magnetosztratigráfiai adatokra belátható időn belül nem számíthatunk. Ezért célszerűnek látszik a rétegtani egységek korrelációjának összefoglalása a jelenlegi stádiumban. Az érintett szelvények planktonsztratigráfiai alapadatait KOLLÁNYI & BÁLDINÉ-BEKE (2002) munkája tartalmazza.

Litosztratigráfiai jellemzés

Darvastói Formáció

Törmelékes üledékes kőzetek – kavics, homok, aleurit, agyag – valamint mésztartalmú változataik – agyagmárga, márga, mészmárga – alkotják. A bakonyi eocén üledékciklus legalsó egysége, üledékhézaggal települ a mezozoos és bauxitformációkra. Rétegtani fedője a Szőci Mészkő F. csak a D-i Bakonyban fordul elő, ott általános elterjedésű.

Az Sv–1 fúrás harántolta. Alsó, 847,3–839,9 m közötti szakasza homokos kavicsból áll, felépítése és szétesett állaga miatt magneto- és biosztratigráfiailag nem értékelhető. A 831,9 m-ig tartó, alulról felfelé homokos, aleuritos, agyagos, márgás átmenetű felső rész szegényes, de zónába sorolásra alkalmas nannoplankton flórát tartalmaz, összhangban a formációból korábban leírtakkal (BÁLDINÉ-BEKE 1984). Innen származnak a legmélyebb magnetosztratigráfiai adatok is.

Dorogi Formáció

Törmelékes kőzetek – agyag, aleurolit, homokkő, kavics, kőszén valamint – kisebb arányban – meszes üledékek: mészkő, mészmárga, márga, agyagmárga

építik fel. A formáció a Magas-Bakonytól K felé a Dunántúli-középhegységnek csaknem teljes hosszában követhető. Elterjedési területén az eocén üledékciklus bazális egysége; üledékhézaggal települ a mezozoos aljzatra, valamint a Gánti Bauxitra Rétegtani fedője a Csernyei F.

Négy keleti fúrásunk a formációt saját környezetére jellemzőnek mondható vastagságban és kifejlődésben harántolta. A Cs–72 fúrás a nagyesztergár–dudar–csetényi eocén szénterület K-i részén mélyült, a formáció itt az agyagos-homokos rétegek javára kivastagodik, a szenes rétegek viszont vékonyodnak. Az Ne–58 fúrás a terület Ny-i szegélye közelében helyezkedik el; a formáció itt 10 m-nél vékonyabb. A Ck–2 fúrás az ÉK-i Bakony É-i részén húzódó, kevéssé ismert bakonyszentkirály–csatkai eocén medenceterületre esik. A formáció e területen a dudar–csetényinél kisebb vastagságú. Az O–2370 fúrás az oroszlányi eocén medence Ny-i pereme közelében mélyült, ahol mind a formáció egésze, mind a szenes rétegek kivékonyodtak.

A formáció magnetosztratigráfiailag értékelhető adatokkal nem szolgált. A nannoplankton anyag – szegénysége ellenére – rétegtani besorolás elvégzésére alkalmas. A Ck–2 fúrás esetében ennek hiányán segítenek a közelben mélyült Bakonyszentkirály Bszk–3 fúrás adatai (BÁLDINÉ-BEKE 1984).

Csernyei Formáció

Túlnyomórészt aleuritból és márgából álló egység, jellegzetességét a benne található nagyszámú, helyenként lumasellaszerűen feldúsuló molluszka – főleg kagyló – maradványok adják. Elterjedése a Magas-Bakonytól K-re, a Dorogi Formációhoz kapcsolódik, amelynek fedőjét alkotja. Négy keleti fúrásunk jellegzetes, 10 m-nél kisebb vastagságban harántolta. A formáció magnetosztratigráfiailag nem értékelhető, nannoplankton flórája a Dorogi Formációéhoz hasonló.

Szőci Mészkő Formáció

A nagytermetű foraminiferákat bőségesen, helyenként kőzetalkotó mennyiségben tartalmazó formáció („főnummuliteszes mészkő") a Ny-i Bakonyban általános elterjedésű, az É-i Bakonyban és attól K-re csak az egykori eocén medencék peremén nyomozható.

A DNy-bakonyi Sv–1 fúrásban harántolt mintegy 73 m-és vastagsága a terület Ny-i, Somlóvásárhely–Káptalanfa–Csabrendek közötti részén általános. Fedőjében e területrészen fokozatos, mészmárgás átmenettel a Csolnoki Agyagmárga Formáció települ. A Szőci Mészkő F. felső részében jelentős mennyiségű glaukonit figyelhető meg. A glaukonitanyag egyrészt önálló szemcsék formájában, másrészt egyes foraminiferák kamrakitöltéseként jelentkezik. A mészkő többékevésbé agyagos, agyagközös, ennek köszönhetően magnetosztratigráfiailag értékelhető, szintezésre alkalmas. Nannoplankton együttese korábbi vizsgálatokból ismerten szegényes, pontos zónabesorolása bizonytalan (BÁLDINÉ-BEKE 1984).

Az É-i Bakonyban az Ne–58 fúrás – medenceperemi helyzetéből következően – mintegy 8 m-es vastagságban harántolta a formációt a Csernyei F. fedőjében. A

tömeges kifejlődésű mészkő sem magneto- sem planktonsztratigráfiai szempontból nem volt értékelhető.

Csolnoki Agyagmárga Formáció

E formációba soroljuk a dunántúli-középhegységi eocén üledékciklus azon agyagmárgából, márgából és mészmárgából álló egységét, amelynek egyes rétegei nagy számban, gyakran tömegesen, sőt kőzetalkotó mennyiségben tartalmaznak nagytermetű foraminifera – többségében *Nummulites, Discocyclina, Operculina* és *Actinocyclina* – maradványokat.

Az Sv–1 fúrásban a Csolnoki Agyagmárga a Szőci Mészkő Formációból fokozatosan, a mésztartalom csökkenésével fejlődik ki és fölfelé szintén fokozatosan, a nagyforaminifera fauna kimaradásával megy át a Padragi Márgába. A fúrás első ismertetésekor (BERNHARDT et al. 1988) ezt a szakaszt is a Padragi Márga Formációba soroltuk, azonban a jellegzetes ősmaradványtartalom indokolttá teszi az elkülönítést. A formáció felső, 741,4 m fölötti szakasza számos glaukonitszemcsét tartalmaz.

A Ck–2 fúrásban a formáció a Csernyei Formációból a nagyméretű, vastaghéjú molluszka-maradványok kimaradásával fejlődik ki. Fedője itt is a Padragi Márga. A Csolnoki Agyagmárga felső részében 487,8–487,5 m között tufit, 470,4–470,0 és 468,0–466,8 m között tufitos márga betelepülése figyelhető meg.

Az O–2370 fúrásban a fekvő szintén a Csernyei Formáció. Fölötte 622,0–620,6 m között tűzkőtörmelék betelepülése jelzi a fúrás peremi helyzetét. A formációban 593,2 m-nél 10 cm-es vastagságban tufitos nyomok, bentonitos lencsék találhatók. Közvetlenül az oligocén denudációs felszín alatt homokos aleurit váltja fel az agyagmárgát.

A Csolnoki Agyagmárga mindhárom fúrásban mind magneto-, mind planktonsztratigráfiailag zónabesorolásra alkalmasnak bizonyult.

Padragi Márga Formáció

Ide soroljuk a bakonyi eocén üledékciklus azon márgából és mészmárgából álló, több-kevesebb aleuritot is tartalmazó egységét, amely – eltérően a Csolnoki Agyagmárgától – makroszkóposan megfigyelhető nagyforaminiferákat nem, vagy csak elenyésző mennyiségben tartalmaz. A formáció a bakonyi eocén zárótagja, valamennyi – többnyire oligocén – fedője eróziós diszkordanciával települ rá. Vastagsága a DNy-i és ÉK-i Bakonyban jelentős, a Magas-Bakony területén csak eróziós foszlányai maradtak meg.

Az Sv–1 fúrásban a formáció alsó része 712,8 m-ig mészmárgás, fölötte márgás felépítésű. 701,9 m alatt általában kevés, helyenként közepes mennyiségű glaukonitot tartalmaz. A márgás részben két, határozottan elkülönülő szakaszban vulkáni működésre utaló nyomok találhatók. 661,0 m fölött a márga bentonitossá válik, 655,6 m-től fölfelé benne 1–6 cm-es tufit anyagú kavicsok találhatók, végül 642,2–631,5 m között 1–10 cm-es tufitcsíkok települnek közbe. A felső szakasz 591,8–583,0 m-ig tart, benne 0,5–5 cm-es tufitzsinórok figyelhetők meg. A formáció 582,3 m fölötti szakasza túlnyomórészt tufahomokból áll, amelyben több

helyen max. 5 cm-es lapilli- és a 8 cm-es magátmérőt is meghaladó méretű felszaggatott márgadarabok, valamint *Nummulites-*, *Discocyclina-* és kagylóhéjtöredékek ágyazódnak be. A formációra jellemző márgaanyag 0,2–1,2 m-es betelepülésekben e szakászban is végig megtalálható.

A Cs–72 fúrásban a formáció alsó részén nagyobb, felül kisebb mértékben aleuritos márgából áll. Fekvője a Csernyei F. 399,0–396,8 m között glaukonitos márgás homok települ közbe, benne a glaukonitszemcséken és felszaggatott glaukonitos márgafoszlányokon kívül kagylóhéjak töredékei és nummuliteszmaradványok figyelhetők meg. A formáció felső kétharmadában helyenként vulkáni működés nyomai láthatók; nevezetesen 363,6–363,45; 337,45–335,0; 328,5–328,45; 296,12–296,05 és 281,9–279,3 m között. Ezeket alul 15–20 cm-es tufitos márgából, 328 m fölött pedig 1–7 cm-es tufitcsíkokból álló betelepülések alkotják. 360,6–347,6 m között egyes padokban erősen glaukonitos márgaréteg figyelhető meg. A formáció felső szakasza nem volt tanulmányozható, mert a fúrás 272,4 m-ig teljes szelvénnyel mélyült.

Az Ne–58 fúrásban a Padragi Márga a Szőci Mészkőből éles határ mentén fejlődik ki. Az alsó 0,2 m dúsan nummuliteszes, ez tulajdonképpen a Csolnoki Agyagmárga indikációszerű megjelenésének tekinthető. A 87,0 m alatti szakasz változó mértékben glaukonitos. 63,2–60,4 m között az aleuritos márgás rétegsorba sok glaukonitot és molluszka-héjtöredéket tartalmazó homokréteg települ közbe.

A Ck–2 fúrásban a formáció a Csolnoki Agyagmárgát 466,8 m-ben záró tufitos márgára települ. Bár a szűkszavú rétegleírás nem részletezi, de a közeli Bakonyszentkirály Bszk–3 fúrás részletesen feldolgozott és a geofizikai szelvények alapján jól korrelálható rétegsorából átvetíthető, hogy a formáció alsó részében kb. 450 m alatt glaukonitfeldúsulás van, kb. 440 m-től fölfelé pedig a márgaanyag tufitosodott, benne 1–6 cm-es tufitcsíkok találhatók.

A Padragi Márga mind magneto-, mind planktonsztratigráfiailag kiválóan értékelhető, a bakonyi eocén rétegtanának meghatározó jelentőségű egysége.

Planktonsztratigráfia

Jelen munkában TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985) plankton foraminifera biozónáit és MARTINI (1971) nannoplankton biozónációját követjük. Részletes leírásuk KOLLÁNYI & BÁLDINÉ-BEKE (2002) munkájában található.

Plankton foraminifera zónák

Globigerinatheka s. subconglobata zóna (*3, 4, 9. ábra*)

A Dunántúli-középhegység területén plankton foraminiferákat tartalmazó legidősebb képződmények tartoznak ebbe a zónába. Határai bizonytalanok a kedvezőtlen, sekélytengeri fácies miatt. A zónajelző *Morozovella aragonensis* hiányzik, a *Globigerinatheka m. mexicana* bár már megjelenik az üledékben, de ritka volta miatt bizonytalan a zóna megléte.

Előfordulása: bizonytalan, valószínűleg az Sv–1 fúrás 757,5–742,8 m közötti szakasza tartozhat ide.

Morozovella lehneri zóna (*4–9. ábra*)

A zóna mind a D-i, mind az É-i területen kimutatható. Általában mindkét zónajelző hiányzik az üledékből (*Morozovella aragonensis, Orbulinoides beckmanni*).

Hazai szelvényeknél az alsó határ bizonytalan a ritka plankton foraminifera előfordulás miatt, felső határát általában a *„Globigerinoides" higginsi* utolsó előfordulása jelzi.

Előfordulása: Sv–1: 723,0–638,5 m, Ne–58: 87,1–66,2 m, Cs–72: 427,2–405,7 m, Ck–2: 556,0–512,2 m, O–2370: 622,1–576,0 m.

Orbulinoides beckmanni zóna (*4–9. ábra*)

A zóna pontos határai az európai eocén rétegsorokban a zónajelző *Orbulinoides beckmanni* hiánya illetve ritka volta miatt bizonytalanok. Hazai szelvényeken alsó határát gyakran a *„Globigerinoides" higginsi* utolsó (LO), illetve a *Turborotalia c. cerroazulensis* első (FO) előfordulása jelzi. Felső határát a *Hantkenina liebusi, Globigerinatheka m. kugleri* utolsó (LO), illetve a *Globigerinatheka s. luterbacheri* első (FO) előfordulása jelöli. A megvizsgált szelvényekben a zóna mindenütt jelen van a *Morozovella lehneri* és *Truncorotaloides rohri* zóna között, csak a pontos határa bizonytalan.

Előfordulása: Sv–1: 638,5–627,8 m, Ne–58: 65,3–54,0 m, Cs–72: 405,7–395,6 m, Ck–2: 507,9–484,4 m, O–2370: 574,5–563,6 m.

Truncorotaloides rohri zóna (*4–9. ábra*)

A zóna az összes megvizsgált szelvényben kimutatható, de az eocén végi lepusztulás következtében a rétegsorok felső szakasza hiányozhat. A zóna alsó határa az *Orbulinoides beckmanni* hiánya miatt bizonytalan, felső határa általában jól kijelölhető a Truncorotaloidesek utolsó (LO), illetve a *Globigerinatheka semiinvoluta* első (FO) előfordulása alapján.

Előfordulása: Sv–1: 627,8–587,3 m, Ne–58: 53,5–34,2 m, Cs–72: 394,2–341,5 m, Ck–2: 483,4-439,2 m, O–2370: 562,6–557,6 m.

Globigerinatheka semiinvoluta zóna (*4, 6, 7, 9. ábra*)

A zóna az eocén végi lepusztulás következtében csak három fúrásban (Sv–1, Cs–72, Ck–2) fordul elő. Alsó határa planktondús rétegsorokban jól felismerhető a *Truncorotaloides* kihalásával, illetve a *Globigerinatheka semiinvoluta* megjelenésével. Lepusztulás következtében a felső határa hiányzik.

Előfordulása: Sv–1: 587,3–541,4 m, Cs–72: 340,6–272,4 m, Ck–2: 437,1–379,2 m.

Nannoplankton zónák

NP 14 zóna (*4, 9. ábra*)

A középső-eocén transzgressziós rétegsor alján kimutatható legidősebb együttes, melyet általában a *Discoaster lodoensis* és a *Discoaster sublodoensis* együttes előfordulása jellemez. Csak a D-Bakony területén fordul elő.

Előfordulása: a Sv–1: 835,0 m, *D. sublodoensis*szel.

NP 15 zóna (*4, 9. ábra*)

Szegényes és jellegtelen a nannoplankton a kedvezőtlen nummuliteszes mészkőfácies miatt. Elhatárolása lefelé bizonytalan, felfelé a fiatalabb zónába belépő fajok alapján lehetséges. A zóna középső részén a *Braarudosphaera* jelentős feldúsulása mutatkozik.

Előfordulása: Sv–1: ?834,7-708,9 m.

NP 16 zóna (*4–9. ábra*)

A teljes Dunántúli-középhegység területén előfordul. Az É-Bakonytól kezdve a legidősebb, transzgressziós eocén rétegek (pl. kőszén) is ide tartoznak. Alsó határát belépő zónajelzők adják: *Reticulofenestra placomorpha, Lanternithus minutus, Pemma papillatum,* felső határát jelzi a *Chiasmolithus solitus* és a *Sphenolithus furcatolithoides* utolsó előfordulása. A zóna legalján az É-Dunántúl területén a kőszén fedőjében szintként jelenik meg a *Reticulofenestra tokodensis* endemikus faj jellemző kísérőivel. Az É-Bakonyban a *R. tokodensis* előfordulása ritka a nyíltabb vízi fáciessel összefüggésben.

Előfordulása: Sv–1: 708,9–640,1 m, Ne–58: 107,4?–48,8? m, Cs–72: 480,7–396,8 m, Ck–2: 583,6–499,2 m, O–2370: 644,0–568,0? m.

NP 17 zóna (*4–9. ábra*)

A dunántúli-középhegységi eocén rétegsorokban mindenütt előfordul. A *Chiasmolithus solitus* és a *Sphenolithus furcatolithoides* utolsó előfordulásától a *Chiasmolithus oamaruensis* első előfordulásáig tart. A *Sphenolithus predistentus* általában ebben a zónában fordul elő először, gyakori még a *Pemma,* jelen van a *Chiasmolithus grandis.*

Előfordulása: Sv–1: 639,7–588,3 m, Ne–58: 46,6?–34,2 m, Cs–72: 394,2– ? m, Ck–2: 496,4–437,8 m, O–2370: 566,0 ?–557,6 m.

NP 18 zóna (*4, 6, 7, 9. ábra*)

A Dunántúli-középhegység területén bárhol előfordul az eocén utáni lepusztulástól megkímélt foltokban. A *Chiasmolithus oamaruensis* első előfordulásától az *Istmolithus recurvus* első előfordulásáig tart.

Előfordulása: Sv–1: 587,3–583,0 m, Cs–72: nem határolható le, Ck–2: 437,1–416,4 m.

NP 19 (-?20) zóna (*4, 6, 7, 9. ábra*)

Az NP 19 és NP 20 zónák nem választhatók el. Az *Isthmolithus recurvus* első előfordulása adja a zóna alsó határát. A vizsgált szelvényekben mindenütt diszkordancia zárja.

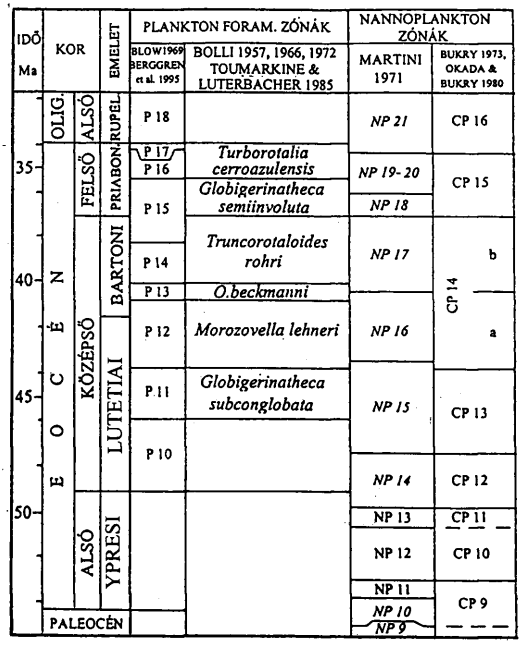
Előfordulása: Sv–1: 582,7–541,4 m, Cs–72: jelenléte bizonytalan, Ck–2: 413,5–379,2 m.

A plankton foraminifera és nannoplankton biozónák korrelálása

A hazai eocén rétegsorokban BOLLI (1957a, b, 1972), TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985) plankton foraminifera és MARTINI (1971) nannoplankton biozónáit használjuk. A *3. ábrán* látható még BLOW (1969), BERGGREN et al. (1995) zónabeosztása. Bár a két beosztás nagyon hasonló és a zónajelző fajok is nagyrészt azonosak, adódnak különbségek is.

BERGGREN et al. (1995) a P15/P14 (*Porticulasphaera semiinvoluta/Truncorotaloides rohri–Morozovella spinulosa*) zónahatárt korábbra, a középső-eocén bartoni emeletbe teszik. Vizsgálataik során (BLOW 1969, BERGGREN 1969, BERGGREN & MILLER 1988, BERGGREN et al. 1995) azt tapasztalták, hogy a magasabb szélességi körön a *Porticulasphaera semiinvoluta* már a középső-eocén végén megjelenik, együtt az *Acarinina–Truncorotaloides* fajokkal, ellentétben a trópusi területekkel.

Hazai szelvényeken viszont úgy tapasztaltuk, hogy a *Globigerinatheka semiinvoluta* és a *Truncorotaloides rohri* soha nincs átfedésben, és a *Globigerinatheka semi-*



3. ábra. A plakton foraminifera és nannoplankton biozónák korrelálása

Fig. 3 Correlation of the planktonic foraminiferal and nannoplankton biozones

involuta bázisa valamint az NP18-as nannozóna bázisa egybe esik a felső-eocén aljával.

Bár a plankton foraminifera és nannoplankton biozóna határok esetenként bizonytalanul jelölhetők ki, általában egymással jól párhuzamosíthatók. Rendszerint jól kijelölhető az NP16/NP17 határa, ami általában a rendkívül vékony *Orbulinoides beckmanni* zóna közepére esik. Ez három fúrásban elég pontosan megfigyelhető (Cs–72, Ck–2, O–2370, *6–8. ábra*). Az Ne–58 fúrásban a határok bizonytalanok, így ez itt nem bizonyítható. Némi különbség a Sv–1 fúrásnál van, ahol a bizonytalan határú *Orbulinoides beckmanni* zóna valamivel magasabban kezdődik az NP16/NP17 zónahatárnál (*4. ábra*). A középső–felső-eocén határ mind nannoplanktonnal, mind plankton foraminiferával jól kijelölhető és korrelálható.

Magnetosztratigráfia

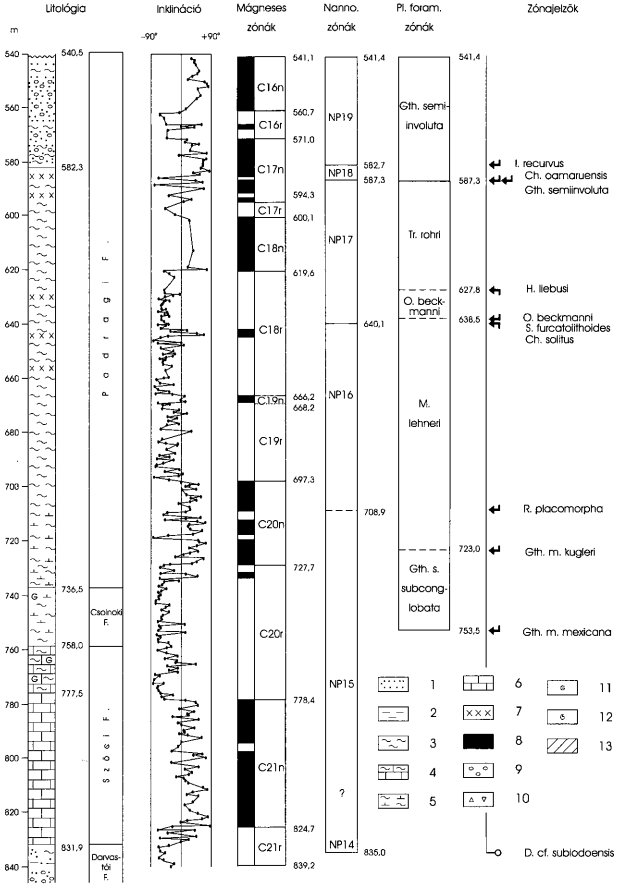
Az Sv–1 fúrásból 1 méterenként, összesen 332 db kőzetmintát vettünk. Ezekből az ELTE Geofizikai Tanszéken henger mintákat fúrtak, amelyek mágnesezettségét egy JR–4 magnetométeren mérték meg MÁRTON P. vezetésével. A mérés, a feldolgozás, az eredmények és az értelmezés részletesen BERNHARDT et al. (1988) cikkében található meg.

A másik négy fúrás eocén rétegsorának magjaiból 0,5 méterenként gyűjtöttünk mintákat az ép, eredeti kőzetekből a fúrásnál. A zavart településű, töredezett, szétesett magokat és a paleomágneses mérésekre alkalmatlan kőzeteket nem mintáztuk meg, emiatt a Ck–2 fúrás 485,3–467,5 m közötti szakaszán nincs minta. A mintákat kocka alakú műanyag dobozba tettük és szigetelőszalaggal légmentesen lezártuk. A kemény kőzetekből a mintákat bronzalapú gyémántkoronggal vágtuk méretre. A négy fúrásból összesen 982 mintát gyűjtöttünk és mértünk le.

A minták mágnesezettségét a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet közös magnetosztratigráfiai laboratóriumában mértük meg egy CCL gyártmányú kriogén magnetométeren, amelynek zajszintje 3–5x10^{-5} A/m volt. A lemágnesezéseket Schonstedt TSD–1 típusú termikus és GSD–1 típusú egykomponenses váltóterű berendezéssel végeztük el.

A természetes remanens mágnesezettség (NRM) megmérése után mindegyik szelvényből két-két sorozat „pilot" mintát választottunk ki úgy, hogy azok mind a kőzettípusok, mind a mélység, mind a mágneses irány és intenzitás tekintetében reprezentatívak legyenek. Az egyik sorozatot termikusan, másikat váltótérben lépésenként lemágneseztük, összesen 170 pilot mintát vizsgáltunk. A kevésbé stabil, másodlagos komponensek többnyire 200–300 °C hevítés, illetve 15–20 mT lemágnesezés után tűntek el, de néhány esetben csak 350 °C illetve 30 mT fölött. A termikus és a váltóterű lemágnesezések paleomágneses irányai között általában nincs lényeges különbség, de a termikus lemágnesezés rendszerint valamivel jobb eredményt adott.

A lemágnesezési görbék kiértékelése alapján a legtöbb mintát 200–300 °C-on mágneseztük le, a minták egy részén 300–400 °C-on további lemágnesezést végeztünk. A Ck–2 fúrás 474 m alatti részén és az Ne–58 fúrásban a termikus lemágnesezés során 200 °C-nál vagy valamivel e fölött az irányok hirtelen



4. ábra. A Somlóvásárhely Sv–1 fúrás rétegsora, formációi, inklináció szelvénye, mágneses, nannoplankton és plankton foraminifera zónái, a fontosabb biosztratigráfiai eseményekkel. Jelmagyarázat: 1. homok, 2. agyag, 3. márga, 4. agyagos mészkő, 5. mészmárga, 6. mészkő, 7. tufit csík, 8. szén, szenes agyag, 9. kavics, 10. tűzkő, 11. glaukonit, 12. molluszka, 13. nincs paleomágneses minta

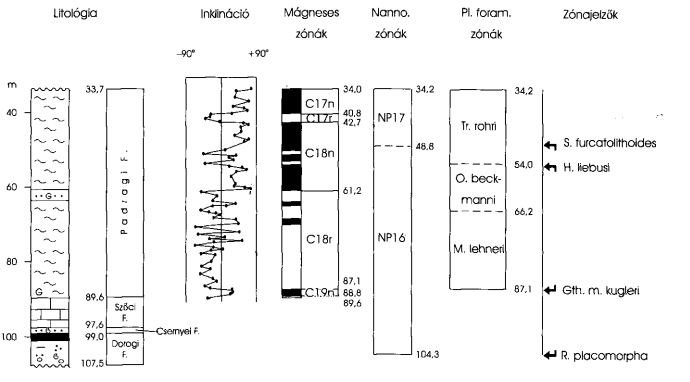
Fig. 4 Lithology, formations, inclination record, magnetic, nannoplankton and planktonic foraminiferal zones of the borehole Somlóvásárhely Sv–1 with the significant biostratigraphic events. Legend: 1 sand, 2 clay, 3 marl, 4 clayey limestone, 5 calcareous marl, 6 limestone, 7 tuffite layer, 8 coal, carbonaceous clay, 9 pebble, 10 chert, 11 glauconite, 12 mollusc, 13 no paleomagnetic samples

megváltoztak, mert a hevítés hatására új ásvány keletkezett. Ezeket valamint a többi fúrás laza mintáit 15–20 mT váltótérben mágneseztük le, a minták egyharmadát még 25–35 mT térben is. Azokat a mintákat, amelyeknek nem volt stabil mágnesezettségük vagy a mérési hibájuk nagy volt, kihagytuk az adatrendszerből.

A Cs–72 fúrásban a szárazföldi rétegekben (430,2 m alatt) nem tudtunk stabil polaritás zónákat meghatározni. Itt a mágnesezettség jelentős része valószínűleg nem eredeti, hanem utólagos ásványátalakulás (elsősorban oxidáció) eredménye, ezért nincs rétegtani értéke. Hasonló okokból hagytuk ki az O–2370 fúrás 613,3 m alatti részét és az Ne–58 fúrás 90 m alatti mintáit. Végül 956 minta méréséből szerkesztettük meg az inklináció szelvényeket.

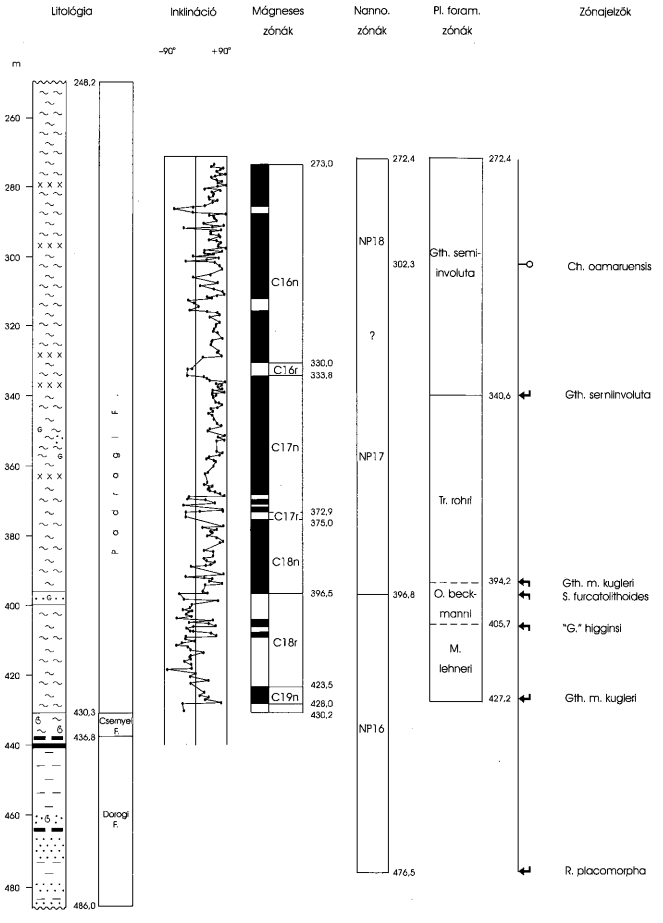
A röntgendiffrakciós analízis a kvarc és kalcit mellett montmorillonitot, plagioklászt, muszkovitot és kevés piritet, kloritot, illitet, magnetitet mutatott ki a vizsgált mintákban (KOVÁCS-PÁLFFY 2001). Néhány, elszórt mintában kevés goethitet vagy maghemitet észleltek, ezek közül egynek nem volt stabil mágnesezettsége, a többi minta lemágnesezés utáni iránya nem üt ki a környezetéből. A klorit jelenléte mállás hatására utal, de a pirit és a sok plagioklász jelenléte azt jelzi, hogy a mállás nem volt jelentős. A minták ásványi összetétele szerint a klorit valószínűleg törmelékes eredetű. Mindezek együttesen arra utalnak, hogy a mágnesezettség hordozója magnetit, és a stabil irányok eredeti mágnesezettséget tükröznek.

A fúrási szelvények polaritás zónáit az inklináció előjele alapján határoztuk meg (*4–8. ábrák*), felhasználva az inklináció lemágnesezés alatt mutatott menetét is. A kiütő értékeket és a nem ábrázolható vékony zónákat nem vettük figyelembe.



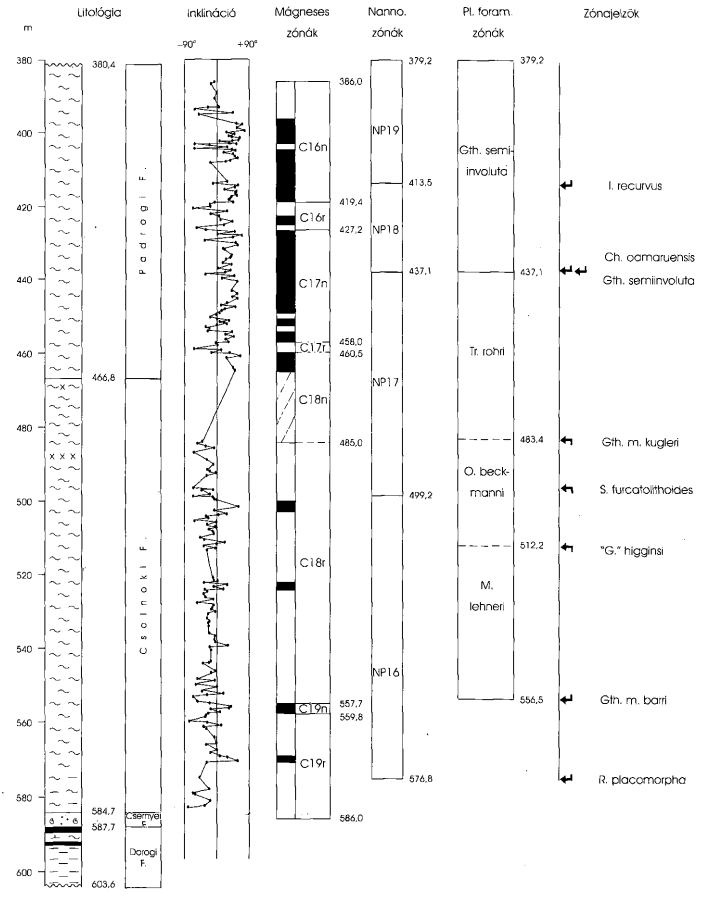
5. ábra. A Nagyesztergár Ne–58 fúrás rétegsora, formációi, inklináció szelvénye, mágneses, nannoplankton és plankton foraminifera zónái, a fontosabb biosztratigráfiai eseményekkel. Jelmagyarázatot lásd a 4. ábrán.

Fig. 5 Lithology, formations, inclination record, magnetic, nannoplankton and planktonic foraminiferal zones of the borehole Nagyesztergár Ne–58 with the significant biostratigraphic events. For legend see Fig. 4



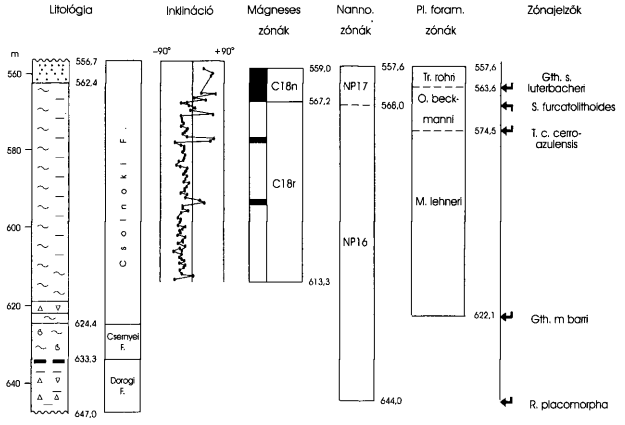
6. ábra. A Csetény Cs–72 fúrás rétegsora, formációi, inklináció szelvénye, mágneses, nannoplankton és plankton foraminifera zónái, a fontosabb biosztratigráfiai eseményekkel. Jelmagyarázatot lásd a 4. ábrán.

Fig. 6 Lithology, formations, inclination record, magnetic, nannoplankton and planktonic foraminiferal zones of the borehole Csetény Cs–72 with the significant biostratigraphic events. For legend see Fig. 4



7. ábra. A Csatka Ck–2 fúrás rétegsora, formációi, inklináció szelvénye, mágneses, nannoplankton és plankton foraminifera zónái, a fontosabb biosztratigráfiai eseményekkel. Jelmagyarázatot lásd a 4. ábrán.

Fig. 7 Lithology, formations, inclination record, magnetic, nannoplankton and planktonic foraminiferal zones of the borehole Csatka Ck–2 with the significant biostratigraphic events. For legend see Fig. 4



8. ábra. Az Oroszlány O–2370 fúrás rétegsora, formációi, inklináció szelvénye, mágneses, nannoplankton és plankton foraminifera zónái, a fontosabb biosztratigráfiai eseményekkel. Jelmagyarázatot lásd a 4. ábrán.

Fig. 8 Lithology, formations, inclination record, magnetic, nannoplankton and planktonic foraminiferal zones of the borehole Oroszlány O–2370 with the significant biostratigraphic events. For legend see Fig. 4

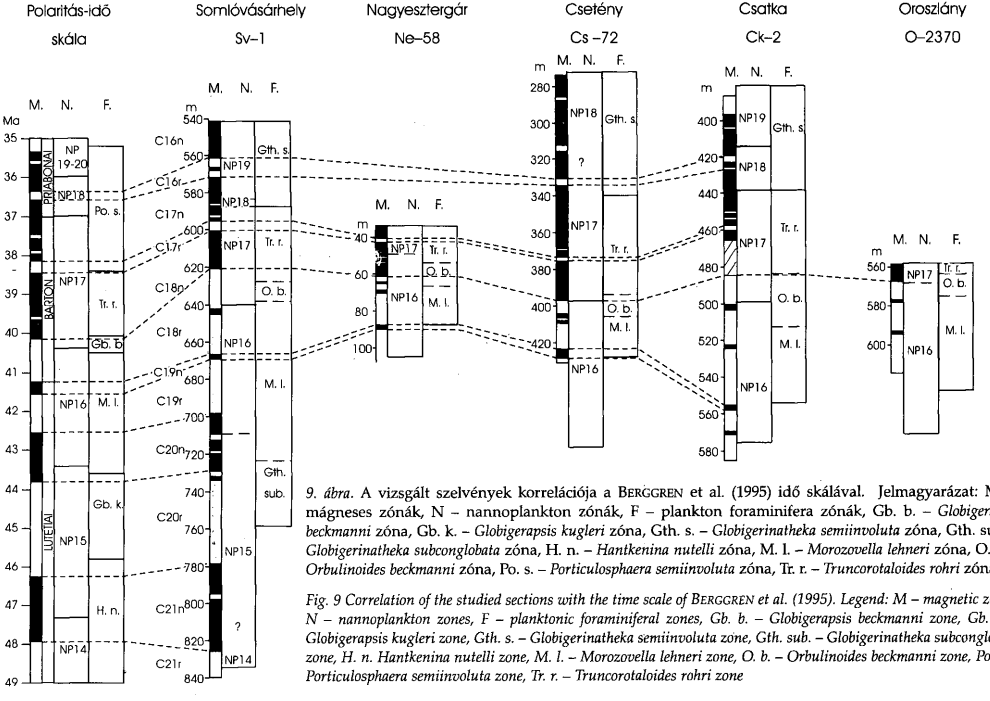
Eredmények, következtetések

A rétegtani egységek korrelációja

Az Sv–1 fúrásban a Darvastói F. felső része – a benne talált cf.-re határozott *Discoaster sublodoensis* alapján – az NP14 nannoplankton zónába sorolható. Ezt megerősíti a taxon biztos előfordulása a közeli Káptalanfa Kf–1 fúrásban – ugyancsak e formáció felső részében (BÁLDINÉ-BEKE 1985).

A Szőci Mészkő és a Csolnoki F. az Sv–1 fúrásban nannoplankton sztratigráfiailag nem volt értékelhető. Ugyanakkor a Káptalanfa Kf–2 fúrásban a két formáció határán kimutatott *Nannotetrina mexicana* jelenléte az NP15 zónát jelzi (BÁLDINÉ-BEKE 1985). A két fúrás közötti párhuzamosítást közelségük és a Szőci Mészkő csaknem azonos vastagsága (73,9 ill. 75,0 m) indokolja. A Szőci Mészkő helyzete e két adattal Somlóvásárhely–Káptalanfa térségében behatárolt: teteje még az NP15 zónán belül húzódik. Hangsúlyozzuk, hogy csak e térségben, mert Ajka–Devecser–Magyarpolány területén, ahol vastagsága a 180 m-t is eléri, felső része az NP16 zónába is messze felnyúlik (BÁLDINÉ-BEKE 1984).

Az Sv–1 fúrás szelvényében a Csolnoki Agyagmárgában jelennek meg az első plankton foraminifera maradványok. A kedvezőtlen mészmárgás kifejlődés csak feltételesen teszi lehetővé a formáció besorolását a *Globigerinatheka* s. *subconglobata*



9. ábra. A vizsgált szelvények korrelációja a BERGGREN et al. (1995) idő skálával. Jelmagyarázat: M – mágneses zónák, N – nannoplankton zónák, F – plankton foraminifera zónák, Gb. b. – *Globigerapsis beckmanni* zóna, Gb. k. – *Globigerapsis kugleri* zóna, Gth. s. – *Globigerinatheka semiinvoluta* zóna, Gth. sub. – *Globigerinatheka subconglobata* zóna, H. n. – *Hantkenina nutelli* zóna, M. l. – *Morozovella lehneri* zóna, O. b. – *Orbulinoides beckmanni* zóna, Po. s. – *Porticulosphaera semiinvoluta* zóna, Tr. r. – *Truncorotaloides rohri* zóna

Fig. 9 Correlation of the studied sections with the time scale of BERGGREN *et al. (1995). Legend: M – magnetic zones, N – nannoplankton zones, F – planktonic foraminiferal zones, Gb. b. – Globigerapsis beckmanni zone, Gb. k. – Globigerapsis kugleri zone, Gth. s. – Globigerinatheka semiinvoluta zone, Gth. sub. – Globigerinatheka subconglobata zone, H. n. Hantkenina nutelli zone, M. l. – Morozovella lehneri zone, O. b. – Orbulinoides beckmanni zone, Po. s. – Porticulosphaera semiinvoluta zone, Tr. r. – Truncorotaloides rohri zone*

zónába. Ugyanez vonatkozik a Padragi Márga alsó szakaszára, amelyben 723 m-től valószínűsíthető, 706,6 m-től biztos a *Morozovella lehneri* zóna megléte. Hasonló az NP16 nannoplankton zóna aljának meghúzása (*R. placomorpha* 708,9 m-től, *L. minutus* 706,6 m-től, KOLLÁNYI & BÁLDINÉ-BEKE 2002). A biztos zónajelzők megjelenése egybeesik a mésztartalom 712,8 m-től fölfelé kezdődő fokozatos csökkenésével, a kedvező márgás környezet kialakulásával.

A Magas-Bakonytól K-re mélyített fúrások egyértelműen megerősítették, hogy a Dorogi F. legalsó rétegei is az NP16 nannoplankton zónába tartoznak. Egyedül a Ck–2 fúrás alsó szakasza nem volt értékelhető, azonban a közeli és hasonló rétegsorú Bakonyszentkirály Bszk–3 fúrás adatai már korábban igazolták a bakonyszentkirály–csatkai medencében is az NP16 zóna meglétét a szénfekvő rétegekben. Az NP16 zónába tartozik a Dorogi és Csernyei F. egésze, az Ne–58 fúrásban harántolt vékony Szőci Mészkő Formáció, valamint a fedő márgaformációk (Csolnoki Agyagmárga és Padragi Márga) alsó része.

A Csolnoki Agyagmárga és Padragi Márga Formációk alsó részében található a Magas-Bakonytól K-re a legidősebb plankton foraminifera együttes, amely a *Morozovella lehneri* zónába sorolható.

A magasabb középső-eocén és felső-eocén plankton zónák is e két márgás formációban helyezkednek el. Bár a foraminifera és nannoplankton biozóna határok esetenként – a zónajelző taxonok szórványos előfordulása illetve hiánya miatt – bizonytalanul jelölhetők ki, a két zonáció egymással általában jól korrelálható. Az NP16/17 zónahatár – amely a szelvényeken a *S. furcatolithoides* legmagasabb megjelenésénél húzható meg – általában a vékony *Orbulinoides beckmanni* zóna belsejében húzódik, bár az *O. beckmanni* szinte teljes hiánya a határmegvonást bizonytalanná teszi. A korrelációba egyedül az Ne–58 fúrás nem illeszkedik, ahol a *S. furcatolithoides* eltűnése kiugróan magas rétegtani helyzetben következik be.

A Csolnoki Agyagmárga az O–2370 fúrásban az NP17 és a *Truncorotaloides rohri* zónában denudációs felszínnel ér véget, a Ck–2 fúrásban pedig e zónák belsejében a Padragi Márga F. fedi.

Az NP17/18 zónahatár az Sv–1 és Ck–2 fúrásokban egybeesik a *T. rohri/Gth. semiinvoluta* zónahatárral. A Cs–72 fúrás felső részében a nannoplankton-anyag gyakorlatilag nem értékelhető, de a közeli Csetény Cs–61 fúrásból a *Chiasmolithus oamaruensis* belépését átvetítve a Cs–72 fúrásba igen szoros egyezést találunk a *Globigerinatheka semiinvoluta* belépésével, tehát a korreláció mindhárom területen egyértelmű.

Kronosztratigráfiai értékelés

A szelvények polaritás zónáit a planktonzonáció segítségével korreláltuk a BERGGREN et al. (1995) polaritás-idő skálával. A szelvények felső részén zömmel normál polaritású zónák láthatóak, rövid fordított polaritású szakaszokkal elválasztva (*4–8. ábra*). A normál polaritású intervallum alja közelében található az NP17–16 nannozóna határ és az *Orbulinoides beckmanni* plankton foraminifera zóna. Az idő skálán valamivel az NP17–16 zónahatár fölött a C18n kron alja van, a nagyon vékony *O. beckmanni* zónában. A biosztratigráfia alapján tehát egy-

értelmű, hogy a dominánsan normál polaritású intervallum alja a C18n kron aljának felel meg. Az e fölötti polaritás zónákat a planktonzónák alapján korreláltuk az idő skálával (*9. ábra*).

A vizsgált szelvények alsó része viszont nagyobbrészt fordított polaritású zónákból áll. A lefelé legteljesebb Sv–1 fúrás alapján kimutatott NP14 nannozóna alapján a fordított 824,7–778,4 m közötti normál polaritású zóna a C21n kronozónával párhuzamosítható. Feljebb, az NP16 és a *Morozovella lehneri* planktonzónák felülről meghatározzák a 727,7–697,3 m közötti normál polaritású szakaszban a C20n zónát. Egyedül a C19n kron azonosítása nem látszott egyértelműnek. A polaritás-idő skálán csak egy normál polaritású intervallum van a C18n kron alatt, a C19n, míg a dunántúli szelvényeken több vékony normál polaritású szakasz látható. Nem zárható ki, hogy ezek egy része utólagos mágnesezettség eredménye, de szisztematikus elhelyezkedésük miatt valószínűleg az eredeti mágneses teret tükrözik. Ezt támasztja alá, hogy az 523. sz. óceáni fúrásban is több vékony normál polaritású zónát mutattak ki (TAUXE et al. 1984, 9. ábra). A C19n kron normál polaritású intervalluma az idő skálán jóval az NP17–16 zónahatár valamint a *Morozovella lehneri* és az *O. beckmanni* zónák határa alatt van. Ennek megfelelően azonosítottuk a C19n kront.

Az Sv–1 fúrás szelvényében detektált NP14 nannozóna és fordított polaritás a C21r kronozónát határozza meg, tehát a Darvastói F. a lutetiai emelet legalján helyezkedik el. A C21r teteje, a teljes C21n és a C20r alsó fele mészkőben van, tehát a szelvényben a Szőci Mészkő F. a lutetiai emelet alsó felét képviseli. A Csolnoki Agyagmárga a C20r kronozóna felső részén belül húzódik és a Padragi Márga legalja is mélyebben van a C20n bázisánál, tehát ez utóbbi formáció a fúrásban kitölti a lutetiai emelet legfelső részét, majd fölfelé a teljes bartoni emeletet és a priabonai emelet alsó részét.

A K-bakonyi fúrások magnetosztratigráfiailag értékelhető legmélyebb része a Csolnoki Agyagmárga, ill. a Dorogi Formációk alsó részében húzódik és a C19r kronozóna felső részébe sorolható. A vékony C19n zóna közelsége miatt feltételezhető, hogy a fekvő Csernyei és Dorogi Formációk is még a C19r kronozónákba tartoznak, tehát a lutetiai emelet legfelső részébe.

A Vértes Ny-i előterében mélyült O–2370 fúrás szelvényének magnetosztratigráfiailag értékelhető legmélyebb része – a Csolnoki Agyagmárga alja – a C18r kronozóna alsó részébe, tehát már a bartoni emeletbe sorolható. A lutetiai-bartoni határ – ami a vékony C19n teteje – a szelvényben nem mutatható ki, de ki nem zárható, így a fekvő Csernyei és Dorogi Formációk emeletbe sorolása egyenlőre bizonytalan.

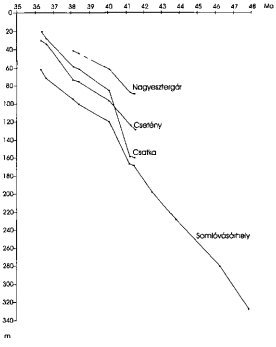
A Csolnoki Agyagmárga F. teteje a Ck–2 fúrás szelvényében a C18n kronozóna felső részében helyezkedik el, az ennél magasabb bakonyi eocén polaritás zónák egységesen a Padragi Márgában húzódnak.

A bartoni–priabonai (=középső–felső-eocén) határ a Ck–2 és Cs–72 fúrásokban a C17n kronozóna felső részében (az 1n szubzónában – jó egyezésben BERGGREN et al. 1995) húzható meg az NP18 és *Gth. semiinvoluta* planktonzónák bázisán. Az Sv–1 fúrásban a határ biosztratigráfiai kijelölése szintén egyértelmű, azonban a mágneses anomáliaképpel történő korreláció bizonytalan.

Az üledékfelhalmozódás sebessége

A magnetosztratigráfiai korreláció alapján (*9. ábra*) az egyes polaritás zónák relatív mélységét a zónák BERGGREN et al. (1995) skálán megadott korának függvényében ábrázoltuk (*10. ábra*). Az így szerkesztett mélység-idő diagramok az üledékfelhalmozódás sebességének időbeli változására adnak információt. Ez az üledékfelhalmozódási sebesség azonban nem a tényleges, mert az adatok nincsenek korrigálva a kompakcióval.

Mivel a mágneses pólusátfordulások a litosztratigráfiai határokkal nem esnek egybe, az egyes formációk üledékfelhalmozódási sebességének meghatározásánál csak a formáción belüli intervallumokat vettük figyelembe. Az így kapott adat tehát az egység adott szakaszára jellemző, de egyik fúrásban sem vonatkozik annak egészére.



10. ábra. Az üledékfelhalmozódás változása az idővel, a kompakció figyelembevétele nélkül

Fig. 10 Accumulation vs. time, without compaction

Ennek figyelembe vételével a Szőci Mészkő alsó-középső részére (Sv–1) 28,2 m/M év, a Csolnoki Agyag-márgára 53,8 m/M év adódott. A Padragi Márga alsó részének 18,9 (Cs–72), 19,7 (Ck–2), illetve 22,4 m/M év (Sv–1) az üledékfelhalmozódási sebessége. A medenceperemi Ne–58-ban ez az érték kisebb: 14,1 m/ M év.

Feltűnő a Csolnoki Agyagmárga F. 2,5–3-szor gyorsabb akkumulációja az ugyancsak márgából felépülő Padragi Márgához képest.

Geokronológia

A korreláció szerint az eocén üledékképződés az Sv–1 fúrás szelvényében a C21r kronban kezdődött, ami a Darvastói F. lerakódását és a Szőci Mészkő képződésének megindulását a lutetiai korszak kezdetére datálja. Ez a korolás szigorúan véve csak a D-i Bakonynak a Somlóvásárhely–Káptalanfa–Csabrendek körüli térségére terjeszthető ki, ahol mindkét formáció hasonló kőzettani felépítésű és vastagságú.

Az ÉK-bakonyi Ne–58 és Ck–2 fúrások márgás formációinak képződése a C19r kron késői szakaszában indult meg, tehát a lutetiai korszak végén. Mint a kronosztratigráfiai értékelésnél rámutattunk, a fekü Csernyei és Dorogi Formációk is már a C19r kron idején keletkezhettek, tehát a Somlóvásárhely környéki Darvastói F. több mint 5 M évvel később.

BERGGREN et al. (1995) által definiált lutetiai–bartoni határ (a C19n kron vége) két hosszú planktonzóna (NP16 és *Morozovella lehneri*) belsejébe esik, így biosztratigráfiai módszerekkel csak ezeken belül rögzíthető. A rövid C19n kront szelvényeinkben, – a kronosztratigráfiai értékelésben említett fenntartásokkal – azonosíthatónak tartjuk, azonban nyilvánvaló, hogy az így meghúzott lutetiai-bartoni határ, különösen távolabbi szelvényekben, csak nagy bizonytalansággal vihető át.

Szelvényeink vizsgálatával lehetővé vált a Bakony környéki eocén vulkanizmus nyomainak – tufitcsíkok, tufit anyagú kavicsok – az eddigieknél pontosabb korolása. Ezek két szakaszban jelentkeznek. A korábbi, a bartoni korszak kezdetén: az Sv–1 fúrásban a C18r kron csaknem teljes ideje alatt, az O–2370 fúrásban – bár csak nyomokban – a közepén, a Ck–2 és Bszk–3 fúrásban ennél később: a C18r végén és a C18n kron idején.

A későbbi tufitanyag lerakódása a magasabb szinteket harántolt fúrásokban egységesen jelentkezett: a C17n kron kezdetén, közvetlenül a bartoni vége előtt, majd a priabonai korszakban folyamatosan a még észlelt C16n kronig.

A hazai szelvényekben azt tapasztaltuk, hogy a zónajelző *Globigerinatheka semiinvoluta* plankton foraminifera első előfordulása a *Chiasmolithus oamaruensis* első előfordulásával esik egybe. A BERGGREN et al. (1995) skálán a középső–késő-eocén határt az NP18 nannozóna bázisánál húzták meg, és a *Porticulosphaera semiinvoluta* plankton foraminifera zóna alját a bartoni emeletbe, az NP17 nannozóna közepére tették. Az idő skálának ez a része nem egyezik sem a dunántúli-középhegységi, sem a legtöbb ismert és publikált európai szelvénnyel (pl. TOUMARKINE & LUTERBACHER 1985). Ezt annak tulajdonítjuk, hogy az időskálának ezt a részét nagyon kevés óceáni fúrás szelvénye alapján szerkesztették meg.

Valamennyi vizsgált szelvény felső határa utólagos lepusztulási felület, így ezekből az eocén üledékképződés lezárulásának ideje nem állapítható meg. A legkésőbbi intervallum a C16n kron, ami az Sv–1, Cs–72 és Ck–2 fúrásokban még kimutatható. Ez korábbi, mint a Budai-hegységben a Szépvölgyi Mészkő aljából igazolt C15 kron (KORPÁS et al. 1999).

A mágneses polaritás zónák határa kőzettani változásokhoz nem kötődik – egyetlen jelentős kivételtől eltekintve. Az Ne–58 és Cs–72 fúrásokban a C18n-C18r váltás – amely nagyon kontrasztos, mivel fölötte jórészt normál, alatta pedig fordított a polaritás – a Padragi Márgába települő 2,8, ill. 2,2 m vastag glaukonitos homokrétegekkel esik egybe. Az áthalmozott glaukonitszemcséket, molluszka töredékeket és nummulitesz maradványokat tartalmazó homokréteg egyedi megjelenésű és számos szomszédos fúrás rétegsorában, ill. geofizikai szelvényében követhető. E gyakorlatilag izokronnak vehető település jelzi a planktonzónák határainak heterokron voltát.

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat a T. 029077 sz. OTKA program anyagi támogatásával készült. PLATSCKEK Sándor precíz leírása tette lehetővé a Csetény–72 fúrás tufit csíkjainak rétegtani besorolását. KÁZMÉR Miklós és KERCSMÁR Zsolt lektorok értékes észrevételei több értelemzavaró hibát segítettek kiküszöbölni. Önzetlen fáradozásukért e helyen is szeretnénk köszönetet mondani.

Irodalom – References

BÁLDI-BEKE, M. 1971: The Eocene nannoplankton of the Bakony Mountains, Hungary. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* **54/4/I**, 13–39.

BÁLDINÉ-BEKE M. 1984: A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja. – *Geologica Hungarica Series Palaeontologica*, **43**, 1–307.

BÁLDINÉ-BEKE M. 1985: Jelentés a Káptalanfa Kf-1 és 2. sz. fúrások nannoplankton vizsgálatáról. – Kézirat MGSz Adattár 6 p.

BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1991: Palaeobathymetry and palaeogeography of the Bakony Eocene Basin in western Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **88**, 25–52

BERGGREN, W. A. 1969: Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera. – *Micropaleontology* **15/3**, 351–365.

BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, III. 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.

BERGGREN, W. A. & MILLER, K. G. 1988: Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. – *Micropaleontology* **34/4**, 362–380.

BERNHARDT, B., BÁLDI-BEKE, M., LANTOS, M., HORVÁTH-KOLLÁNYI, K. & MÁRTON, P. 1988: Eocene magneto- and biostratigraphy at Somlóvásárhely, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **31/1–2**, 33–52.

BERNHARDT, B., LANTOS, M., MÁRTON, P., BÁLDI-BEKE, M., HORVÁTH-KOLLÁNYI, K. & KECSKEMÉTI, T. 1985: Magneto- and biostratigraphy of the Eocene sequence from borehole Somlóvásárhely 1. (SW Bakony Mts, Western Hungary). – *INA Newsletter* **7**, 53–56.

BLOW, W. H. 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. – *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils*, Geneva, **1**, 199–422.

BOLLI, H. M. 1957a: The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. – *Bulletin United States National Museum* **215**, 61–81.

BOLLI, H. M. 1957b: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B. W. I. – *Bulletin United States National Museum* **215**, 155–172.

BOLLI, H. M. 1972: The Genus Globigerinatheka Brönnimann. – *Journal of Foraminiferal Research* **2/3**, 109–139.

GYALOG L. (szerk) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa **187**, 171.

HORVÁTH-KOLLÁNYI, K. & NAGY-GELLAI, Á. 1989: Palaeobathymetric study of Palaeogene profiles upon Foraminifera. – *MÁFI Évi Jelentése* **1988-ról, II**, 115–131.

KOLLÁNYI K. & BÁLDINÉ-BEKE M. 2002: Eocén fúrások részletes plankton zonációja, mint az integrált bio- és magnetosztratigráfiai vizsgálatok alapadatai. – *Földtani Közlöny* **132/3–4**, 325–355.

KOLLÁNYI K., VETŐ I. & HERTELENDI E. 1997: Változások a bakonyi eocén tengerben foraminiferák izotóp összetétele tükrében. – *Földtani Közlöny* **127/1–2**, 111–126.

KORPÁS, L. LANTOS, M. & NAGYMAROSY, A. 1999: Timing and genesis of early marine caymanites in the hydrothermal palaeokarst system of Buda Hills, Hungary. – *Sedimentary Geology* **123**, 9–29.

KOVÁCS-PÁLFFY P. 2001: Laboratóriumi vizsgálati eredmények. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, AG 0286-0288.

MARTINI, E. 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – *Proceedings II. Planktonic Conference*, Roma, **1970, 2**, 739–785.

SAMUEL, O. 1972: Planktonic Foraminifera from the Eocene in the Bakony mountains (Hungary). – *Zborník geol. vied Západné Karpaty* **17**, 165–221.

SOLDAINI, P. 1970: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sull'Eocene nel bacino di Balinka (Ungheria). – *Rivista Italiana Paleontologia* **76/1**, 39–86.

TAUXE, L., TUCKER, P., PETERSEN, N. P. & LABRECQUE, J. L. 1984: Magnetostratigraphy of Leg 73 sediments. – *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project* **73**, 609–621.

TOUMARKINE, M. 1971: Etude des Foraminifères planctoniques de deux sondages (H-849 et Pgyt-31) dans l'Eocène de la Montagne du Bakony (Transdanubie, Hongrie). – *MÁFI Évkönyve* **54/4/1**, 283–299.

TOUMARKINE, M. & LUTERBACHER, H. 1985: Paleocene and Eocene Planktic Foraminifera. – In: BOLLI , H. M., SANDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds): *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 87–154.

VITÁLIS-ZILAHY, L. 1971: Les formations éocène moyen à Foraminifères du Bassin de Dorog. – *MÁFI Évkönyve* **54/4/1**, 303–329.

Kézirat beérkezett: 2002. 05. 19.

Földtani Közlöny 133/1, 91–112 (2002) Budapest

A pannóniai Újfalui („törteli") Formációban levő Algyő-delta fejlődéstörténete – I. Az Algyő-delta alkörnyezeteinek 3-D modellezése

Depositional history of the Pannonian Algyő-delta (Újfalu Formation). Part one: 3D modelling of the sub-environments of the Algyő-delta

GEIGER János[1]

(15 ábra)

Tárgyszavak: delta, 3-D modellezés, szedimentológia, üledékes fácies, üledékes geometria, pannóniai, Algyő
Keywords: 3D modelling, sedimentology, sedimentary facies, depositional geometry, Pannonian, delta, Algyő

Abstract

The aim of this work was to develop of a 3D sedimentological modelling system. This would make it possible to recognise the of 3D rock bodies of the different depositional environments as well enabling the 3D interpretation of the depositional processes.

The basic steps of the modelling approach were as follows:

Detailed core description studies which focus on the genetic interpretations of the sedimentary structures and textures; Multivariate statistical analyses (including Q-mode cluster and R-mode factor analysis) of the sporadic grain-size distributions; Genetic correlations which are the result of the first two steps; Calibration of the well log responses to the cores with total core recovery; Contouring the sand content of the sandstone body on surfaces which are parallel to the time horizon existing at the top.

If the resulting maps coming from the final step are placed below each other according to their stratigraphic positions, the temporal and lateral changes of the sand content will describe both the lateral and temporal changes of the depositional processes and the 3D geometries of the corresponding depositional environments identified.

The sedimentological content of the sand-isopach maps are given by the interpretations of core descriptions and the core data (grain size distributions) of samples belonging to every particular depth. This is the step where soft data enter into the model. So, the maps of sand content distribution on every sectioning surface can be regarded as facies distribution maps.

By using the grids of the above-mentioned maps, a 3D geo-cellular model of the rock body can be built up.

From the maps and the 3D models the following measures can be given about the scales and shapes of the different depositional environments (morphogenetic units) in the Algyő delta:

Subaqueous natural levees: 'Finger'-like geometry starting from the 'wings' of the corresponding distributary mouth bar. They are 0.1–0.2 km wide and defined by a 50–60% sand-isopach. The internal sand-isopachs are parallel to the boundary and the largest sand content can be found around the long axes.

Crevasse splays: Fan-shape geometry. Their long axes are about 1.0–1.5 km long depending on the size of the corresponding distributary channel. The internal sand content can accumulate in highly sandy patches. These are located mainly around the central parts, but generally the sand isopaches are parallel to each other. The geometry is given by the 40–50% sand-isopach; the inner sand content can reach the 70% but the average is about 60%.

Distributary channels: Elongated geometry. The long axes vary between 2.0–4.0 km; the short axes are 0.2–2.0 km long. Their boundaries are defined by the 30% sand-isopach; the inner sand content usually reaches 40%. The 30–40% sand-isopachs are parallel with each other.

[1]MOL Rt., Kutatás-Termelési Divízió, Műveléstervezés, 6701 Szeged, Pf. 37.
SzTE Földtan és Őslénytani Tanszék, 6720 Szeged, Egyetem u. 2

Distributary mouth bars: Lunar- or elliptical-shaped geometry and in the "wing" position elongated subaqueous natural levees are characteristic. Their outer bar parts are about one-third of the total width. In their full development their long axes vary between 2.5–5.0 km, while the short axes are about one-half of the corresponding long axes. The sand content varies between 40–80%, but the 40% sand isopach more or less clearly defines their boundaries. The average continuous sandy thickness is between 3–5 m, while total thickness is about 8–15 m.

Összefoglalás

Jelen tanulmányban összefoglalt kutatások célja egy olyan integrált térbeli szedimentológiai modellező rendszer kidolgozása, amely – a tektonikailag nem „túlzottan" zavart törmelékes kőzettestekben – a szedimentológia makro- és megaléptékében lehetőséget ad a felhalmozódási környezetek kőzettesteinek felismerésére és valamely kőzettestet kialakító folyamatok 3-D elemzésére.

A magok alapján az Algyő-deltában azonosított meghatározó üledékfáciesek a következők: *meder, mederáttörési lob, torkolati zátony*. A felhalmozódási környezetek az üledékes fáciesek térbeli kiterjesztésével lettek meghatározva. Ezek a 3-D genetikai modellek a felsorolt üledékes fáciesekre, az Algyő-deltában az alábbi általánosítható jellegzetességeket mutatták:

Elosztó torkolati zátony: Félhold vagy ellipszis alakú. Külső zátony (outer bar) a teljes kőzettestnek kb. 1/3-a. A jól kifejlett zátonytestek hosszanti tengelye 2,5–2,0 km, az erre merőleges kistengely ennek kb. fele. A homok kontúrok a kőzettest morfológiai határával párhuzamosak. A legnagyobb homoktartalom a zátony középső részén jelentkezik. Az átlagos homoktartalom 40–80% között változik. A morfológiai határt a 40% homok isopach definiálja. Folytonos homokköves vastagságuk 3–5 m, teljes vastagságuk kb. 15 m.

Hordalékelosztó medrek: Hossztengelyük 2,0–4,0 km, szélességük 0,2–1,0 km az erózióbázistól (nyílt vízborítás) vett távolságuk függvényében. Határaikat rendszerint a 30%-os homok kontúr definiálja, homoktartalmuk általában 40%. Leghomokosabb részeik diszkrét foltok formájában láthatók, amelyek homoktartalma 50–60%, extrém esetben 70%.

Víz alatti természetes part gát: Ujjszerű geometriájú. Az elosztó torkolati zátony szárnyaiból indulnak ki. Kb. 0,1–0,2 km szélesek, határaikat az 50–60%-os homok kontúr határozza meg. A leghomokosabb kifejlődés a 'gerinc-vonalon' található.

Mederáttörési lobok[1]: Legyező alakúak. Hosszanti tengelyük 1,0–1,5 km a szomszédos elosztómeder méretétől függően. Belső homoktartalmuk foltokban halmozódva néhol extrém értékeket mutat a legyező közepén. A morfológiai határt a 40–50%-os homoktartalom adja, a belső részek homoktartalma elérheti a 70%-ot, de átlagosan kb. 60%.

Bevezetés

A hazai 3-D geológiai modellezések vizualizációs szemlélettel indultak el (SELLER & FÖLDES 1992), majd a 1990-es évek közepétől üledékes genetikai igénynyel folytatódtak és tartanak mind a mai napig.

Jelen tanulmány ezt a genetikai szemléletű modellező rendszert és ennek alkalmazásával az algyői pannóniai (s.l.) delta sorozatból kapott térbeli szedimentológiai eredményeket kívánja bemutatni. A dolgozatban a 3-D geológiai modellező rendszerek alapelveinek áttekintése után a szedimentológia üledékes fácies és felhalmozódási környezet fogalmainak a térbeliség oldaláról történő elemzése következik. Ezt a modellező rendszer folyamatszintű bemutatása követi. Az eljárással kapott eredményeket az algyői pannóniai (s.l.) képződmények bizonyos elemeinek feldolgozása illusztrálja. Ennek során, üledékszerkezeti jegyek alapján az egyes üledékes fáciesek jellemzése, majd ezek geometriai kiterjesztésének vizsgálata történik. Végül az azonosított felhalmozódási környezetek térmodelljei alapján a térbeli tulajdonságainak elemzése zárja a tanulmányt.

Vizsgálati módszer

A 3-D geológiai modellező rendszerek alapelvei

Tekintsünk egy olyan kőzettestet a térben, amelyben bizonyos számú sztratigráfiai egységet lehet definiálni. Klasszikus szemlélettel az ilyen korrelációs problémák megoldása kétirányú geológiai szelvényhálóban történik, miközben az információszerző pontok között a kapott rétegtani rendszert interpolálni kell. Ennek során az egyes rétegtani egységek fúrásokban azonosított tető és talp értékeiről térkép készül. Ily módon minden egyes sztratigráfiai elem elrendezhető a térben.

A 3-D geológiai modellező rendszerek ehhez alapvetően a síkbeli interpoláció grid rendszerét használják. Ez a grid csomópontokban a rétegtani egység síkvetületének minden (x, y) földrajzi koordinátájú helyéhez hozzárendeli a hely tengerszint alatti z magasságát. Ha valamennyi rétegtani egység grid rendszere azonos léptékű, akkor az egymás alatti grid cellák egy-egy függőleges téglatest alakú oszlopot határoznak meg. Bármelyik ilyen oszlopot a felületi gridek „deformált" téglákra bontanak. Az eredmény a választott rétegtani egységek „téglákkal" kitöltött térbeli képe lesz.

A fenti gondolatsor lényegében minden grid alapú földtani 3-D modellező rendszernek alapelvét jelenti (geocelluláris modellek).

Nevezzük a fentiekben előállított – térbeli helyzetet leíró – modellt keretmodellnek. Tekintsük feladatunknak a kőzettestben rendelkezésünkre álló valamely kőzeten mért fizikai tulajdonság, pl. porozitás, közepes szemcseméret stb. 3-D modelljének kialakítását.

Ehhez mindenekelőtt vegyük észre, hogy minden olyan mintához, amelyben a fenti tulajdonságot mértük négy adat tartozik: a minta (x, y) földrajzi koordinátája a z tengerszint alatti helyzet és a mért tulajdonság. Az említett négy adatból az első hármat a keretmodell rögzíti. Készítsük el a mért tulajdonság gridrendszerét (ezt tulajdonságmodellnek szokták nevezni) valamennyi vizsgált rétegtani egységre, majd helyezzük a keretmodellben minden egyes rétegtani egységre a rajta mért tulajdonság interpolációs gridjét. Ekkor valóban olyan modellt kapunk, amely a kívánt (mért) tulajdonságot a térben írja le (SELLER & FÖLDES 1992).

A megoldás kulcsa a mért tulajdonság térfogati krigelése lehet (JONES 1992), amely igen bonyolulttá válhat a keretmodell rétegtani egységeinek deformált grid megközelítése mellett.

Végső soron megállapítható, hogy a 3-D geológiai modellezés vázolt klasszikus megközelítési módjában a keretmodell, sőt alapvetően a rétegtani korreláció határozza meg a modell látványát.

A továbbiakban az üledékes fácies és a felhalmozódási környezet fogalmát járjuk körül a térbeliség oldaláról.

Üledékes fácies és felhalmozódási környezet

A felhalmozódási környezet definíció szerint az a térbeli egység, amelyben az üledék képződésére és kifejlődésére olyan külső fizikai, kémiai és biológiai

folyamatok gyakoroltak hatást, amelyek elég állandóak voltak ahhoz, hogy maradandó lerakódást hozzanak létre (SHEPARD & MOORE 1955. p. 1488).

A definíció azt a szemléletet tükrözi, hogy a felhalmozódási környezet elemzésekor az üledék szöveti, szerkezeti sajátosságait valamely geomorfológiailag létező, azaz térképezhető háromdimenziós alakulatban kell vizsgálni.

WALKER (1976, p. 22) okfejtése óta a „jó" szedimentológiai modellel szemben az alábbi követelményeket támasztják:

- Legyen a modell norma az összehasonlítások számára;
- Legyen a modell keret és vezető a jövőbeli megfigyelések számára;
- Legyen előrejelző az új geológiai helyzetekben;
- Legyen hidrodinamikai alap mindazon környezetek vagy rendszerek számára, amelyek a modell egyedi realizációit jelentik.

Teljesen nyilvánvaló, hogy kétdimenziós feldolgozásokkal a fenti feltételek nem teljesíthetők, továbbá az is magától értetődő, hogy leíró modellek sem tudják kielégíteni a fenti szempontokat.

A medencebeli kőzettestek szedimentológiai tanulmányozása során lényegében kettős feladatot kell megoldani a felhalmozódási környezetek azonosításakor:

1) A litológiai típusok egymás feletti sorozatából olyan egységeket kell kiválasztani, amelyek a kőzetoszlop síkjában a felhalmozódás jellegzetességeit tekintve egymáshoz kapcsolódnak.

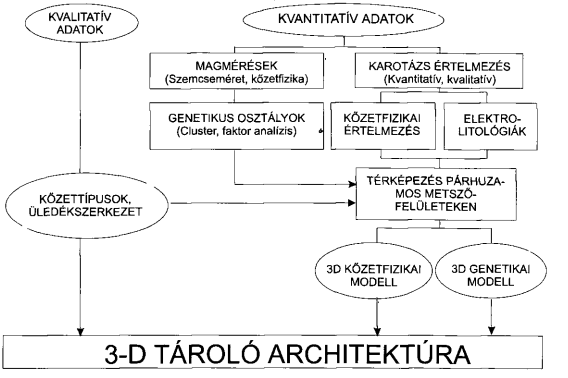
2) Az így kapott kőzettest részleteket ki kell terjeszteni a térben.

Vizsgáljuk meg először az első feladat problémáját a réteg oldaláról. Bármely jelenkori üledékes környezetet (pl. övzátony) szemlélünk is, azonnal megállapítható, hogy az a legritkább esetben épül fel egy üledék- vagy kőzettípusból. Emiatt tény, hogy az üledékszerkezeti jegyek családjainak szerepe a genetikai azonosításban (pontosabban a különbségek felismerésében) egyenrangú a kőzettípussal.

Az üledékes fácies a kőzetek és a bennük levő ősmaradványok olyan jellegzetességeinek összessége, amelyben az egykori leülepedési környezet tulajdonságai tükröződnek. A definíció értelmében tehát az üledékes fácies egy olyan kőzetoszlop, amely esetenként egy, de inkább több különböző, ám egymással a felhalmozódási módot tekintve genetikai kapcsolatban álló rétegből épül fel. Az üledékes fáciesek térképezésével juthatunk el a felhalmozódási környezet 3-D fogalmához.

A 3-D modellezési rendszer

Az alábbiakban bemutatásra kerülő modellezési rendszer a makro- és megaszedimentológia léptékére lett kialakítva. A vizsgálati módszer a törmelékes kőzetek szemcseméret eloszlási elemzéseit; a makroszkópos kőzettípus és üledékszerkezeti jegyek értelmezését; lyukgeofizikai szelvények léptékét ötvözi (*1. ábra*).



1. ábra. Az alkalmazott 3D modellezési stratégia

Fig. 1 The 3D modelling strategy

A modellezési folyamat váza a következő (GEIGER et al. 1998):

1. Az adott kőzettestben a kőzettípusok valamint az üledékszerkezeti jegyek alapján a rendelkezésre álló fúrások vertikális szelvényében az üledékes fáciesek meghatározása (*1. ábra*, „Kőzettípusok, üledékszerkezet").

2. A szórvány szemcseösszetételi vizsgálatok többváltozós genetikai feldolgozása, amelynek segítségével a minták felhalmozódási módjára lehet megállapításokat tenni (GEIGER 1981, 1986).

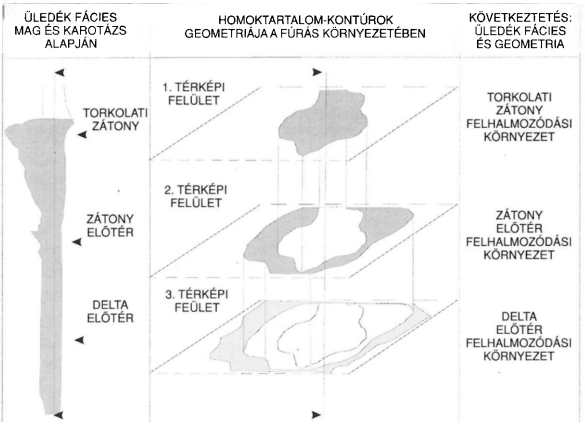
3. Ha az értelmezés korrekt, akkor a felhalmozódási módok és az üledékes fáciesek korrelációja nyilvánvaló. Ilyen módon lehetőség van az üledékes fácies síkbeli kiterjesztésére.

4. A geofizikai lyukszelvények és a kőzetanyag kalibrálásával az üledékes kőzettípusok kiterjeszthetők a kőzettest azon részére is, ahonnan kőzetanyag nem áll rendelkezése. (Az algyői területen erre a célra RÉVÉSZ (1980) a sekély behatolású mikrolog szelvényt használta és területileg kiterjeszthető elektrolitológiai kategóriákat állított fel (RÉVÉSZ 1980. 1. táblázat).)

5. A kalibrált lyukszelvényekből származtatható homoktartalom térképezése után a térképi kontúr az üledékfácies környezetében az üledékfácies által képviselt genetikai geometriáját, azaz a felhalmozódási környezet adja vissza (*2. ábra*).

A kontúr geometriája és az üledékfácies tehát alkalmasnak tűnik a felhalmozódási környezet azonosítására a „kulcs-fúrás" környezetében. Más területeken pedig a genetikailag azonosított geometria felismerése alkalmas az adott környezet megjelenésének valószínűsítésére.

6. Ha az 5. pont lépéseit a kőzettesten belül sűrű mélységközönként elvégezzük, majd a „térképeket" egymás alá tesszük, akkor a fentiek alapján részben a kőzettestet kialakító folyamatok időbeli változását, részben az azonosított felhalmozódási környezetek 3-D-alakjait kapjuk meg.



2. ábra. Az üledékes fácies maginformációk alapján való térbeli kiterjesztése a modellező rendszerben

Fig. 2 The spatial extention of the depositional facies according to the core information

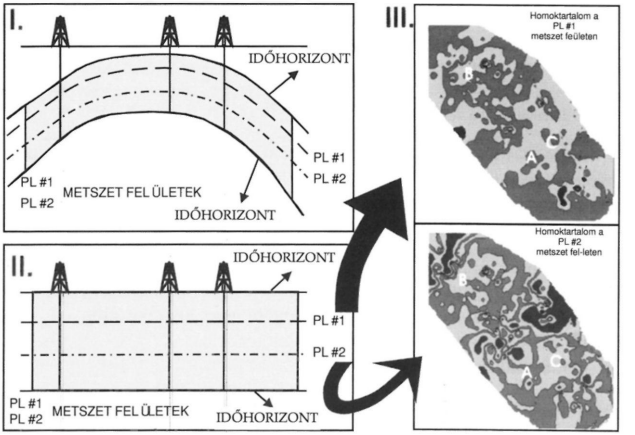
Ehhez a meggondoláshoz természetesen megfelelő geológiai időhorizontot kell választani. Delta környezetekben a laterális agyagmárgák tekinthetők kvázi időhorizontnak.

A megállapított kvázi időhorizonttól – mint 0 métertől – indulva, vele párhuzamos felületekkel a kőzettestet elmetszük (*3. ábra*). Az egymással párhuzamos felületek távolsága a bemutatásra kerülő modellekben 0,5 m. A felületek és a fúrások metszéspontjaiban a karotázs szelvények alapján ismertek az elektrolitológiai típusok és a homoktartalmak (Révész 1980. 1. táblázat). Tekintettel arra, hogy a homoktartalom a törmelékes felhamozódási környezetekben folytonos változó, így laterális változása valamely interpolációs eljárással térképezhető (*3. ábra*).

A vizsgált képződmények

Az Algyő mező kőolaj- és földgáztelepei egy szerkezeti gerinc feletti pannóniai sorozatban alapvetően három törmelékes képződmény csoportban fordulnak elő: (1) az alaphegységre települő vélhetően parti eredetű konglomerátumban, (2) a részben „mély(ebb)vízi" hordalékkúpok, részben delta előtéri hordalékkúpok felhalmozódásának maradványaiban és végül (3) delta front és delta sík genetikájú homokkőtestekben (*4. ábra*).

A képződmények geológiai megismerésének első fázisát az 1965–1969 közötti időszak jelentette. A feldolgozások a kőzettestek litosztratigráfiai kapcsolatainak és alapvető genetikai sajátosságainak felismerésére helyezték a hangsúlyt. Ennek az időszaknak eredményei alapozták meg a medencebelső neogén képződményeinek új genetikai megközelítését (Bérczi 1969, Mucsi 1973).

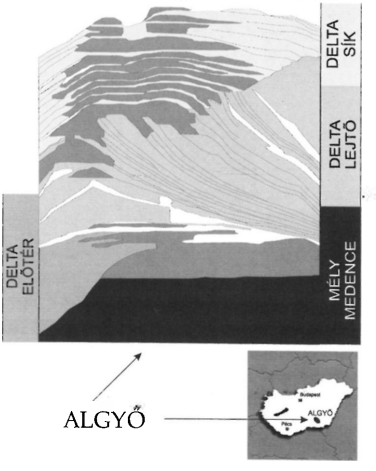


3. ábra. Metszettérképek képzése az időhorizonttal (és emiatt egymással) párhuzamos metszet felületek mentén

Fig. 3 Construction of cutting-maps on surfaces which are paralell with the time-horizon and each other

A geológiai megismerés második fázisát az 1970–1990 közötti évek jelentik (RÉVÉSZ 1976, 1977, 1979, 1980). Ez a megközelítés – melynek egyik kiinduló pontját a magfúrások információi, másik sarokkövét a mikrolog szelvények adták – elsősorban a telepeken belüli kőzettani heterogenitást vizsgálta.

Megszülettek az első kőzettest genetikát geometriailag visszatükröző térképek. Az 1980-as évek vége felé kezdtek elterjedni a geostatisztikai módszerek, amelyek eredményeként az 1990-es évek elején kezdődtek el a kutatástörténet jelenlegi szakaszát adó 3-D modellezések (GEIGER & KOMLÓSI 1991, GEIGER



4. ábra. Az algyői pannóniai (s.l.) sorozat makroszedimentológiai modellje (BÉRCZI, 1988 nyomán)

Fig. 4 Macro-sedimentological model of the Pannonian series of Algyő (according to Bérczi 1988)

& RÉVÉSZ 1992a, 1992b, GEIGER & KOMLÓSI 1993, 1995a, 1995b, 1996, GEIGER & KISSné, 1995).

Eredmények

Az üledékfácies térbeli kiterjesztése

Az üledékfáciesre tett állítások alapja az üledékszerkezeti jegyek és a kőzettípusok genetikai elemzése volt (l. fent). Az azonosítás analógiai alapját COLEMAN et al. (1964), COLEMAN & CAGLIANO (1964), SHEPARD (1964), ELIOT (1974), WRIGHT & COLEMAN (1975) részletes, valamint REINECK & SINGH (1973) áttekintő munkája jelentette.

Lényegében ez az a pont, ahol a makro- és mega-szedimentológia genetikai illesztése történik. Itt valójában az üledék fácies geometriai kiterjesztése folyik, amely végül a felhalmozódási környezet fogalmához fog elvezetni.

Meder – Mederáttörési lob átmenet

Ilyen átmenetet lehetett azonosítani pl. a 217. jelű fúrásban (5. *ábra*). A kőzetanyag szerkezet nélküli homokkő tagokat mutatott meg.

Kialakulásuk oka sokféle lehet (BOGGS 1987):

Lehet olyan másodlagos jellegzetesség, amelyet az élő szervezetek bioturbációja okozott, jóllehet a bioturbáció általában vizuálisan érzékelhető roncsolás.

A röviddel a leülepedést követően az üledéket ért fizikai hatásra bekövetkező folyósodást sokan szintén olyan folyamatnak tekintik, amely a belső szerkezeteket lerombolhatja.

A szerkezetnélküliség elsődleges jellegzetességként olyan hordalékmozgás eredménye, amelyben nem történik vonszolás és a szemcsék rendkívül gyorsan ülepednek le a szuszpenzióból vagy a gravitációs áramlás hordalék diszperziójából. Ekkor az üledéket a

5. ábra. Hordalékelosztó meder és mederáttörési lob üledékfáciese az Algyő-deltában

Fig. 5 Distributary channel and crevasse splay sequences in the Algyő delta

szemcsék felhalmozódása után már további átdolgozás nem éri és így többékevésbé homogén tömeget alkotnak.

A vizsgált sorozatban ez az elsődleges eredet jöhet számításba. A vonszolás nélküli szuszpenziós homokszállítás és gyors leülepedés, valamint a gravitációs sűrűségi áramlások a delta sík mederáttörési helyein (crevasse splay) alakulnak ki (BOGGS 1987). Ilyen esetekben a sűrűségi áramlatok által kialakított eróziós alapú mederáttörési lob vastagsága néhány centimétertől 1–2 méterig terjedhet.

A 5. *ábrán* egyértelműen látszik, hogy a legalsó homokréteg (genetikáját tekintve meder üledék) egy a fúrásponttól K-re elhelyezkedő D–É csapású mederág közvetlen előterében helyezkedik el (5. *ábra* legalsó térképlap).

Az ábra legfelső térképlapja a felső mederáttörési lob jellegzetes legyező alakú geometriáját örökítette meg (5. *ábra* legfelső térképlap). A vizsgált sorozatban mederáttörés miatt bekövetkezett meder áthelyeződés figyelhető meg.

A mederüledéknek mind a vastagsága, mind laterális geometriája rövid szakaszú lineáris vízfolyást bizonyít. A meder változó (homokkő és durva aleurolit) kőzettartalma erősen váltakozó hordalékszállításról számol be.

Meder–torkolati zátony átmenet az Algyő-deltában

A vizsgált sorozat kőzettesteiben a meder üledékképződést a mederáttörési lob kőzetsorán kívül, jellemzően meder-torkolati zátony sorozat is felválthatja (6. *ábra*). Ilyen fejlődésmenet tapasztalható minden olyan alkalommal, amikor a fogadó víztest először találkozik a belétorkolló lineáris hordalékszállító mederrel.

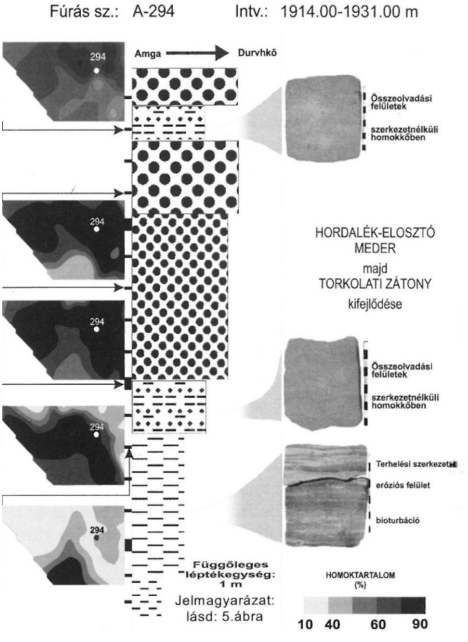
Ekkor az adott ponton a fokozatosan progradáló meder durvuló hordaléka eleinte durva aleuritként (6. *ábra*, legalsó térképlap), majd finomhomokkővé válik (6. *ábra*, alulról a 2. térkép). Mindkét hivatkozott térképen jól látható a progradáló meder faágszerű jellegzetes geometriája.

Ezt követően a meder előterében torkolati zátony épül ki a vízfolyás és a fogadó víztest kölcsönhatásának eredményeként, miközben a feltöltés előbbre „lép" (6. *ábra*, alulról 3. és 4. térkép). A 6. *ábra* 3. térképén jól látható a zátony üledék fácies jellegzetes vese-alakú geometriája, illetve a zátony gerincvonalának magas homoktartalmú kontúrja.

A fejlődés következő ütemében a zátonyba bevágja magát a hordalékszállító meder, miközben az üledékképződési súlypont tovább helyeződik a fogadó víztest belseje felé.

Mederáttörési lob/torkolati zátony → meder átmenet az Algyő-deltában

A meder előtt a fogadó víztestben kialakuló torkolati zátony továbbfejlődése történhet periodikusan is. Ebben az esetben a zátonyból a mederág időszakos kitörését mederáttörési lobok fejezik ki. Ezekre a lobokra (esetleg víz alatti természetes partgátakra) a torkolati zátony viszonylag gyorsan rátelepül és rajta meder jelenhet meg. Maga a folyamat a lüktető hordalék utánpótlás miatt többszörösen ismétlődhet egy adott helyen. Ilyen esetekben a torkolati zátony kis méretű („minor mouth bar" ELLIOT, 1974)



6. ábra. Hordalékelosztó meder és torkolati zátony üledékfáciese az Algyő-deltában

Fig. 6 Distributary channel and mouth bar sequences in the Algyő delta

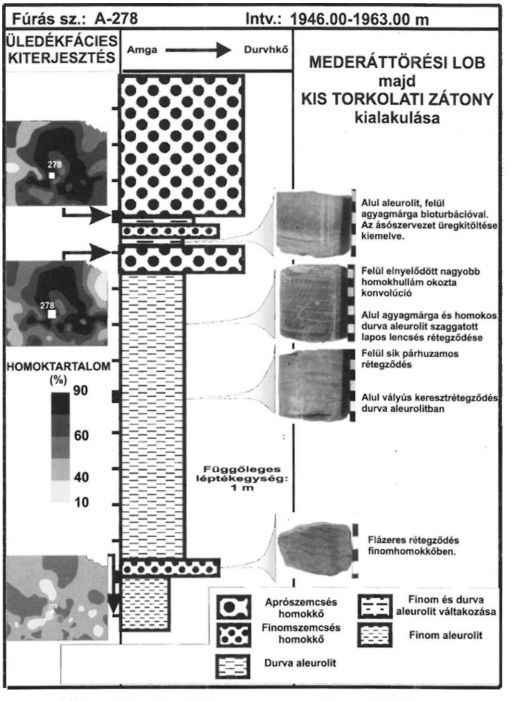
Mederáttörési lob → torkolati zátony átmenet az Algyő-deltában

A *7. ábra* azt a vertikális sorozatot örökíti meg, amely a mederáttörési lobra progradáló torkolati zátony eseményét mutatja be. Ilyen helyzet akkor történhet, amikor a feltöltés kezdetben lassú ütemű és fluktuáló, majd hirtelen felgyorsul. A *7. ábra* arról is beszámol, hogy a mederáttörési lob és a torkolati zátony megjelenése között, viszonylag hosszabb csendes vízi időszak is eltelhet.

A kőzetanyagon sík párhuzamos és lencsés rétegződésű sorozatokat lehetett felismerni.

Az olyan belső rétegek és laminák, amelyek lényegileg párhuzamosak a leülepedési felszínnel, laminált rétegződést (laminated bedding) vagy sík rétegződést (planar stratification) alkotnak.

A vonszolási szállítás alatt a homok méretű üledékben kialakult párhuzamos laminákat sokféle mechanizmushoz kötik.



7. ábra. Mederáttörési lob és elosztó-torkolati zátony üledékfáciese az Algyő-deltában

Fig. 7 Crevasse splay and mouth bar sequences in the Algyő delta

(1) Partok mocsári és hátsó mocsári környezetében olyan laminák alakulnak ki, amelyek fordított gradációt mutatnak és a finom nehézásvány részek a lamina alján koncentrálódnak (CLIFTON, 1969).

(2) Állandó áramlások három különböző feltétel mellett hozhatnak létre sík laminációt:

(a) A felső áramlási rezsim sík-réteg fázisa alatt (plane-bed phase of upper-flow regime condition)

(b) Alsó áramlási rezsimben sekély áramlási feltételek mellett a kis reliefű áramlási fodrok (ripples) migrációja által. Ezekben a legördülő síkok (avalanche faces) hiánya meggátolja a kereszt lamina képződést (MCBRIDGE et al. 1975).

(c) Olyan kis sebesség mellett, amely nem haladja meg a hullámfodor képződés kritikus sebességét, legalábbis a 0,7 mm-nél nagyobb szemcsékre (HUNTER, 1977)

(3) Turbidit áramlásokban a felső áramlási rezsimű szállítás fázisai hoznak létre olyan sorozatokat, amelyek a turbiditek Bouma „B" alegységét alkotják.

(4) Felületi áramlások (sheet flow) sekélytengeri környezetben, vagy nagyon lassú üledékképződési arányhoz kapcsolódóan a hullámfodros formák migrációja szintén okozhat homokos üledékekben laminációt (NEWTON 1968)

Ez a rétegződési típus igen gyakori a vizsgált sorozatban. Finom aleurolitokban a Stokes törvény szerinti – áramlásmentes – leülepedést fejezi ki. Durva aleurolitok és homokkövek esetében a 2c., 3. és 4. pontokban megjelöltek kivételével a fenti eredetek bármelyike elképzelhető.

Összefoglalva a durva aleurolitokban és homokkövekben megjelenő sík párhuzamos rétegződés (lamináció) vagy parti mocsarakat és hátsó mocsarakat, vagy sekély mélységű alsó áramlási rendszereket, vagy speciális helyzetű felső áramlási rendszereket jelöl ki.

A lencsés rétegződést a belső rétegzett agyag és kúszó hullámos rétegzésű homok alkotja, amelyben a fodrok vagy homok lencsék nem-folytonosak, hanem mind függőlegesen, mind vízszintesen izoláltak.

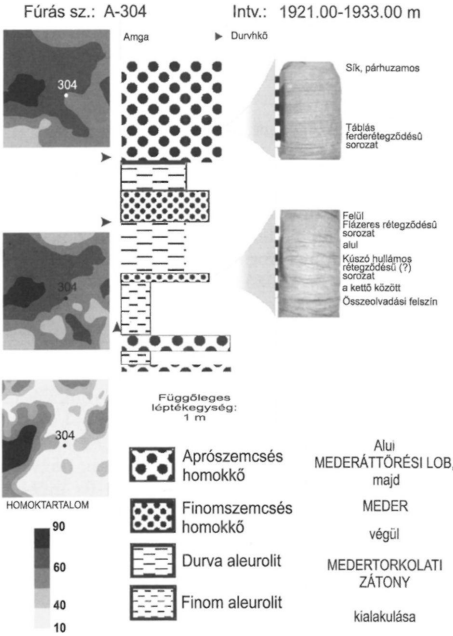
PETTIJOHN & POTTER (1964) szerint a lencsés rétegződés olyan környezetben fejlődik ki, amelyben az agyag leülepedésének és megőrződésének feltételei sokkal kedvezőbbek, mint a homokénak, azaz árapály síkságokon, illetve szubtidális környezetekben. Itt a homokot ülepítő áramlások és az agyagot ülepítő csendes vízi időszakok váltakoznak. Kedvező helyzetet teremtenek még a delta-front környezetek, ahol mind a hordalék utánpótlás, mind az áramlási sebesség váltakozik.

Mederáttörési lob → meder → torkolati zátony átmenet az Algyő-deltában

A mederáttörési lob egyik legszebb példáját a 304. sz. fúrás vizsgált magja mutatja be (*8. ábra* legalsó térképlap és a megfelelő kőzettani kifejlődés).

A látható üledékszerkezeti jegyek közül az egybeolvadási vagy összeolvadási felszínek (amalgamation surface) a rétegen belüli jellegzetes diszkontinuitások. A definíció lényegében „rétegen belüli eróziós felszínt" jelent, ami a szállítási energia olyan gyors felerősödését (vagy ezzel együtt az áramlás irányának megváltozását is) tükrözi, amely nem jár együtt a szállított hordalék méretváltozásával. Természetesen sok esetben eróziós rétegfelszíneket is lehet látni a sorozatban. A lokális erózióhoz tartozó jelenség még az intraklasztok jelenléte. Ezek anyaga általában finom aleurolit, agyagmárga, és a már kissé konszolidálódott felszín erózióját fejezik ki. Mederáttörési lobok, torkolati zátonyok üledéksorában gyakori jelenség. Az intraklasztok helyenként egyirányba dőlő ún. imbrikált elrendezésűek.

A hullámfodros kereszt-lamináció (ripple cross-lamination) vagy kúszóhullámfodros lamináció (climbing-ripple lamination) akkor keletkezik, amikor az áramlási vagy hullám fodrok migrációjakor a felhalmozódás rendkívül gyors (MCKEE & WEIR 1953). Kereszt-laminák sorozata jön létre a migráló hullámfodrok egymásra településével. A hullám fodrok egymásra kúsznak olyan módon, hogy a függőlegesen egymásra következő laminák gerince eltérő fázisú lesz, így mintegy előrehaladó felfelé irányuló lejtő benyomását kelti.



8. ábra. Mederáttörési lob, meder és elosztó-torkolati zátony üledékfáciese az Algyő-deltában

Fig. 8 Crevasse splay, distributary channel and distributary mouth bar sequences in the Algyő delta

Bizonyos metszetekben a lamina vízszintes vagy vályús alakúnak tűnhet az orientáció helyzetétől és az áramlási fodor alakjától függően.

A kúszó-hullámos lamináció két típusra bontható:

– az egyikben mind a lee- mind a stoss-oldal megőrződött;

– a másikban csak a lee-oldal őrződött meg.

Képződésük nagy mennyiségű hordalékot kíván, különösen szuszpenziós hordalékból, amely gyorsan eltemeti és megőrzi az eredeti áramlási fodros rétegeket.

A nagy mennyiségű hordalék utánpótlódásnak társulnia kell kellő mennyiségű vonszolva szállítással ahhoz, hogy a réteget fodrosítsa. Ugyanakkor nem szabad olyan nagynak lennie, hogy a laminákat a stoss-oldalon teljesen erodálja.

A *8. ábra* legfelső térképlapja és a megfelelő üledékes kifejlődés torkolati zátonytestet valószínűsít. A térképlapon jól látható a fúrásponttól délre elhelyezkedő ÉNy–DK-i csapású, zátonyból „kitörő" rövid mederalakulat.

A táblás ferderétegződés, olyan kereszteződő sorozathatárú egységekből áll, amelyek laterális kiterjedése nagyobb vastagságuknál, és lényegileg sík határoló felületeik vannak. Képződése nagyobb vízmélységet kíván a vályús ferderétegződéshez szükségesnél.

Torkolati zátony üledékfáciese az Algyő-deltában

Torkolati zátony üledékfácies rétegsorát mutatja a *9. ábrán* a 329. sz. fúrás vizsgált rétegsora. A kőzetanyag vályús ferderétegződésű sorozatokat tárt fel. Ezeket olyan változó energiaszintű áramlás(ok) alakítják ki, amelyek által az erős áramlási időszakban szállított mederhordalék helyi erózióval medervéseteket formálva hullám fodrokat (ripples) formál az aljzaton. Ezeken a gyengébb áramlások időszakában vékony, változó megőrződési potenciálú agyagleplek alakulnak ki. Ha a szuszpendált hordalék mennyisége nagy, vagy az áramlási fodor lejtője kicsi a meder mélységéhez képest, akkor a szuszpendált szemcsék „fel-párnázódnak" a lee-oldali lejtő aljában. Ez a folyamat ugyanakkor túl gyors lesz ahhoz, hogy teret adjon a legördülő üledékek növekedésének. Ilyen helyzetekben a homlok-laminák alsó része kifele fog görbülni és csak aszimptotikusan fogja megközelíteni az aljzati laminákat (BLATT et al. 1980). Így a lamina inkább érintőleges, mintsem szöget bezáró lesz.

A progradációs sorozat mellett a geometria is kifejezi, hogy a zátonyelőtéri helyzetet hogyan váltja fel a zátony-gerinc kitettség. Ez utóbbi sorozatot jól osztályozott homokkő jellemez, melynek kiterjedése a *9. ábra* legfelső térképlapján látszik.

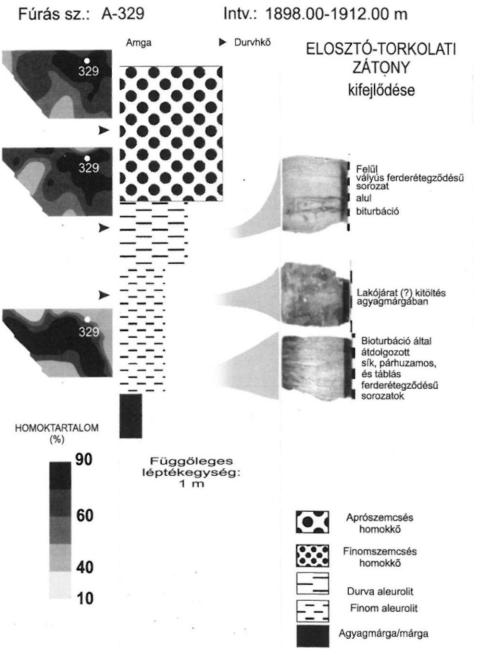
Az azonosított fosszilis felhalmozódási környezetek 3-D modelljei az Algyő-deltában

Az üledékfácies, felhalmozódási mód és kőzettest geometriai párhuzamos elemzése során az alábbi felhalmozódási környezet típusokat lehetett azonosítani:

- Hordalékelosztó medrek,
- mederáttörési lobok,
- víz alatti természetes partgátak,
- torkolati zátonyok.

Meder (Algyő-delta)

3-D általánosítható modellje a *10. ábrán* látható. Általában finomszemcsés üledékek halmozódnak fel benne, amelyek a meder élettartamán belül gyakran erodálódhatnak is (vö. összeolvadási felszínek). A metszet térképek elemzése alapján állítható: gyakori volt a mederváltás és a bifurkáció (*11. ábra*). Ez utóbbi faág-szerű geometriával jelentkezik. A megismert medrek általában 2–4 km hosszúak a kőzettesten belül. Szélességük általában 200–300 méter, ritkán elérheti a 2 km-t is. Mélységük 2–5 m (*10. ábra*). Gyakori környezeti kísérőik a



9. ábra. Elosztó-torkolati zátony üledékfáciese az Algyő-deltában

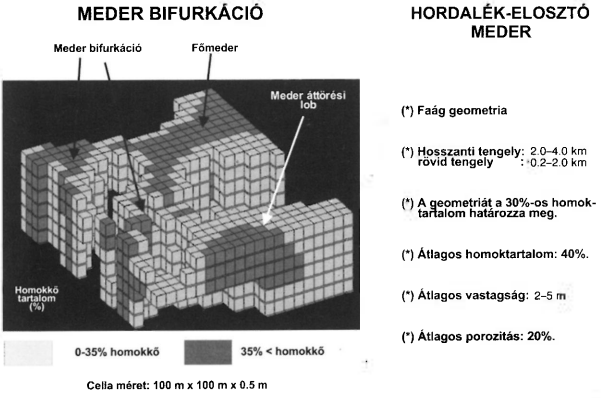
Fig. 9 Distributary mouth bar sequence in the Algyő delta

mederáttörési lobok. Ez utóbbiak jellegzetes madárláb alakú képződményeket hoznak létre.

Mederáttörési lob (Algyő-delta)

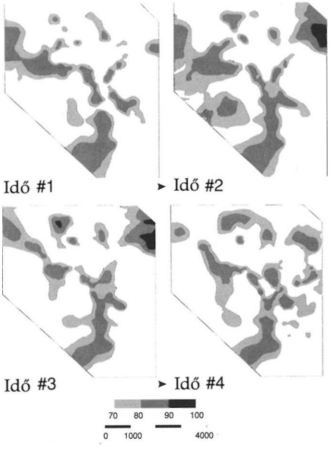
Amint már arról az üledékes fáciesek elemzésekor szó volt, a mederáttörési lobok akkor keletkeznek, amikor a hordalékos víz áttöri a meder partgátját és annak előterében, az öböl alján legyező alakban rakja le üledékét.

A vizsgált kőzettestekben megismerhető mederáttörési lobok – a mögöttes meder méretének megfelelően – nem túl nagy kiterjedésű kőzettestek, ám jelentős szerepet játszanak az elosztóközi területek feltöltésében (*12. ábra*).



10. ábra. Hordalékelosztó meder 3D modellje és geometriai tulajdonságai az Algyő-deltában

Fig. 10 3D model of distributary channels in the Algyő delta



11. ábra. Hordalékelosztó medrek időbeli fejlődése az Algyő-deltában

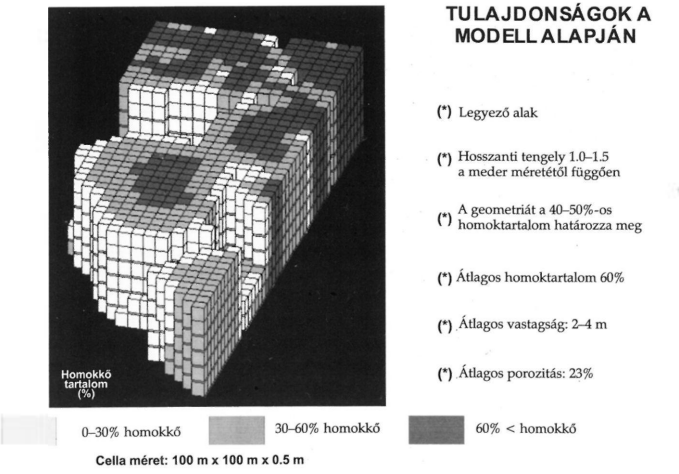
Fig. 11 Temporary evolution of ditributary channels in the Algyő delta

Vízalatti természetes partgát (Algyő-delta)

Ennek a környezettípusnak 3-D általánosítható modelljét a *13. ábra* mutatja.

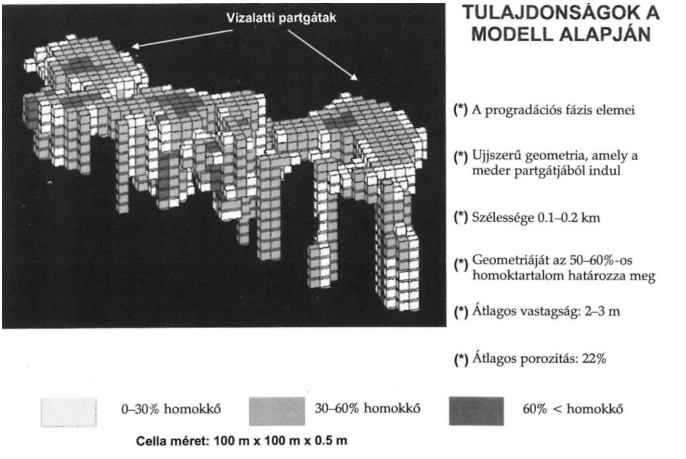
Ezek általában vékony homok alapú kőzettestek, amelyek a mederüledékek elvégződésében, annak pereme mentén kivékonyodva nyomulnak be a fogadó víztest aleurolit-agyagmárga tömegébe. Közrefoghatják a meder előtt kialakult kis torkolati zátonyt is. Jellegzetes ujjszerű képződménypáros, amelynek vastagsága max. 2–3 méter lehet. Páros kifejlődése miatt geometriailag sem téveszthető össze a „zátony-ujj homokkövekkel".

Csak a mederprogradációk időszakában képződik. Emiatt a kőzettestek felső harmadában csak ritkán fordul elő. Összetétele a medertől távolodva finomodik. Ugyanakkor előfordulhat, hogy a meder elvonszolódásának hatására olyan felfelé durvuló sorozattal jelentkezik, amelyben a homokköves egységek vastagsága felfelé nő.



12. ábra. Mederáttörési lob 3D modellje és geometriai tulajdonságai az Algyő-deltában

Fig. 12 3D model of cravasse splay environments in the Algyő delta

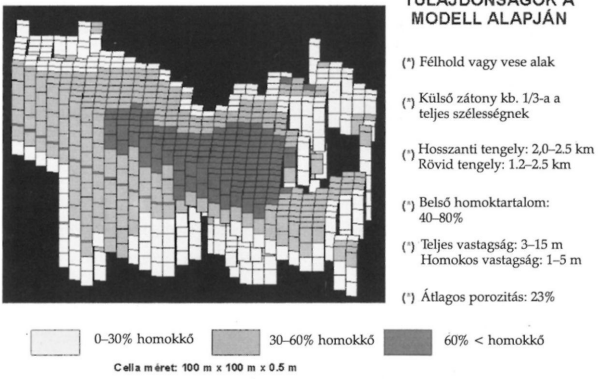


13. ábra. Víz alatti természetes partgát 3D modellje és geometriai tulajdonságai az Algyő-deltában

Fig. 13 3D model of sub-aqueous natural levees in the Algyő delta

Torkolati zátony (Algyő-delta)

Félhold vagy ellipszis alakú kőzettest (*14. ábra*). „Szárnyai" mentén hosszanti víz alatti természetes partgátak kapcsolódnak hozzá. Külső zátony (outer bar) egységük, a teljes kőzettestnek kb. 1/3-a. A jól kifejlett zátonytestek hosszanti tengelye 2,0–2,5 km, az erre merőleges kistengely ennek kb. fele. A homok isopach kontúrok a kőzettest morfológiai határával párhuzamosak. A legnagyobb homoktartalom a zátony középső részén jelentkezik. E kőzettestek átlagos homoktartalma 60–80% között változik. A morfológiai határt a 40% homok isopach definiálja. A magok alapján a zátonytestek folytonos homokköves vastasága 3–5 m, míg teljes vastagságuk kb. 15 m (*14. ábra*).



14. ábra. Elosztó-torkolati zátony 3D modellje és geometriai tulajdonságai az Algyő-deltában

Fig. 14 3D model of distributary mouth bars in the Algyő delta

Keletkezésüket a fogadó víztest és a beömlő vízsugár sűrűségének viszonyából származó hidraulikus tulajdonságok (Bates 1953) egyértelműen meghatározzák (*15. ábra*).

A kőzettesteken belüli általánosítható fejlődésmenetük a következő:

– A külső zátony (outer bar) progradációja (*15. ábra*, 1. és 2. kép)

– A zátony gerinccel együtt a teljes zátonytest megjelenése (*15. ábra*, 3. és 4. kép)

– A zátonytestbe a mögöttes meder progradációval bevágja magát (*15. ábra*, 5. kép)

– A további progradáció a mederáttörések kiszélesedésével vagy meder avulzióval történik (*15. ábra*, 5. és 6. kép).

Ennek eredményeként időben a zátony jellegzetes progradációs sorozatot alakít ki.

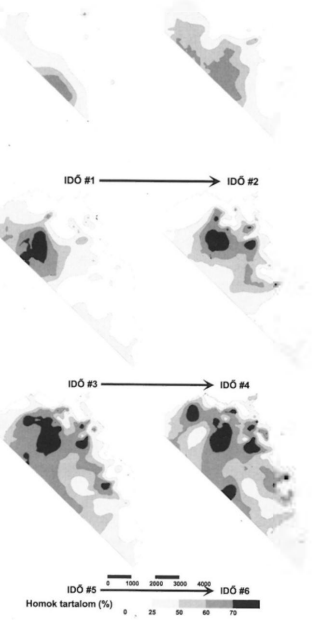
Diszkusszió

A modellező rendszer

A módszer a kitűzött célt – a kőzettest 3-D bemutatását – lényegében geo-celluláris módon közelíti meg. Ennek lényege, hogy nem definiál a'priori térbeli geometriai alakzatokat, hanem a homok tartalmak tércelláinak mozaikszerű elrendeződéséből kívánja felismerni a genetikailag értelmes kőzettest részleteket.

Mivel a genetikailag elemezhető testet az eljárás mozaikokból rakja össze, a cellák méretének szükségképpen azonosnak kell lenniük. Különösen fontos ez az egyenközűség akkor, ha később ezt a testet fizikai tartalommal (pl. effektív porozitás, permeabilitás) kell megtölteni. Ilyen feladat ugyanis nem egyenlő térfogatú „cellák" esetén a geostatisztikából ismert térfogati hatás miatt igen komoly problémát jelent.

A megoldás alapvetően a 3-D földtudományi modellezések egyik klasszikus típusát jelenti (HOULDING, 1994. p. 19. 'regular grid (block) approach'). Jóllehet a geocelluláris modelleknek ismertek deformált grid (deformed grid approach) és térfogati megoldásai (volume model approach) is, ezek gyakorlati megvalósítása igen komoly hardvert igényel (HOULDING, 1994. p. 19. fig. 1.5). Ugyanakkor kérdéses, hogy a deformált grid cellák alapján a morfológiai azonosítás megoldható-e.



15. ábra. Elosztó-torkolati zátonyok időbeli fejlődése az Algyő-deltában

Fig. 15 Temporary evolution of distributary mouth bars in the Algyő delta

A cella mozaikok alapján történő térbeli kőzettest-kialakítás lényegében arra a feltételezésre épül, hogy a felhalmozódási környezetek megmaradó kőzettesteit olyan folyamatok alakították ki, amelyeknek valamely időbeli „emlékező-képességük" van. Ez a feltételezés (több mint axióma!) nem is nagyon cáfolható, hiszen minden geológiai korrelációnak ez az alapja. Ugyanakkor a cellák párhuzamos felületei mentén történő térképezés kizárólag az adott felület mentén megvalósuló geometriai elrendeződésre érzékeny, és nem a párhuzamos cella-felületek közötti változásra. Ez praktikusan a választott modellező rendszer alkalmazásának egyik korlátját is jelenti: csak olyan üledékes sorozatokban alkalmazható, ahol a modellezni kívánt kőzettesten belül az üledékképződés

„kvázi folytonos" volt. Azaz a leülepedés során nem történt olyan mérvű erózió, amely a terület genetikus kőzettesteinek regionális elrendeződését megváltoztatta volna.

A cella-felületek mentén történő térképezés során – a fentiek miatt – egészséges összhangot kell kialakítani az adatponti értékmegőrzés és a regionális trendek tükrözése között. A lokális heterogenitás megjelenítésére való törekvés igen változékony felhalmozódási dinamikájú kőzettestek esetében – pl. mederüledékek – a morfológiai azonosíthatóság csökkenéséhez vezethet.

Az egymás feletti cella-felületek kapcsolatában valamely függőleges irányú numerikus szűrő alkalmazása fontos lehet.

A fenti geocelluláris modellből genetikai modell a „soft" információk bevitele után lesz. A kőzetmagok információi (akár a mélységben azonosított kézipéldányok, akár a teljes kihozatalú magok üledékes genetikai elemzése) áttehető arra a cella-felületre, amely a mintának megfelelő mélységben húzódik. Ennek során, pl. a magminta által valószínűsíthető „meder" környezetről elvárható, hogy ez a meder-jelleg a homoktartalom kontúrokon a kút vetületi pontjának környezetében megjelenjen. Ekkor az a kontúr jelenti a geometriai kiterjesztés alapját, amely a minta „soft" információjának megfelelően lineáris lesz. Ezután ennek 3-D kiterjesztése a „soft" információt tartalmazó cella-felület alatti és feletti felületeken a kiterjesztési alapot jelentő kontúr vagy annak közelében levő kontúrok geometriai elemzése alapján lehetséges.

A „soft" információk alkalmazhatósága igen komoly előnye ennek a rendszernek, de a hátrányt is ez jelenti: ti. amennyiben a „soft" és a „hard" (azaz adat-) információk nem felelnek meg egymásnak, és az adat-információk tarthatatlansága bebizonyosodik, a teljes modellt újra fel kell építeni.

A térbeli genetikai modell kialakítása a „soft" információk bevitele útján történik. Ebből következően valamely 3-D genetikai modell kritikai felülvizsgálata a teljes „soft" információ kritikai felülvizsgálata útján lehetséges.

A lokális változékonyság szükségszerű háttérbe szorítása egyben azt is jelenti, hogy a morfológiai kategóriák nem fogják tudni hézagmentesen lefedni a kőzettest egész térfogatát. Ennek pedig egyenes következménye az, hogy a genetikailag nem azonosítható kőzettest részek esetében nem dönthető el, hogy az azonosítás hiánya adatbizonytalanságot vagy a „soft" információk elégtelen voltát tükrözi-e.

A felismert és modellezett felhalmozódási környezetek

A bemutatott felhalmozódási környezetek közettesteinek kőzetszöveti és üledékszerkezeti sajátosságai vélhetően nem elszigetelt jelenségek az Alföld medencebeli pannóniai sorozatának Újfalui („törteli") Formációjában. Kialakulásuk lényegében minden olyan helyen megtörténhet, ahol az Algyő-deltában tapasztalt hidrodinamikai jellemzők hatottak. Ilyen megközelítésben talán általánosítható modell-értékűek is lehetnek.

A dolgozatban bemutatott környezettípusok minden vizsgált üledékritmusban megjelennek – csak gyakoriságuk változik attól függően, hogy az Algyő-delta időbeli fejlődéstörténetének mely stádiumában vagyunk.

Erről a fejlődéstörténeti képről egy következő munka fog beszámolni.

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki a MOL Rt Kutatás-Termelési Divíziónak a közlés engedélyezéséért. Külön köszönet illeti a dolgozat bírálóit, JUHÁSZ Györgyit és MÜLLER Pált, hasznos tanácsaikért és értékes megyjegyzéseikért.

Jegyzet:

[1]A mederáttörési lob (*crevasse splay*) akkor alakul ki, amikor a folyó – áradások alkalmával – időszakosan áttöri a természetes partgátat és annak hátterében legyező alakú üledékes testet rak le. Ha ezt követően az eredeti meder teljes vízmennyisége a kialakult új mederben (*crevasse channel*) vezetődik le, akkor (és csak ekkor) a folyamatot *cevulsio*-nak nevezzük. Ekkor a főmeder teljesen felhagyódik.

Irodalom – References

BATES, C.C. 1953: Rational theory of delta formation. – *Bulletin of the Amer. Assoc. of Petroleum Geol.* **37/9**, 2119–2162.

BÉRCZI I. 1969: Az algyői felsőpannóniai homokkő összlet üledékföldtani vizsgálata. – *Földt. Közl.* **99/4**, 337–350.

BÉRCZI, I. 1988: Preliminary Sedimentological Investigations of a Neogene Depression in the Great Hungarian Plain. – In: ROYDEN & HORVÁTH (ed): The Pannonian Basin – a Study in Basin Evolution. – *AAPG Memoir* **45**, 107–116.

BLATT, H., MIDDLETON, G. V. & MURRAY, R. 1980: Original of sedimentary rocks, 2nd ed. – Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J. 782 p.

BOGGS, S. Jr. 1987: Principles of sedimentology and stratigraphy. – Macmillan Publishing Co. 135–186.

CLIFTON, H. E. 1969: Beach laminations: Nature and origin – *Marine Geology* **7**, 553–559.

COLEMAN, J. M. & CAGLIANO, S. M. 1964: Cyclic sedimentation in the Mississippi river deltaic plain. – *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs.* **14**, 67–80.

ELLIOT, T. 1974: Interdistributary bay sequences and their genesis. – *Sedimentology* **21**, 611–622.

GEIGER, J. 1981: Diagenizált törmelékes üledékek szemcseeloszlásának ősföldrajzi értékelése: a Szeged-2 telep vizsgálata – *A Magyar Szénhidrogénipari Kutató-Fejlesztő Intézet Műszaki-Tudományos Közleményei* **I**, 5–11. Budapest

GEIGER J. 1986: Üledékes homokkőtestek szöveti és morfogenetikai vizsgálata. – *Földt. Közl.* **116/3**, 249–266.

GEIGER J. & KISS B.-né 1995: Az Algyő-1 telep gázfázisának 3-D rezervoár geológiai modellje a Szeged-1 analógiájának felhasználásával. – KUMMI Jelentés. 105 p. Tsz. 102–323.

GEIGER J. & KOMLÓSI J. 1991: Az Algyő-2 telep DK-i részének rezervoár geológiája. – OGIL Jelentés 110 p. Tsz. 115–30.

GEIGER J. & KOMLÓSI J 1993: 3-D szedimentológiai rezervoár geológiai modellalkotás törmelékes tárolókban. – OMBKE XII. Vándorgyűlés és Kiállítás. Proceedings. B2. 1–11. Montan Press. Budapest.

GEIGER J. & KOMLÓSI J. 1995a: Első lépések egy integrált szedimentológiai-geomatematikai 3-D modellező rendszer felé törmelékes tárolókban. – A IV. Geomatematikai Ankét előadásai. 31–47. MFT. Szeged.

GEIGER, J. & KOMLÓSI, J. 1995b: 3-D geological simulation of a deltaic reservoir in Hungary. – *AAPG Congress.* 1995. Nice., Proceedings. 65–87.

GEIGER J. & KOMLÓSI J. 1996: Szedimentológiai, geomatematikai 3-D modellező rendszer törmelékes CH-tárolókban. – *Kőolaj és Földgáz* **2**, 53–81.

GEIGER, J., KISS, V. K. & KOMLÓSY, J. 1998: 3D Reservoir Modeling in the Algyő Field (SE-Hungary) with Special Emphasize on The Depositional Environments. – Courses of the Inter-University Center on 3D Reservoir Modeling. Dubrovnik. 67–124. Inter-University Center, Dubrovnik, Croatia.

GEIGER J. & RÉVÉSZ I. 1992a.: Az Algyő-1 telep DK-i részének szedimentológiai vizsgálata. – SZKFI Jelentés 130 p. Tsz. 143–21

GEIGER J. & RÉVÉSZ I. 1992b: A Tisza-1 telep üledékföldtani viszonyai. – *SZKFI Jelentés*. 110 p. T.sz. 143–22.

HOULDING, S. W. 1994: 3D geoscience modeling. – Computer techniques for geological characterization. – Springer Verlag. New York, 304 p.

HUNTER, R. E. 1977: Basic types of stratification in small eolian dunes. – *Sedimentology* **24**, 361–387.

JONES, T. A. 1992: Extensions to three dimensions: introduction to the section on 3D geologic block modeling. – In: HAMILTON, D. E. & JONES, T. A. (eds): Computer modeling of geological surfaces and volumes. – *AAPG Computer Applications in Geology* **1**, 175 p.

KLEIN, G. DEV. 1985: Sandstone Depositional Models for Exploration for Fossil Fuels – International Human Resource Development Corp. 1–25. Boston.

MCBRIDGE, E. F., SHEPARD, R. G. & CRAWLEY, R. A. 1975: Origin of paralell near-horizontal laminae by migration of bed forms in a small flume. – *Jour. Sed. Petrology* **45**, 132–139.

MCKEE, E. D. & WEIR, G. W. 1953: Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. – *Geol. Soc. America Bulletin* **82**, 359–378.

MUCSI M. 1973: A Dél-Alföld földtani fejlődéstörténete a neogénben. – *Földt. Közl.* **103**, 311–318.

NEWTON, R. S. 1968: Internal structure of wave-formed ripple marks in nearshore zone. – *Sedimentology* **11**, 275–292.

PETTIJOHN, F. J. & POTTER, P. E. 1964: Atlas and glossary of primary sedimentary structures. – Berlin-Heidelberg-New York. 370 p.

REINECK, H. E. & SINGH, I. B. 1973: Depositional sedimentary environments. – Springer Verlag. New York. 103–142.

RÉVÉSZ I. 1980: Az Algyő-2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. – *Földt. Közl.* **110**, 512–539.

RÉVÉSZ I. 1976: Az algyői Maros telepek üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. – OGIL Jelentés. Adattár.

RÉVÉSZ I. 1977: Az algyői Algyő-2 telep üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. – OGIL Jelentés. Adattár.

RÉVÉSZ I. 1979: Az algyői Algyő-1 telep üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. – OGIL Jelentés. Adattár.

RÉVÉSZ I. 1980: Az algyői Szeged-1 telep üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. – OGIL Jelentés. Adattár.

RÉVÉSZ I. 1982: Az algyői Maros-Szőreg szénhidrogéntelepek üledékföldtani modellje – egy fosszilis delta fejlődéstörténete. – *Kőolaj és Földgáz* **115**, 176–177.

SELLER, Zs. & FÖLDES, T. 1992: 3-D lithostratigraphic modelling. – EAEG 54rd Meeting and Technical Exhibition, France.

SHEPARD, F. P. 1964: Criteria in modern sediments useful in recognising ancient sedimentary environments. – *Developments in Sedimentology*. Vol. **1**. Deltaic and shallow marine deposits. – New York, 1–23.

SHEPARD, F. P. & MOORE, D. G. 1955: Central Texas coast sedimentation: characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis. – *AAPG Bulletin* **39**, 1463–1593.

TAYLOR, J. C. M. 1977: Sandstones as reservoir rocks. – In: HOBSON, G. S.(ed): *Developments in petroleum geology*, I. Applied Science Publ. 147–196. London

WALKER, R. G. 1976: Facies Models 1: General introduction. – *Geoscience Canada* **3**, 21–24.

WRIGHT, L. D. & COLEMAN, J. M. 1975: Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. – *AAPG Bull.* **57/2**, 370–398.

Kézirat beérkezett: 2001. 10. 29.

Földtani Közlöny 133/1, 113–124 (2003) Budapest

Vízkiszökési szerkezetek a Kistarcsa környéki pliocén kavicsösszletben

Water escape structures in the Pliocene gravel sediments nearby Kistarcsa, Hungary

BURJÁN Balázs[1]

(7 ábra)

Tárgyszavak: Duna, homok, kavics, negyedidőszak, terasz, Pesti-síkság, vízkiszökés
Key words: Danube, sand, gravel, quarter, terrace, Pest Plain, water escape

Abstract

From the outcrops of the fifth Danube terrace in the area of Pestszentlőrinc and Cinkota, PÉCSI (1959) interpreted deformational structures as examples of syngenetical buried cryoturbation. He estimated the formation of the gravel body for the Günz glacial period, for the very beginning of the Pleistocene on the basis of the above structures. However, sedimentological charasteristics predicate that these deformations were formed as secondary sedimentary structures caused by local liquefaction and fluidization of the unconsolidated sand and gravel. In the case of rapid deposition the sediments have high porosity and the porewater may move in the direction of less pressure taking sediment grains into transport and redeposition. Thus the sedimentary structures in the Mogyoród gravel quarry, with their pocket and pillar forms, are synsedimentational phenomena. Their formation cannot be related to any of the glacial ones, and therefore they are not of climatical origin. Because of the above-mentioned facts these deformations are not suitable for the determination of the deposition-time of the terrace formation.

Összefoglalás

A budapesti V. dunai terasz pestszentlőrinci és cinkotai feltárásaiból PÉCSI (1959) elfedett szingenetikus krioturbáció nyomait ismertette, amely alapján a kavicstest képződésének idejét a günz glaciálisba, a pleisztocén kezdetére tette. Ezek azonban üledékföldtani analógiák alapján helyi likvefakció és fluidizáció eredményezte másodlagos üledékszerkezetek. Gyors üledékképződés idején, a nagy pórustérfogattal rendelkező fekvő rétegek anyaga, a pórusvízfeláramlás következtében, helyenként a fedő anyagába préselődik. A mogyoródi kavicsbányában megfigyelhető zseb és oszlop alakú üledékszerkezetek kialakulása nem valamelyik glaciálishoz köthető jelenség, hanem képződésük adott üledékképződési feltételekhez kapcsolódik, így teraszképződmények korának meghatározására nem alkalmasak.

Bevezetés

A főváros keleti határán, Mogyoród, Cinkota, Rákoskeresztúr között lévő, magas fekvésű kavicsösszlet származása, kora a vele foglalkozó nagyszámú tudományos értekezés ellenére máig vitatott. A földtani irodalomban – HALAVÁTS (1898) nyomán – Mastodon kavicsnak, levantei kavicsnak nevezett, később felsőpliocén kavics, pliocén kavics néven szereplő összlet képződési idejét a hazai geológusok egy része a pestszentlőrinci, rákosi, vecsési kavicsbányákból felszínre

[1]József Attila Gimnázium, Monor, burjanb@freemail.hu

került *Mastodon arvernensis* (CROIZET et JOBERT), *Mastodon borsoni* (HAYS) és egyéb gerinces anyag miatt a pestszentlőrinci kavicsok alsó szintjével együtt az alsó-, középső-pliocén korra tette (SCHAFARZIK 1918, BÓDI 1938, SÜMEGHY 1952, 1953, SZENTES 1949, 1958). PÉCSI (1959) korábban az általa a Duna budapesti szelvényében a folyó V. számú, legidősebb hordalékkúp-teraszának tekintett képződmény felkavicsolódását a benne előforduló, szingenetikus fedett krioturbációként értelmezett rétegdeformációk alapján a pleisztocén elejére helyezte, amely korbesorolás egészen a 80-as évekig a geológus szakmai körökben is, de különösen a geomorfológusok között általánosan elfogadott volt.

Az utóbbi évtizedekben megkérdőjeleződni látszik – jelentős részben PÉCSI (1991, 1992, 1995, 1996, 1997) munkássága révén –, a kavicstest egészének pleisztocén korbesorolása. A Mastodon kavicsok az V. terasz kavicsanyagának vélhetően csak egy részét teszik ki, a kavicsanyag nagy része a pleisztocénnél idősebb, pliocén korú lehet. Egyéb indokok mellett a korbesorolás egyik legfontosabb bizonyítékának tekintett belső rétegzavarok ugyanis az üledék lerakódásával egyidejű, és nem jégdeformáció hatásaként keletkezett üledékszerkezek. Az alábbiakban a belső rétegdeformációk lehetséges értelmezési módját mutatom be.

A kutatási terület rövid bemutatása

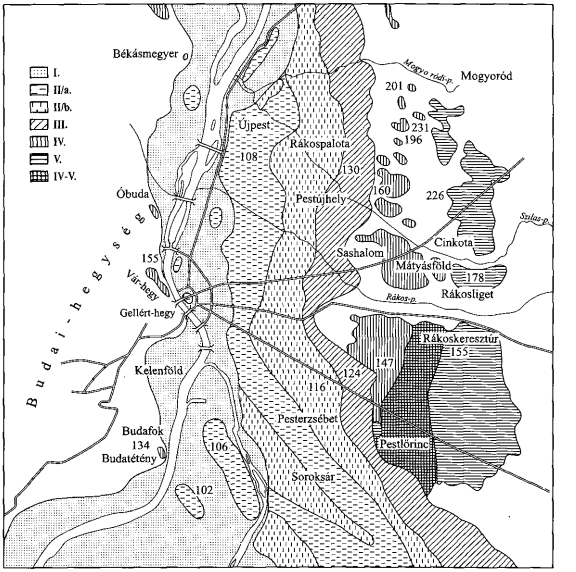
A Pesti-síkság északkeleti pereménél, dél felé szélesedő pásztában agyagos-homokos pannóniai üledékekre idős kavicsképződmény települ. Az V. számú terasz kavicsteste a fekü mélyebbre kerülésével párhuzamosan dél felé vastagszik, negyedidőszaki üledékekkel fedve húzódik tovább az Alföld süllyedéke felé. Nyugat felé határa tisztázatlan, kelet felé elvékonyodik, és idősebb képződményekkel érintkezik (*1. ábra*). A legtöbbször egységes genetikájúnak tekintett kavicsképződmény eltérő szemcseeloszlású üledékcsoportokra tagolható (SZABÓNÉ DRUBINA 1981, BURJÁN 2001, 2002).

A Szilas-pataktól északra lévő, morfológiailag magasabban, rétegtanilag mélyebben fekvő Kistarcsa, Mogyoród környéki üledékek durvább összetevői döntően 12–16 mm közötti nagyon jól osztályozott aprókavicsból állnak. A kavicsok fedőjében, dél felé vastagodva, és részben közberétegződően, mészkonkréciós bentonitos agyag található (*2. ábra*).

A Szilas-pataktól délre az alsó kavicsszintben Rákoscsaba, Rákosliget, Ferihegy, Pestszentlőrinc térségében az északabbra fekvő területekhez képest az üledék osztályozottsága romlik, a domináns kavicsméret a 24–48 mm intervallumra tevődik át. A Szilas-pataktól északra lévő mintákhoz hasonlóan sok a közép- és finomszemcsés homok, de feltűnő a nagy- és durvaszemcsés homok (0,5–2 mm) aránya. A kavicstest apró- és középszemű homokos, aprókavicsos rétegösszletét döntően különböző mederüledékek alkotják. (BURJÁN 2001).

A kistarcsai kavicsbányában észlelt jelenségek

Periglaciális klímahatásra kialakult felszínközeli rétegdeformációkat, üstszerű kavicszsákokat (*3. ábra*), homokkal-iszappal kitöltött fagyékeket (*4. ábra*) korábban többen részletesen ismertettek az V. számú terasz feltárásaiból (SZABÓ 1858, INKEY

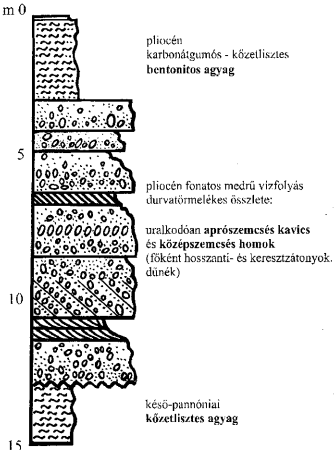


1. ábra. Duna-teraszok a Pesti-síkságon (PÉCSI 1996 után) I. = jelenkori ártéri szintek, II/a. = pleisztocénvégi alacsony terasz (W), II/b. = felső-pleisztocén magas terasz alsó része (R/W), III. = középső-pleisztocén terasz (R), IV. = alsó-pleisztocén terasz (M), V. = legalsó hordalékkúp-terasz (pliocén), IV–V. = a IV. terasz anyagával fedett legalsó hordalékkúp-kavics, 155 = tengerszint feletti magasság

Fig. 1 Terraces of the Danube on the Pest Plain (after PÉCSI 1996) I. = Holocene flood-plain levels, II/a. = Late Pleistocene lower terrace (W), II/b. = lower Upper Pleistocene higher terrace (R/W), III. = Middle Pleistocene terrace (R), IV. = Lower Pleistocene terrace (M), V. = lowest alluvial fan terrace (Pliocene), IV–V. = lowest alluvial fan gravels overlain by the material of IVth terrace, 155 = metre above sea level

1894, HALAVÁTS 1898, LŐRENTHEY 1906, SCHAFARZIK 1918, SCHAFARZIK & VENDL 1929, KEREKES 1939, 1941, PÁVAI VAJNA 1941, PÉCSI 1959, 1961, SZABÓNÉ DRUBINA 1981). Ezek mellett azonban a kistarcsai Móra Ferenc utca végén, a Szilas MgTSZ tulajdonában lévő kavicsbányában az eddigiektől eltérő, belső rétegdeformációk is megfigyelhetők voltak. A fenti képződmények két csoportba sorolhatók: kaviccsal kitöltött, többé-kevésbé zseb alakú kisméretű formák, emellett a homoktelérekhez hasonló, de szintén kavicsanyagú hosszanti szerkezetek voltak észlelhetők. Mindkét forma az eredeti rétegződést metszi.

A zseb alakú képződmény néhány deciméter szélességű, néhány centiméter mélységű, és általában normálisan gradált szemcsevázú konglomerátummal van kitöltve. A nagyobb kavicsszemcséken enyhe irányítottság figyelhető meg, leg-



2. *ábra.* Az V. terasz északi részének idealizált függőleges szelvénye

Fig. 2 Idealized vertical profile of northern part of the fifth Danube terrace

hosszabb tengelyük igazodik a képződmény falának lefutásához, ez különösen a zsebek oldalánál szembeötlő. A képződmények egymásba épülése, keresztülnövése is megfigyelhető. Ezeknek a szerkezeteknek a határvonala nem minden esetben kontúros, lévén kavicsanyagú kitöltésük mindig homokos kavicsban, kavicsban figyelhető meg (5. *ábra*).

A hosszanti szerkezetek közel függőleges, legtöbbször kavicsanyagú, határozott körvonalú kitöltések homokban, kavicsos homokban. Szélességük alul tenyérnyi, felfelé enyhén szűkülően néhány centiméterre csökken, hosszuk akár fél méter is lehet. A kitöltő kavicsok hossztengelye minden esetben erősen irányított, mérettől függetlenül (6–7. *ábra*) közel függőlegesen állnak. Néhányszor középszemű homokban is megfigyelhetők könnyen azonosítható oszlopos szerkezetek, a néhány deciméteres homok-oszlopok határa ebben az esetben is elmosódott.

Korábbi elképzelések a rétegzavarok eredetéről

A feltárások *felső részében* előforduló áltektonikus „gyűrődéses" formák, tölcsérszerű bemélyedések keletkezését INKEY (1894), HALAVÁTS (1898), PÁVAI VAJNA (1941) a terület gyenge emelkedését követő, a felső laza részekben bekövetkezett lassú csuszamlások eredményeként magyarázza. CHOLNOKY a tölcséralakú bemélyedéseket még eróziós barázdáknak tartotta (LÓRENTHEY 1906). LÓRENTHEY a rétegzavarokat a kavics alatti agyagos pannóniai rétegek nedvesség okozta duzzadása, másrészt a kavicsos rétegek utánrogyása, vagy a beszivárgó víz fagydeformációja eredményeként értelmezte (SCHAFARZIK & VENDL 1929). SCHAFARZIK (1918) szerint olvadáskor a jégtábláknak az átázott talajba való besüppedése útján keletkezhettek a szabálytalan tölcsérszerű kavicszsákok. SZÁDECZKY-KARDOSS (1936), KEREKES (1939, 1941), PÉCSI (1959, 1961, 1997) a képződményeket már periglaciális formaelemekként írta le.

Keletkezésük a következőképpen magyarázható: a széttagolt permafroszt zónához tartozó Alföld-peremi területen (MARUSZCZAK 1987, VANDENBERGHE & PISSAURT 1993), a nyáron felolvadt lágytalajon, az őszi újrafagyáskor vékonyabb fagyott réteg alakulhatott ki. A két fagyott réteg közötti lágytalaj a nyomás hatására erős deformációt szenvedett, felszínközeli zsákszerű formákat hozva létre. A glaciálisok leghidegebb periódusaiban keletkezett fagyékek regellációó-

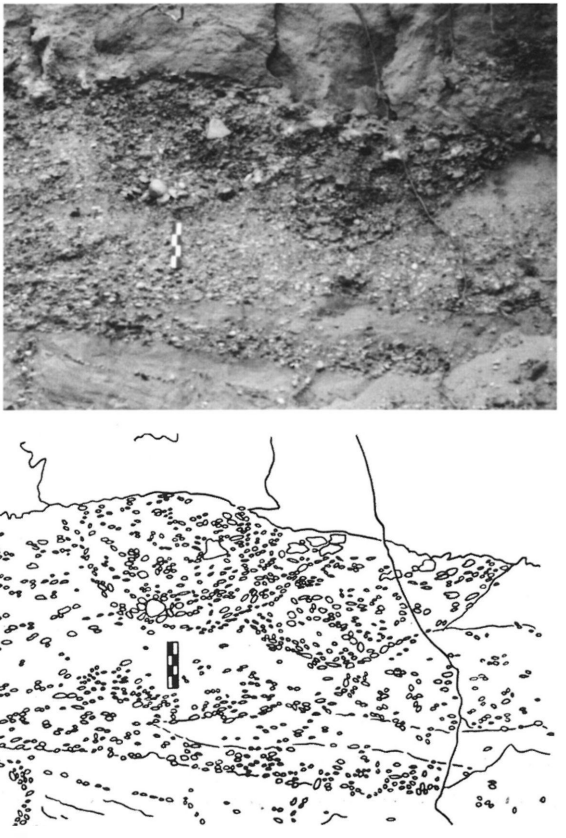
3. ábra. Több fázisban keletkezett deformációs jelenségek a kistarcsai kavicsbánya feltárásában. A rétegzavarokat geliszoliflukció, krioturbáció és esetleg szeizmikus események okozhatták. A mérték hossza 20 cm

Fig. 3 Multiphasal deformational phenomena in the outcrops of gravel quarry nearby Kistarcsa. Gelisolifluction, cryoturbation and possible seismic activity are througt to be the cause of these deformations. Trowel is 20 cm long

4. ábra. Homokkal kitöltött fagyék a kistarcsai kavicsbánya feltárásában. A fagyék kb. 90 cm mély

Fig. 4 Sand filled frost-wedge in the outcrops of gravel quarry nearby Kistarcsa. The frost-wedge is c. 90 cm deep

szélesítette felszíni repedésekből származnak. A fagyék peremi részeinél sokszor anyagtorlódás, gyűrődés is megfigyelhető. Gyakori a karbonátok kicsapódása

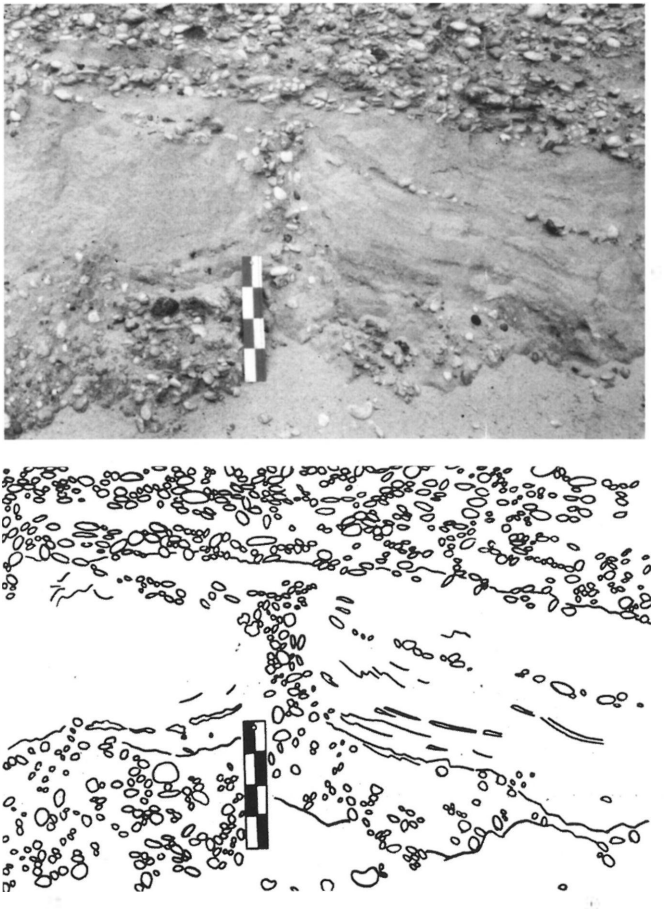


5. ábra. Zsebszerkezetek és vázlatuk a kistarcsai kavicsbánya feltárásában. A mérték hossza 20 cm

Fig. 5 Pocket-structures and their line-drawing in the gravel quarry nearby Kistarcsa. Scale is 20 cm long

mészkéreg formájában (PÉCSI 1961, 1997, SCHEUER 1970, MACKAY 1984, 1993, VANDENBERGHE 1991, SZÉKELY 1993, VAN VLIET 1991, DELISLE 1998, CHARLES et al. 2000).

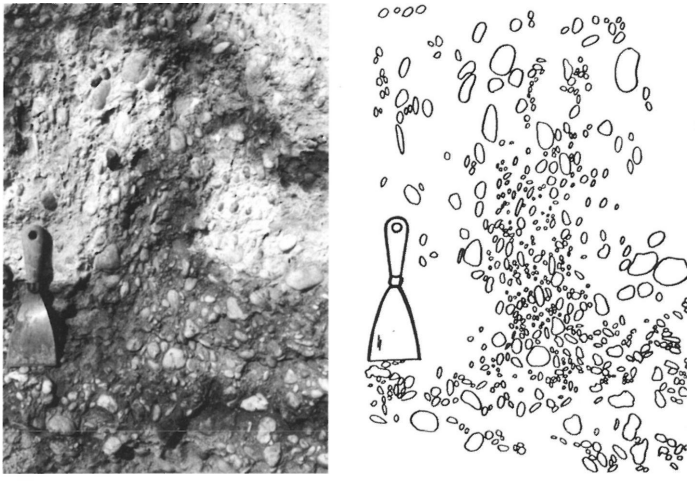
A kavicsfeltárások *mélyebb részein*, a felszíntől több méter távolságra megfigyelhető belső rétegzavarokra PÉCSI (1956, 1958, 1959) hívta fel elsőként a figyelmet, amelyeket szingenetikus krioturbációként értelmezett. A kavicsösszletben előforduló *Mastodon arvernensis* (CROIZET et JOBERT), *Mastodon borsoni*



6. ábra. Oszlopszerkezet és vázlata a kistarcsai kavicsbánya feltárásában. A mérték hossza 20 cm

Fig. 6 Pillar-structure and its line-drawing in the gravel quarry nearby Kistarcsa. Scale is 20 cm long

(HAYS) emlősleletek akkori pleisztocén elejére történt besorolása miatt is, valamint azon általános szemlélet alapján, hogy a Pannóniai-medencében a finomszemcsés pannóniai korú képződmények felett diszkordánsan települő



7. ábra. Oszlopszerkezet és vázlata a kistarcsai kavicsbánya feltárásában. A mérték hossza 20 cm

Fig. 7 Pillar-structure and its line-drawing in the gravel quarry nearby Kistarcsa. Scale is 20 cm long

első durvaszemcsés, kavicsos összlet feltétlenül a pleisztocén kezdetét jelzi, a kavicsok lerakódásának idejét az alpi nevezéktan szerinti günz, ill. pregünz időszakra tette. A belső, elfedett krioturbáció típusos előfordulási helyének a pestszentlőrinci sashegyi régi kavicsbányát írta le, ahol a – mára már betemetett – 10 méteres bányafal felső három méterében a IV. számú mindel glaciális kori dunai terasz települ a feltárás alsó részének, vastagabb, a legidősebb dunai hordalékkúpot feltáró anyagára. Az alsó kavicsrétegben előforduló kisebb kavicszsákok kialakulását a hordalékkúp képződésének idejére tette, amelyet a későbbi visszavándorló folyóágak újra kavicsos üledékekkel fedtek le. A IV. terasz üledékeinek lerakódása után képződhettek a korábbi szerzők által részletesen ismertetett felszínközeli zsákszerű betüremkedések, fagyékek.

A belső rétegzavarok keletkezésének új értelmezése

A fenti, a kavicsfeltárások mélyebb részein megfigyelhető üledékszerkezetek vízkiszökés okozta másodlagos üledékdeformációk. Nagy hézagtérfogatú, vízzel telített, még nem konszolidált laza üledékekben alakulhatnak ki, ha az üledékanyagban valamely külső behatás (földrengés, gyors üledékfelhalmozódás, vihardagály stb.) eredményeképpen likvefakció, vagy fluidizáció következik be (MOORE 1961, LOWE & LOPICCOLO 1974, NIELSEN et al. 1977, LOWE 1975, 1976, 1982, EVANS & ZHON 1995). LOWE (1982) szerint a pórusfolyadék

feláramlását fluidizáció esetében kipréselődés (nyomásnövekedés), a likvefakciónál szerkezetlazulás (nyomáscsökkenés) okozza, az előbbi esetben a pórusfolyadék teljesen fenntartja az üledékszemcséket, míg utóbbi esetén csak részben. Rosszul osztályozott, kevésbé permeábilis rétegek (iszap, homok) közbetelepülése esetén, az üledékképződés során gyorsan egymásra települő rétegek alsó tagjaiban kevéssel a lerakódás után, de még feltétlenül a diagenezis előtt a fedőüledékek súlya miatt egyébként is jelentős a pórusvíznyomás. A vízzel telített, még nem konszolidált laza üledéket valamilyen külső hatás kibillenti egyensúlyinak ható helyzetéből, a szemcsék közötti nyíróellenállás erősen lecsökken, megbomlik a szemcsék közötti kohézió.

Folyóvízi üledékek esetében a kutatók külső hatásként leggyakrabban a földrengések kiváltotta „sokk"-ot tartják kiváltó oknak (SIMS 1973, 1975, ALLEN 1986, CLAGUE et al. 1992, GIRAUD & PLAZIAT 1993, ISHIHARA 1993, MOSES et al. 1994, OBERMEIER et al. 1993, OBERMEIER 1996, OWEN 1996a, RODRIGUEZ-PASCUA et al. 2000, RASMUSSEN 2000).

A nyomás alá került alsó rétegekből a szemcsék szorosabbra tömörödése miatt a kisebb hidrosztatikai nyomás felé kiszökő víz oldalirányban, vagy a fedő gyengeségi pontjainál felfelé áttör, magával viszi az alsóbb rétegek anyagának egy részét. A folyamat az eredeti üledékszerkezeteket felszaggatja, felülbélyegzi (LOWE 1975, SZTANÓ 1990, BÁLDI & SZTANÓ 2000). A szerkezetek tehát a fekvő rétegek kompakciója és részleges, vagy teljes, de mindenképpen gyors vízvesztése során keletkeznek (NICHOLS et al. 1994, MIALL 2000). A feláramló víz mennyisége a fekvő üledék eredeti, elsődleges víztartalmától, uralkodó szemcseméretétől, vastagságától függ (WENTWORTH 1967, OWEN 1996b).

A vízkilépések helyét, a pórusvíz felfelé áramlásának útját jelzik az oszlopszerkezetek, hiszen az irányított kavicsszemcsék a víz- és üledékkiáramlás irányába rendeződnek (LAIRD 1970). Az oszlopszerkezetek minden esetben erőteljes, explozív vízkiszökésről tanúskodnak.

A zsebszerkezetek esetében a vízkiszökés helye a zsebek oldalfalánál valószínűsíthető, ezt mutatja a kavicsok ottani irányított elhelyezkedése. A megzavart üledékképződés során újraülepedő nagyobb szemcsék a lecsökkenő súrlódás miatt lesüllyedve a kialakuló kisebb mélyedéseket töltik ki, a finomabb szemcsék mozgásirányba beállva felfelé mozogva alakítják ki a képződmény zsákszerű formáját (POSTMA 1983).

Korábban az ilyen vízkiszökési jelenségeket egyértelműen csak a finomszemű törmelékes kőzetek üledékképződéséhez, leggyakrabban finom- és középszemcsés homokokhoz kapcsolható folyamatnak tekintették, mivel az ennél finomabb szemcsék esetén a szemcsék közötti kohéziót, az ennél durvább szemcsék esetében pedig a szemcsék közötti súrlódási erőt tartották olyan mértékűnek, amely a jelenség kialakulását megnehezíti (LOWE 1982, OWEN 1996a, b).

Magyarországon utoljára a noszvaji tengeri oligocén (BÁLDI & SZTANÓ 2000), és alsó-miocén (SZTANÓ 1994) rétegekből, pannóniai sekélypartról (BUDAI et al. 2000) ismertettek vízkiszökéssel kapcsolatba hozható jelenségeket, egyébiránt hazai plio-pleisztocén korú teraszüledékek esetében a belső rétegzavarok likvefakció és fluidizáció segítségével történő értelmezése újdonságnak számít.

Következtetések

A budapesti V. dunai terasz feltárásaiból PÉCSI (1959) gyengén fejlett szingenetikus elfedett krioturbációkat ismertetett, amelyek alapján – egyéb indokok mellett – a fenti kavicstest képződését a pleisztocén legelejére tette. Ilyen belső rétegzavarok – zseb és oszlop alakú üledékszerkezetek – a mai kavicsbányákban is megfigyelhetőek. Képződésük nem valamelyik glaciálishoz köthető jelenség, hanem analógiák alapján nagy pórustérfogatú üledékek pórusvízfeláramlással keletkezett rétegdeformációjaként értelmezhetők. Előfordulásuk különösen gyakori jelenség lehet a vízzel telített ártéri szintű, később terasszá alakuló kavicsüledékekben, főként, ha vékonyabb-vastagabb, kevésbé permeábilis finomszemű ártéri lerakódások rá-, vagy közbetelepülése gátolja a pórusvíz mozgását. Képződésük gyakori minden gyorsan leülepedett, ekkor, vagy később – akár a fagyott altalaj olvadásából eredően – nagy víztartalmú üledékben , nem kötődik tehát periglaciális klímafeltételekhez. Előfordulásuk az adott kavicstest üledékképződési környezetét illetően sem diagnosztikus, kormeghatározásra pedig végképp nem használhatók. Áttételesen kötődhetnek ugyanakkor klímaváltozáshoz, gyakori jelenlétük egy üledéktesten belül a növekvő relief, vagy az éghajlat nedvesebbé válása miatt intenzívebbé váló törmelékbehordódásról tanúskodhat.

Köszönetnyilvánítás

A kézirat lektorálásáért köszönettel tartozom JUHÁSZ Györgyinek és SZTANÓ Orsolyának, akik munkámat hasznos tanácsaikkal támogatták, észrevételeikkel nagymértékben hozzásegítettek a téma teljesebb kifejtéséhez.

Irodalom – References

ALLEN, J. R. L. 1986: Earthquake magnitude frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. – *Sedimentary Geology* **46**, 67–75.

BÁLDI T. & SZTANÓ O. 2000: Gravitációs tömegmozgásos fáciesek és a vízmélység változásának jelei a Bükk tengeri oligocén rétegeiben. – *Földtani Közlöny* **130**, 451–496.

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

BURJÁN B. 2001: Folyóvízi eredetű litofáciesek meghatározása szemcseeloszlási görbék segítségével terasz-képződményekben. – *Hidrológiai Közlöny* **81**, 145–151.

BURJÁN B. 2002: A Pesti-síkság kavicsos üledékeinek szemcseeloszlási vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 161–173.

BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 2000: Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez (1: 50 000). – MÁFI kiadványa, Budapest 486 p.

CHARLES, H., MURTON, J. & DAVIES, C. R. 2000: Soft sediment deformation during thawing of ice-rich frozen soils; result of scales centrifuged modelling experiments. – *Sedimentology* **47**, 687–700.

CLAGUE, J. J., NAESGAARD, E., & SY, A. 1992: Liquefaction features on the Fraser delta: evidence for prehistoric earthquakes? – *Canadian Journal of Earth Sciences* **29**, 1734–1745.

DELISLE, G. 1998: Numerical simulation of permafrost growth and decay. – *Journal of Quarternary Research* **13**, 325–333.

EVANS, M. D. & ZHON, S. 1995: Liquefaction behavior of sand–gravel composits. – *Journal of Geotechnical Engineering* **121**, 287–298.

GIRAUD, M. & PLAZIAT, J. C. 1993: Seismites in the fluviatile Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). – *Tectonophysics* **225**, 493–522.

HALAVÁTS Gy. 1898: A Budapest vidéki kavicsok kora. – *Földtani Közlöny* **28**, 291–299.

INKEY B. 1894: Pusztaszentlőrinc vidékének talajtérképezése. – *MÁFI Évkönyve* **10**, 45–63.

ISHIHARA, K. 1993: Liquefaction and flow failure during earthquake. – *Geotechnique* **43**, 351–415.

KEREKES J. 1939: A pestlőrinci fosszilis tundraképződményekről. – *Földtani Közlöny* **69**, 131–140.

KEREKES J. 1941: Hazánk periglaciális képződményei. – *MÁFI Beszámolók* **3**, 97–142.

LAIRD, M. G. 1970: Vertical sheet structures. – A new indicator of sedimentary fabric. – *Journal of Sedimentary Petrology* **40**, 428–434.

LOWE, D. R. 1975: Water escape structures in coarse grained sediments. – *Sedimentology* **22**, 157–204.

LOWE, D. R. 1976: Subaqueous liquified and fluidized flows and their deposits. – *Sedimentology* **23**, 285–308.

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

LOWE, D. R. & LOPICCOLO, R. D. 1974: The charasteristics and origins of dish and pillar structures. – *Journal of Sedimentary Petrology* **44**, 484–501.

LÖRENTHEY I. 1906: Budapest pannóniai és levantei korú rétegei és ezek faunája. – *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* **23**, 296–342.

MACKAY, J. R. 1984: The direction of ice-wedge cracking in permafrost, downward or upward?. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **21**, 516–524.

MACKAY, J. R. 1993: The sound and speed of ice-wedge cracking, Arctic Canada. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **30**, 509–518.

MARUSZCZAK, H. 1987: Problems of paleographic interpretation of ice wedge casts in European loesses. – In: PÉCSI, M. & FRENCH, H. M.: *Loess and Periglacial Phenomena*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 37–47.

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

MOORE, D. J. 1961: Submarine slumps. – *Journal of Sedimentary Petrology* **31**, 343–357.

MOSES, L. J., PALMERS, S. P. & OBERMEIER, S. F. 1994: Gravel liquefaction as an indicator of prehistoric grand shaking in west Washington. – Annual meeting of Geological, abstact with programs 26. p. 253.

NICHOLS, R. J., SPARKS, R. S. J. & WILSON, C. J. N. 1994: Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escapes structures. – *Sedimentology* **41**, 233–253.

NIELSEN, R. T., BARTOW, J. A., STUMP, E & LINK, M. H. 1977: New occurences of dish structure in the stratigraphic records. – *Journal of Sedimentary Petrology* **47**, 1299–1304.

OBERMEIER, S. F. 1996: Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analyses. – *Engineering Geology* **44**, 1–76.

OBERMEIER, S. F., MARTIN, J. R., FRANKEL, A. D., YOUD, T. L., MUNSON, P. J., MUNSON, C. A. & POND, E. C. 1993: Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of southern Indiana and Illinois, with preliminary estimate of magnitude. – *USGS Prof. Paper* **1536**, 27 p.

OWEN G. 1996a: Experimental soft-sediment deformation; structure formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. – *Sedimentology* **43**, 279–293.

OWEN, G. 1996b: Anatomy of a water-escape cusp in Upper Proterozoic Torridon Group sandstones, Scotland. – *Sedimentary Geology* **103**, 117–128.

PÁVAI VAJNA F. 1941: Az 1936. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. – *MÁFI Évi Jelentése* **1936–38**-*ról*, 399–438.

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

PÉCSI M. 1961: A periglaciális talajfagyjelenségek főbb típusai Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények* **9 (85)**, 1–24.

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

PÉCSI M. 1992: Geomorfológiai kutatásirányok és eredmények az MTA FKI-ban 1951–1991 között. – *Földrajzi Értesítő* **41**, 33–59.

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

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

PÉCSI M. 1997: Szerkezeti és vázlatajképződés Magyarországon. – *Elmélet–Módszer–Gyakorlat* **57**. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 54–59.

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

RASMUSSEN, H. 2000. Nearshore and alluvial facies in the Sant Llorenç del Munt depositional system: recognition and development. – *Sedimentary Geology* **138**, 71–98.

RODRIGUEZ-PASCUA M. A., CALVO, J. P, DE VINCENTE, G. & GÓMEZ-GRAS, D. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. – *Sedimentary Geology* **138**, 117–135.

SCHAFARZIK F. 1918: A budapesti Duna paleohydrográfiája. – *Földtani Közlöny* **48**, 184–200.

SCHAFARZIK F. & VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. – Stádium Sajtóvállalat Rt., Budapest, 343 p.

SCHEUER Gy. 1970: Adatok a fagyékek keletkezéséhez. – *Földrajzi Értesítő* **19**, 191–194.

SIMS, J. D. 1973: Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. – *Science* **182**, 161–163.

SIMS, J. D. 1975: Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. – *Tectonophysics* **29**, 141–152.

SÜMEGHY J. 1952: Földtani adatok a Duna–Tisza köze északi részéről. – *MÁFI Évi Jelentése* **1948**-*ról*, 85–99.

SÜMEGHY J. 1953: A Duna–Tisza közének földtani vázlata. – *MÁFI évi jelentése* **1950**-*ről*, 233–264.

SZABÓ J. 1858: Pest-Buda környékének földtani leírása. – *Természettudományi Pályamunkák* **4**, Budapest, 58 p.

SZABÓNÉ DRUBINA M. 1981: Budapest építésföldtani térképsorozatának (1:10 000) geológiai magyarázója. – Kézirat, MÁFI Adattár, 195–317.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1936: Pleistozäne Strukturbodenbildung in den Ungarischen Tiefebenen und im Wiener Becken. – *Földtani Közlöny* **66**, 213–228.

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

SZENTES F. 1958: Budapest és környékének földtani térképe. – In: PÉCSI M., MAROSI S. & SZILÁRD J. (szerk.): *Budapest természeti képe*. – Akadémiai Kiadó, Budapest 744 p.

SZÉKELY A. 1993: A periglaciális felszínformálás. – In: BORSY Z. szerk: *Általános természetföldrajz* (Fejezetek az általános természetföldrajz köréből), Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 356–421.

SZTANÓ O. 1990: Durvatörmelékes üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeralatti csatornakitöltő konglomerátum példáján. – *Általános Földtani Szemle* **25**, 337–360.

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

VANDENBERGHE, J. 1991: Cryoturbations: a sediment structural analyses. – *Permafrost and Periglacial Processes* **3**, 343–352.

VANDENBERGHE, J. & PISSAURT A. 1993: Permafrost changes in Europe during the last glacial. – *Permafrost and Periglacial Processes* **4**, 121–135.

VAN VLIET, L. B. 1991: Frost and soils; implication for paleosoils, paleoclimate and stratigraphy. – In: CATT, J. A. & BRONGER, A.: Reconstruction and climate implications of paleosoils. *Catena* **34**, 157–183.

WENTWORTH, C. M. 1967: Dish structure, a primary sedimentary structure in coarse turbidites (abstract). – *Bulletin of American Association Petroleum Geology* **51**, p. 485.

Kézirat beérkezett: 2001. 11. 4.

Földtani Közlöny 133/1, 125–140 (2003) Budapest

Activities of volcanist and neptunist 'natural philosophers' and their observations in the Tokaj Mountains (NE Hungary) in the late 18th century (Johann Ehrenreich von FICHTEL, Robert TOWNSON and Jens ESMARK)

Vulkanista és neptunista természetbúvárok tevékenysége és tokaji-hegységi megfigyelései a XVIII. század végén (Johann Ehrenreich von FICHTEL, Robert TOWNSON és Jens ESMARK)

Péter RÓZSA[1], Miklós KÁZMÉR[2], Gábor PAPP[3]

(5 figures)

Összefoglalás

Magyarország földtani megismerése a XVIII. század utolsó negyedében kezdődött el. BORN Ignác mellett további három kiváló tudós játszott ebben úttörő szerepet: Johann Ehrenreich von FICHTEL, Robert TOWNSON és Jens ESMARK.

Johann Ehrenreich von FICHTEL Pozsonyban született 1732-ben. Jogot tanult, de nyolcévnyi praktizálás után állami szolgálatba lépett. Főként Erdélyben hivatalnokoskodott, de két alkalommal (1762–68 és 1785–87) Bécsben vállalt állást. Természetrajzot sohasem tanult egyetemi szinten, a Kárpátok geológiájával kapcsolatos átfogó ismeretei a hivatalos utazásain végzett terepi megfigyelésein alapultak. 1775-től tiszteletbeli tagja volt a berlini természettudományi társulatnak (Gesellschaft Naturforschender Freunde zu Berlin), 1781-től tagja volt a lipcsei Ökonomische Societätnek, később az 1786-ban Szklenón alapított Societät der Bergbaukundének is. Bécsben hunyt el 1795-ben.[1]

Első könyve az 1780-ban megjelent Beytrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen főként az erdélyi kövületekkel foglalkozik. 1791-ben publikálja a Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen című kétkötetes művét, az első olyan munkát, mely az egész Kárpátok leírására tesz kísérletet (*1. ábra*). Az első kötetben a Körmöci-, a Selmeci-, a Tokaji-hegység, a Gutin, a Kelemen- és a Görgényi-havasok, valamint a Hargita vulkáni eredetét igyekszik bizonyítani. A második kötetben először a kárpáti vulkánok általános leírását adja, valamint magyarázza fő tézisét, mely szerint a vulkáni kőzetek többsége emelkedés révén került a felszínre. Számos olyan kőzet vulkáni eredete mellett foglal állást, amelyet a neptunisták akkoriban gyakran vízi eredetűnek tekintettek, így pl. a mandulakő, porfír, bazalt, trapp, s az általa bevezetett vulkáni zeolit. Végezetül az ország vulkáni termékeinek szisztematikus leírását közli (PAPP 1998). Utolsó könyve, a Mineralogische Aufsätze 1794-ben jelent meg, részben mint válasz a Mineralogische Bemerkungenre érkezett bírálatokra. Az egyik tanulmányban ezt írja: „Nagy örömömre szolgál, hogy [...] a magyar vulkáni zeolit legtöbb típusát az itáliai aktív vagy éppen kihunyt, kétségtelen vulkánokból bemutathatom. Bárcsak a mineralógusok inkább az ilyen vitán felül álló és világos utalásokat fogadnák el analóg vulkáni jelenségekre a szegényes, méltatlan fecsegés, s néhány mai munka kiállhatatlanul képtelen elmefuttatásai helyett [...]."[2]

Robert TOWNSON (*2. ábra*) a ma Londonhoz tartozó Richmondban született 1762-ben. 1777 és 1783 között Manchesterben tanonckodott, majd utazni kezdett. 1787-ben Párizsban Balthasar Georges

[1]Department of Mineralogy and Geology, University of Debrecen, H–4010 Debrecen, P.O. Box 4.
[2]Department of Paleonotology, Eötvös Loránd University, H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c
[3]Department of Mineralogy and Petrology, Hungarian Natural history Museum, H–1431 Budapest, P.O. Box 137.

SAGE-nál az École des Mines-ben kémiát és elemzést tanult. 1788-ban beiratkozott az edinburghi egyetemre, ahol orvostudományt és kémiát, majd később botanikát hallgatott. 1791-ben James HUTTON javaslatára a Royal Society of Edinburgh tagjává választották. Ugyanezen évben beiratkozott a göttingai egyetemre, ahol természetrajzot hallgatott. Göttingeni diákoskodása alatt, 1793-ban tett utazást többek között Magyarországon is. 1795-ben visszatért hazájába, ahol LL.D (jogi doktor) fokozatot kapott az edinburghi egyetemen majd megírta a Travels in Hungary (1797), a Philosophy of Mineralogy, az A Poor Man's Moralist (mindkettő 1798) és a Tracts and Observation in Natural History (1799) című műveit. Próbálkozása, hogy tervezett indiai mineralógiai tanulmányútjához a Kelet-Indiai Társaságtól támogatást kapjon, nem járt sikerrel, s 1805-ben úgy döntött, hogy Ausztráliába költözik. Ott azonban, a kormányzó hozzáállása és az ország akkori elmaradott közállapotai miatt föl kellett adnia tudományos terveit. Végül birtokot szerzett Varroville-ben, Sydney közelében, s ott halt meg 1827-ben[3].

Robert TOWNSON magyarországi utazását részben FICHTEL Bemerkungenje inspirálhatta. Bár néhány esetben ironikusan ír FICHTEL „égő ásványtani szenvedélyé"-ről, nyilvánvalóan respektálta az általa személyesen is ismert tudóst. TOWNSON magyarországi útjára Bécsből indult, majd Győr és Esztergom érintésével Pest-Budára ment. Innen Egerbe utazott (tett egy rövid kirándulást a Mátrába is), ahonnan Debrecenbe, Nagyváradra majd Tokajba folytatta útját. Mintegy egy hetes mineralógiai kirándulás után, Kassára majd a Magas-Tátrába ment. A tátrai kirándulást követően (egy rövid wieliczkai kitérő után) ellátogatott Körmöcre és Selmecre, s végül Pozsonynál hagyta el az országot (*4. ábra*, erről lásd bővebben RÓZSA & KASELYÁK 1999; PAPP 2002). Townson könyvében, mely igazi úti beszámoló, figyelemreméltó tudományos megállapításokat is tett[4]. Önálló gondolkodásának megfelelően nem tekinthető sem vulkanistának sem neptunistának. Példaként idézzünk egy mátrai, FICHTEL által vulkánnak leírt geomorfológiai alakzattal kapcsolatos megjegyzését: „Úgy gondolom e 'kráter' vizsgálata révén nem erősíthető meg az a feltételezés, hogy e hegyekben korábban vulkán volt. [...] Ám [...], noha egy kráter létezése egy korábbi vulkán létezését bizonyítja, nem léte nem bizonyít semmit: ezek pusztulnak el legkönnyebben az összes vulkáni maradvány közül."[5]

Jens ESMARK (*3. ábra*) 1763-ban a dániai Houlbjaergben született. Először teológiát, majd természetrajzot és orvostudományt tanult Koppenhágában. Néhány évig kórházban dolgozott, majd beiratkozott a kongsbergi bányászati akadémiára. Tanulmányai után hatéves külföldi tanulmányi ösztöndíjat kapott, s Freibergbe ment, ahol Abraham Gottlob WERNER előadásait hallgatta. Rövidebb időt töltött Selmecen is, ahol ásványelemzést, s fúvócsöves vizsgálatot tanult. 1794-ben tanulmányutat tett Magyarországon. Útja Pozsonyban kezdődött, ahonnan az alsó-magyarországi bányavárosokba, majd Pest-Budára látogatott. Onnan a Bánságba, majd az Erdélyi-érchegységbe utazott. Útját Nagyszeben és Kolozsvár érintésével a Gutin bányavárosaiba folytatta. Innen Tokajba ment, s kirándulást tett a Tokaji-hegységben. Ezután néhány szepes-gömöri bányavárost látogatott meg, majd Galícia felé elhagyta az országot. (*4. ábra*, az útvonalról lásd még PAPP 2002). Visszatérve Freibergbe publikálta Kurze Beschreibung einer Mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Bannat című könyvét, mely megalapozta tudományos hírnevét. 1797-ben visszatért Dániába. 1802-ben a kongsbergi bányászati iskola felügyelője, valamint a mineralógia, fizika és kémiai tanára lett. 1814-ben az újonnan alapított christianiai (oslói) egyetemen a mineralógia és bányászat professzorává nevezték ki. ESMARK vezette be a norit kőzet- és a datolit ásványnevet. Számos tudományos társaság tagja volt, s tagjai közé választotta a dán és a norvég akadémia is. Christianiában (Osló) halt meg, 1838-ban.[6]

Kurze Beschreibungjában ESMARK a neptunista szemlélet mellett száll síkra, s támadja FICHTEL vulkáni elképzeléseit. Könyve bevezetőjében ezt írja: „[...] Bécsben különösen FICHTEL úr munkáit tanulmányoztam, mivel ezek nemcsak a legfrissebbek, hanem a legrészletesebbek is voltak ebből az országból. [...].[...] Azonban számos durva és szembetűnő tévedést [...] fedeztem föl, már olvasásuk során. [...] S mennyire meg voltam lepődve, midőn saját megfigyelésem alapján azt találtam, hogy FICHTEL legtöbb megfigyelése és leírása hibás. Ezek arra indítottak [...], hogy közzé tegyem a magyar hegységekben tett saját megfigyeléseimet [...]; részben, hogy megkönnyítsem a jövendő utazók megfigyeléseit, s alkalmat adjak nekik arra, hogy eldöntsék vajon nekem, vagy FICHTEL úrnak van-e igaza; részben pedig, hogy fölnyissam a fiatal magyarországi mineralógusok szemét, akik most FICHTEL állításait végleges és kétségbevonhatatlan igazságoknak tekintik, s hogy felhívjam figyelmüket a természet valódi viselkedésére [...]."[7]

Magyarország jelenlegi területén a Tokaji-hegység volt az egyetlen melyet mindhárman meglátogattak (*4. ábra*). Valószínű, hogy FICHTEL beszámolója, s különösen az általa leírt vulkáni zeolit keltette föl TOWNSON és ESMARK érdeklődését. A „vulkáni zeolit" elnevezést FICHTEL Bemerkungenjában azokra a kőzetekre vezette be, melyek a forrasztócső előtt fölfuvódnak. A vulkáni zeolit mai értelemben különféle savanyú vulkáni kőzettípusoknak és -változatoknak felel meg (riolittufa, horzsaköves riolit, perlit, riolitos perlit stb.) (*5. ábra*); FICHTEL szerint e vulkáni zeolitok képezik az Eperjes–Tokaji-hegység tekintélyes részét. Vulkáni zeolitjait hat csoportba osztotta, s megállapítja, hogy e zeolitok egymásba fonódnak, s kijelenti, hogy „gyűjtöttem egy 14 darabból álló mintaorozatot, amelyben mindegyik változat szorosan kapcsolódik a másikhoz, s nemcsak a szín, hanem a szövet tekintetében is".[8] A hegység keletkezéséről ezt írja „[...] egyetlen nyilvánvalóan nem vulkáni eredetű kőzettípus – pl. gránit[9], mész, pala, homokkő vagy breccsa – sincs az egész 12 mérföld hosszú és 3–4 mérföld széles hegyláncban, legalábbis én nem találtam, s nem kaptam innen származót; ellenben minden hegy vagy traszból, afterporfírból[10], bazaltból vagy üveges vulkáni zeolitból épül föl, azaz olyan kőzetekből, melyeket minden igazi litológus vulkáninak tekint."[11]

Tokajból Keresztúrba haladván mind TOWNSON, mind ESMARK említést tesz egy bizonyos fogadóról, s ott felismerik FICHTEL vulkáni zeolitját. E hely az úgynevezett lebuji, jelenleg védett perlitföltárás. FICHTEL e kőzetet úgy írta le, mint „hamuszürke, szemes, kerekded vagy tompítottan szögletes, gyöngyszerű, üveges, néha kissé üreges szemekből összeálló, olvadtnak látszó zeolit [...]. Nagyító alatt ez a zeolit sajátos üveges jelleget mutat, mely más ásványhoz nem hasonlítható."[12] Utolsó könyvében (FICHTEL 1794a) szemcsés vulkáni zeolitját Peter SIMON PALLAS (1741–1811) marekanitjával hasonlítja össze.

TOWNSON ezt írja róla: „Ez bizonyosan igen különös fosszília [értsd: ásvány], s az is kétségtelen, hogy kőzeteket alkot. De vajon vulkáni-e, s ha igen, zeolit-e vagy nem? Nos az első kérdést mindenki a plutoni vagy a neptuni teóriák iránti elfogultsága szerint fogja megválaszolni, a másodikat pedig annak alapján, hogy miként definiálja a zeolitot."[13] Ezután egy rövid, korrekt leírást közöl: „Hamuszínű, itt-ott vörössel tarkított, nagyon törékeny, s a szövete olyan, mintha meglehetősen zsíros fényű, rossz alakú koncentrikus hártyákból álló gyöngyszemek tömegéből állna. [...] Egyes helyeken a különféle héjakból álló kis gömböcskék obszidián magokat tartalmaznak."[14] Néhány példányt is gyűjtött, s ezek elemzésére Martin Heinrich KLAPROTHot (1743–1817) kérte meg. A nedveskémiai elemzés eredményét közli könyvében, s ez a kőzet első publikált főelem összetétele.[15] TOWNSON is fölismerte az e kőzet és PALLAS marekanitja közötti rendkívüli hasonlóságot. Hosszan idéz PALLAS Nordische Beiträgejéből[16], s végül ez írja: „A Kamcsatka környéki fosszília [értsd: kőzet] leírása oly csodálatosan egyezik a Tokajból származó jellegzetességeivel, hogy saját leírásomat szándékosan lerövidítettem, mivel az egyik megfelel a másiknak."[17] Telkibánya közelében FICHTEL szálas, horzsakőszerű zeolitját ismeri föl.[18] TOWNSON itt összegzi véleményét, s ezt a vulkáni-neptuni vita egyik figyelemreméltóan higgadt állásfoglalásának tekinthetjük. Ezt írja: „Mely országokban találunk ilyen fossziliákat, s mely katalógusokban találkozhatunk efféle fossziliák leírásaival? Nemde a kétségtelenül vulkáni vidékeken, ahol gyakran a tűz még most is tombol, s ezek termékeinek katalógusaiban? A neptunizmus, melynek készséggel tulajdonítom bolygónk nagyobb részének – vagyis inkább annak külső héjának, amelyet egyedül ismerünk – kialakítását, valahol véget kell érjen, s ott kezdődik a vulkanizmus. A probléma csak az – s ebben oly csekély az egyetértés a tudósok körében –, hogy hol ér véget az egyik, s hol kezdődik a másik? Jómagam mindig a nagy LINNAEUSszal értettem egyet 'Ubicunque pumices copiosiores, ibi quondam vivi vulcani exstitere, licet dudum emortui & oblivioni traditi'."[19] (Azaz: ahol bőségben található horzsakő, ott valaha élő vulkánok léteztek, még ha régen kihunytak s elfeledték is őket.)

Egy év múlva ESMARK is észrevette FICHTEL vulkáni zeolitját a Lebuj közelében. Leírása szerint az „[...] sötét hamuszürke, gyakran többé-kevésbé feketésszürkébe hajló; azután vér- és téglavörös közötti változatok is előfordulnak. Mindezek a színek keresztmetszetben sávos rajzolatokat mutatnak. Felszínük matt, belsejük kissé fénylő, valamennyire a gyöngyházfényhez közelítő zsírfénnyel."[20] Felismerte s leírta az obszidián magokat is. Ő használta először a perlit nevet Perlstein formában. Megemlíti, hogy korábban zeolitos obszidián néven írta le a kőzetet, mivel obszidiánba való tökéletes átmenetét figyelte meg. Azonban, mint megjegyzi: „Éppen midőn Freibergbe érkeztem, kapott WERNER bányatanácsos úr Szibériából egy ugyanolyan fossziliát, mint amilyet én találtam Tokaj és Keresztúr között, s azt találóan Perlsteinnek [gyöngykő] nevezte el [...], ezért én is ezt a nevet használom."[21] E kőzetekről ESMARK is Telkibányánál fejti ki véleményét: „Mint ismert, FICHTEL ezeket

vulkáni zeolitoknak nevezte el. Azonban azt gondolom, hogy e név nem megfelelő, mivel ezek, a forrasztócső előtt [...] a tekintélyes fölfúvódástól eltekintve, a zeolitokhoz semmilyen hasonlóságot sem mutatnak. Még kevésbé felel meg az általa használt 'vulkáni' jelző, mivel ezek nem vulkáni, hanem mindannyian neptuni eredetűek."[22] A horzsakövet sem tekintette vulkáni eredetűnek. Kijelentette: „Meggyőződésem, hogy nemcsak a magyar, de a kereskedelemben kapható legtöbb lipari-szigeteki horzsakő, sőt valószínűleg minden valódi horzsakő neptuni eredetű."[23] Következésképp tagadta a Tokaji-hegység vulkáni eredetét is. Malíciózusan írja: „Bárhol, ahol FICHTEL hamut és salakot látott, jómagam a tűzi eredetű termékeknek még a legcsekélyebb nyomát sem találtam, kivéve egy helyet Tokaj és Tállya között, ahol balkéz felől egy téglaégető található, s ahol nyilvánvalóan salakot találunk."[24]

FICHTEL fő következtetése, azaz, hogy a hegység vulkáni eredetű, valójában teljesen helytálló volt. Föltételezzük, hogy tisztánlátása részben autodidakta voltából fakadt. Számos terepi megfigyelést tett, mintákat gyűjtött, s mivel egyetlen mester vagy tudományos szaktekintély befolyása alatt sem állt, tapasztalatait analógiák révén, s saját józan esze alapján próbálta magyarázni. FICHTELlel szemben TOWNSON a természettudomány több ágát is tanulta (kémia, botanika, ásványtan), de – ellentétben ESMARKkal – nem egyetlen mestere volt: Edinburghban személyes kapcsolatban volt James HUTTONnal, Párizsban tanítványa volt Balthasar Georges SAGE-nak, s WERNER műveit is ismerte (KÁZMÉR 1999). Ezek az eltérő, és sokszor ellentétes hatások tovább fejleszthették veleszületett független gondolkozásmódját. A kiváló Jens ESMARK, az egyetlen, aki közülük mint természettudós igazi karriert futott be, viszont teljesen téves álláspontot képviselt a magyar hegységek keletkezésével kapcsolatban. Valószínű, hogy ESMARK Freibergben feltétlen „WERNER-hívővé" vált, s úgy tűnik, személyes föladatának tekintette, hogy mesterét s annak teóriáját megvédje FICHTELlel szemben.

Magyarország geológiai megismerése e figyelemreméltó természetbúvárok tevékenységével vette kezdetét. E tényt azért is hangsúlyoznunk kell, mert a magyar geológia történetében sokszor elfeledkeznek róluk, s BEUDANT, vagy még inkább SZABÓ József munkásságát tekintik kiindulópontnak. Reméljük, hogy hármójuk a magyar geológia történetében is méltó helyükre fognak kerülni.

Introduction

Knowledge about the geology of Hungary began to be recorded in the last quarter of the 18th century, the "heroic age" of geology. Beside Ignaz von BORN, the symbolic figure of Enlightenment in the Hapsburg Monarchy, three excellent, but unfairly forgotten men can be considered as pioneers of geological survey of the country. They are: the Hungarian-German Johann Ehrenreich von FICHTEL, the Englishman Robert TOWNSON and the Scandinavian Jens ESMARK. They were born in different countries; they had different educational and social backgrounds, and followed quite different paths their lives.

Johann Ehrenreich von FICHTEL

Johann Ehrenreich von FICHTEL was born in 1732 in Pozsony (in German Pressburg, now Bratislava, capital of Slovakia) then capital of Hungary and a dominantly German-speaking city. He read law, but after eight years of legal practice, he made an eminent career in state administration. He moved to Transylvania, and worked as a registrar at the Wirtschaftsdirektorium der Sächsischen Nation (Economic Direction of the Transylvanian Saxons). In 1762 he found employment in Vienna, Austria, as a clerk at the Hofrechenkammer (Court Chamber of Accounts). In 1768 he returned to Transylvania, and worked for the Thesauriat (Treasury of the Transylvanian Chamber). In 1778 he was promoted to

a royal counsellor. He dealt with the matters concerning customs, salt production and transport. Between 1785 and 1787 FICHTEL was the director of the Bankalgefälle or Mauthregie (Direction of Customs Revenue) in Vienna. In 1787 he returned to Transylvania again as counsellor at the Gubernium (Transylvanian Government). In an official journey in October–November 1794 to the Adriatic coast and the border region of Croatia adjacent to the Turkish Empire he contracted a disease and died in Vienna in 1795.

FICHTEL was a self-educated scientist. As he had never received a university-level natural history education, he obviously obtained his knowledge mainly from books, so he certainly had good acquaintance with the contemporary geological literature. His thorough knowledge of the geology of the Carpathian area was based on his field observations made during his official travels. He was honorary member of the Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin (Society of Naturalists in Berlin) from 1775, as well as member of the Ökonomische Societät in Leipzig (from 1781) and the Societät der Bergbaukunde founded in Szklenó (in German Glasshütte, now Sklené Teplice in Slovakia) in 1786.

Mineralogische
Bemerkungen
von den
Karpathen.
Von
Johann Ehrenreich von Fichtel,
Kais. Königl. Gubernialrath, und Bankalgefällen-Director; der Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin, der Ökonomischen zu Leipzig, und der Societät der Bergbaukunde Mitglied.
Erster Theil.
Wien, 1791.
bei Joseph Edlen von Kurzbeck,
k. k. Hofbuchdrucker, Groß- und Buchhändler.

Fig. 1 Title page of the first volume of FICHTEL's Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen

1. ábra. FICHTEL *Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen című műve első kötetének címlapja*

FICHTEL's first book (Beytrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen [Contribution to the Mineralogy of Transylvania]) was written due to the inspiration of MARTINI, founder and secretary of the Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin, and it was published in 1780 by this society. Although this book dealt with the fossils found in the country, his volcanist approach is evident in a short mineralogical appendix. Here he described the post-volcanic sulphurous exhalations of the Transylvanian Büdös-hegy as products of a "still burning volcano".

Eleven years later, 1791, FICHTEL published his Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen (Mineralogical notes from the Carpathians) in two volumes, the first book that made an attempt to survey the whole region of the mountains (*Fig. 1*). In the first volume he proved the volcanic origin of the Lower Hungarian Ore Mountains (Kremnitzer Gebirge and Schemnitzer Gebirge, now Kremnické vrchy and Štiavnické vrchy in Slovakia), the Tokaj Mountains, the Gutin (Gutâi,

now in Roumania) and the Transylvanian Kelemen–Görgény–Hargita (Călimani–Gurghiu–Harghita) range. Thus he recognised practically all the mountains of volcanic origin in the territory where he travelled.

The second volume is a comprehensive work on volcanism. First, FICHTEL gives a general description of the Carpathian volcanoes and an explanation for his main thesis, i.e. most of the volcanic rocks were not produced by eruptions but came to the surface by an uplift process. He argues for the volcanic origin of several rocks that were frequently claimed to be of aqueous origin by the neptunists, i.e. Graustein (greystone), Mandelstein (Amygdaloid), Porphyr, Basalt, Trapp, and FICHTEL's volcanic zeolite. Finally, a systematic description of the volcanic products of the country is given (see PAPP 1998).

FICHTEL's last book (Mineralogische Aufsätze [Mineralogical Essays]) was published in 1794, partly as a reflection on the remarks made and criticism of his Mineralogische Bemerkungen. As he wrote in one of these essays: "It is a great pleasure to me [...] to be able to demonstrate most types of the Hungarian volcanic zeolite from the Italian active or just extinct, undoubted volcanoes. I wish mineralogists to prefer this kind of indisputable and enlightening analogous volcanic indications to poor, unworthy chatter and sometimes insufferably absurd obstinacy of some recent works [...]."

Robert TOWNSON

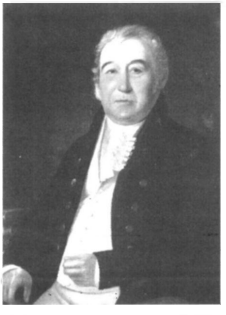


Fig. 2 Robert TOWNSON (1762–1827) (oil painting by Augustus EARLE)

2. ábra. Robert TOWNSON (1762–1827) (Augustus EARLE olajfestménye)

Robert TOWNSON (*Fig.* 2) was born in Richmond, Surrey (now part of London) in 1762. His parents were married over four years later. His father, a London merchant and insurer died when Robert was only 10 years old. From 1777 to 1783 TOWNSON was apprenticed in Manchester but he was not interested in mercantile trade. He set off to travel through France and Italy to Sicily. In 1787 he studied chemistry and assaying under Balthasar Georges SAGE at the École des Mines in Paris. In 1788 he enrolled as a student of medicine and chemistry, and later botany at Edinburgh University. In 1791 he was elected a Fellow of the Royal Society of Edinburgh, proposed by James HUTTON.

In 1791 Townson unsuccessfully applied to become government naturalist to Upper Canada and to the Sierra Leone Company. In 1791, having left Edinburgh without graduating, he enrolled as a student of natural history at the University of Göttingen. In 1793, while based in Göttingen, he took the opportunity to travel to Vienna and throughout the Hapsburg Empire. He returned to Göttingen and published his first works on reptilian physiology in 1794 and 1795. In 1795 he returned to

England, and he was awarded the degree of LL.D. by Edinburgh University. He settled in Shropshire, and wrote his books *Travels in Hungary* (published in 1797), *Philosophy of Mineralogy, A Poor Man's Moralist* (both published in 1798) and *Tracts and Observations in Natural History* (published in 1799). Because his attempt to obtain the patronage of the East India Company to undertake mineralogical surveys in India was also unsuccessful, he started travelling again throughout England and Europe. In 1805 his mother died and TOWNSON decided to immigrate to Australia. However, his scientific aspiration had to be given up because of the Governor's attitude and the primitive state of democracy there. Finally, TOWNSON settled on an estate at Varroville, near Sydney and became a successful farmer and vine producer. He remained there until his death in 1827.

Robert TOWNSON's Hungarian tour was partly inspired by FICHTEL's *Bemerkungen von den Karpathen*. Although, in some cases he speaks ironically of FICHTEL's burning ardour in mineralogy, TOWNSON, who was personally acquainted him, obviously respected FICHTEL. TOWNSON started to Hungary from Vienna. Through Győr [Raab] and Esztergom [Gran] he went to Buda [Ofen] and Pest. Travelling from Pest to Eger [Erlau], he made a short trip to the Mátra Mountains. From Eger he went to Debrecen and Nagyvárad [Gross Wardein] (now Oradea in Romania), and then to Tokaj. After a mineralogical tour of a week in the Tokaj Mountains, he went to Kassa [Kaschau] (now Košice in Slovakia). After a visit to the Baradla cave near Aggtelek and to the Lednica ice cave near Szilice village (now Silica in Slovakia) he went to the High Tatra Mountains. There he climbed some peaks higher than 2000 m, and made barometrical altitude measurements. Following his excursion in the High Tatra Mountains he made a short trip to the Wieliczka salt mines in Poland. Returning to Hungary he visited the Lower Hungarian mining towns (Körmöcbánya [Kremnitz] now Kremnica, Selmecbánya [Schemnitz] now Banska Štiavnica, Úrvölgy [Herrenground] now Špania Dolina in Slovakia) and the Mining Academy in Selmec. Finally, he left Hungary at Pozsony [Pressburg] (now Bratislava) (*Fig. 4.*; RÓZSA & KASELYÁK 1999; PAPP 2002). Townson's book is a real account of a journey. Beside his excellent descriptions on manners, dress and social conditions in Hungary, he made remarkable scientific observations mainly in botany and geology. Corresponding to his independent mind, he may be regarded as neither a volcanist nor a neptunist. As an example, let us see his remark on a geomorphologic formation in the Mátra Mountains which was described by FICHTEL (1794b) as volcanic. He wrote: "no conjecture of a volcano's former existence in these hills will be confirmed, I think, by the inspection of this crater. [...] But [...] though the existence of a crater proves the former existence of a volcano, its non-existence proves nothing: they are of all volcanic remains the most easily destroyed; they are grand and decisive testimonies when found, but, like stately pile, easily destroyed in the revolution of Nature."

Jens ESMARK

Fig. 3 Portrait of Jens ESMARK (1763–1838)

3. ábra. Jens ESMARK (1763–1838) arcképe

Jens ESMARK (*Fig. 3*) was born in 1763 in Houlbjaerg, Denmark. He first studied theology then natural history and medicine in Copenhagen. After a few years of hospital work he accepted the invitation of Professor Morten Olsen BRÜNNICH to study at the mining school in Kongsberg. After mining studies in Kongsberg and law and geometry studies in Copenhagen ESMARK got a six-year scholarship to study abroad and went to Freiberg. In 1791 and 92 he studied here together with Leopold von BUCH and Alexander von HUMBOLDT, attending the lectures of Abraham Gottlob WERNER. He spent some time in Selmec [Schemnitz] in Hungary (now Banska Štiavnica in Slovakia), where he studied mineral analysis and learned the then new method of blow-pipe analysis. In 1794 he made a study tour to Hungary. His Hungarian tour started at Pozsony [Pressburg] (now Bratislava, capital of Slovakia). Then he went to the Lower Hungarian mining towns. After a while, he turned to the South, and went to Buda [Ofen] and Pest. From here, he travelled to the Bánát, and then to the Transylvanian Ore Mountains (Apuseni Mountains). Through Nagyszeben [Hermannstadt] (now Sibiu, Romania) and Kolozsvár (now Cluj, Romania) he went to the mining towns in the Gutin (Gutâi) Mountains. From here he travelled to Tokaj, and made an excursion in the Tokaj Mountains. After this, he went to some mining towns in the Szepes–Gömör Ore Mountains (Slovenské rudohorie), and then turned to the North, and left Hungary for Galicia (*Fig. 4*; PAPP 2002).

Returning to Freiberg he published his *Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Bannat* (Short description of a mineralogical tour through Hungary, Transylvania and the Banat). This work established his reputation in scientific circles. In 1797 he returned to Denmark and accepted the position of Oberbergamtsassessor (Chief Mining Inspector) in Kongsberg. In 1802 he became lecturer of mineralogy, physics and chemistry, and also a supervisor of the mining school at Kongsberg (Norway). In 1814 ESMARK became professor of mineralogy and mining at the newly founded university of Christiania (now Oslo). He introduced the name "norite" for a gabbro variety, and he found datolite for a new mineral from Arendal. In one of his several geological publications he considered that the large boulders (erratic blocks) in Denmark and Norway and in other countries had been transported by huge ice masses. He also suggested that the Lysefjord at Stavanger is a glacial valley. ESMARK conducted regular meteorological observations. The data series he recorded in Christiania from 1816 to 1838 are the oldest for the city. He was member of several scientific societies and was elected member of the Danish Academy of Sciences of Copenhagen and the Norwegian Academy of Trondheim. He died in Christiania in 1838.

In his *Kurze Beschreibung* ESMARK strongly polemised for the neptunistic viewpoint, and attacked FICHTEL and his volcanistic theory. He wrote in the Introduction of his book that "[...] in Vienna I especially studied works of FICHTEL because these were the latest and the most detailed ones from this country [...].[...] However, I found several glaring and eye-striking blunders [...] even when I read them.[...]. And how I was astonished when I found most of the observations and descriptions of FICHTEL to be false on the basis of my own observations. These inspired me [...] to publish my observations on the Hungarian mountains [...]; partly to facilitate making observations for the future travellers, and to make it possible for them to decide whether I am right or Mr. FICHTEL is; partly to open the eyes of the young mineralogists in Hungary who now believe FICHTEL's statements to be the undoubted and indisputable truth, and to show them the real behaviour of nature [...]."

FICHTEL's, TOWNSON's and ESMARK's observations in the Tokaj Mountains

Regarding the sketch showing TOWNSON's and ESMARK's route as well as the areas that were described by FICHTEL in his *Bemerkungen*, it can be seen that in the present territory of Hungary, only the Tokaj Mountains were visited and described by all three of them (*Fig. 4*). It may seem surprising that TOWNSON and ESMARK spent a longer time in these mountains, in spite of the lack of a considerable mining activity there; in fact, FICHTEL's report on this Hungarian Campi Phlegraei, especially his volcanic zeolite, drew their attention to the mountains.

The Tokaj Mountains are in the southern, Hungarian part of the 100 km long and maximum 30 km wide Prešov-Tokaj Range. This range is the northernmost area of volcanics in the inner Carpathian volcanic belt, and represents an interconnected series of extinct volcanic cones with several centres of eruption, Sarmatian in age, some as young as Pannonian. It is composed of considerable variations of andesites, dacites, rhyolites and their tuffs (*Fig. 5*).

FICHTEL introduced the term of "volcanic zeolites" in his *Bemerkungen* for the rocks producing intumescence before the blow-pipe. In fact, his volcanic zeolites correspond to different acid volcanic rock varieties, rhyolite tuff, pumiceous rhyolite, perlite, rhyolitic perlite, etc. According to FICHTEL these volcanic zeolites form a considerable part of the Prešov–Tokaj Mountains. In his opinion, the original rock of these volcanic zeolites was granite (then generally regarded to be of "neptunian" origin), which altered under the effect of heat of the volcanic activity.

FICHTEL divided his volcanic zeolites into six groups which run into one another, and he says that "I have collected a suite of 14 specimens in which each variety is exactly connected with another, not only in colour, but likewise in texture."

Concerning the origin of the range he stated that "[...] there is no one obviously non-volcanic rock-type, e.g. granite, lime, slate, sandstone or breccia, in this whole 12 miles long and 3-miles wide mountain chain, at least I have not found and have not got any from here, but every mountain was formed either by trass,

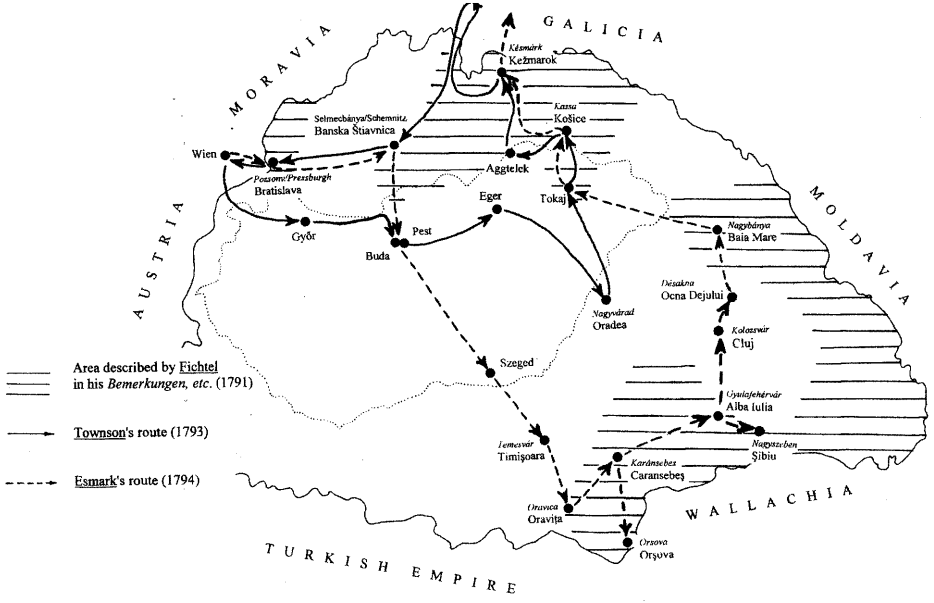


Fig. 4 Routes of TOWNSON (1793) and ESMARK (1794) in Hungary, and areas described by FICHTEL in his Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen. (For a detailed map see PAPP 2002.)

4. ábra. TOWNSON *(1793) és* ESMARK *(1794) magyarországi útja, valamint a* FICHTEL *által a* Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen *című művében leírt területek. (Részletesebb útvonaltérképet lásd* PAPP *2002.)*

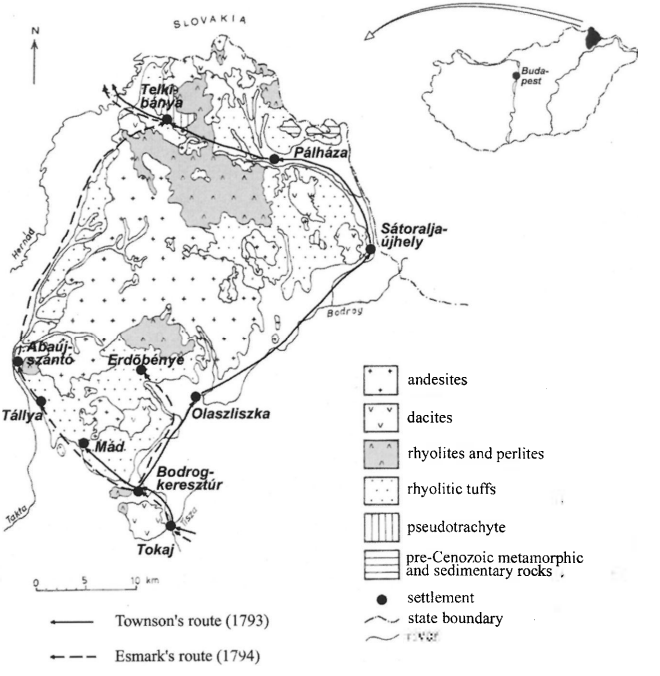


Fig. 5 Geological sketch map of the Tokaj Mountains with TOWNSON's and ESMARK's route

5. ábra. A Tokaji-hegység vázlatos földtani térképe TOWNSON *és* ESMARK *útvonalával*

afterporphyry, basalt or glassy volcanic zeolite, that is, they all are composed of such rocks which are regarded as volcanic ones by every real lithologist."

Unfortunately, FICHTEL's route in the Tokaj Mountains cannot be reconstructed on the basis of his books. The itinerary-like features, which are characteristic for other contemporary reviews of the area, are missing. FICHTEL summarised observations he had made during several travels he had taken before, whereas the other authors described what they had seen on a single journey (PAPP 1998). Moreover, he did not visit every place on which he reported. He frankly admitted this fact, however; in some cases it is not possible to be decide whether he or one of his friends visited a certain locality. Newertheless, it seems to be sure, that his samples and experience came from the western and southern parts of the mountains.

Both TOWNSON and ESMARK reached the mountains at Tokaj. Going from Tokaj to Bodrogkeresztúr, both of them took note of a peculiar rock at an inn, where they recognised FICHTEL's volcanic zeolite. This place is the so-called Lebuj Inn perlite exposure, now a protected geological formation, which has been a popular stopping-off point for geological trips in the mountains for two centuries. FICHTEL described this rock as "ash-grey, grainy zeolite of melted appearance conglomerated of rounded or obtuse-angled, pearl-like, glassy, sometime slightly hollow grains [...]. Under a magnifier this zeolite has a specific glassy character which cannot be compared with any other mineral." In his next book (FICHTEL 1794a), he compared Peter Simon PALLAS' (1741–1811) marekanite with his grainy volcanic zeolite.

Recognising FICHTEL's volcanic zeolite at this place, TOWNSON noted: "This is certainly a very curious fossil, and it as certainly forms rocks: but whether it be volcanic, and if volcanic, whether a Zeolite or not; every one will decide, on the first question, as he is prepossessed in favour of Plutonic or Neptunic theories; and the last, according to the definition he may give of Zeolite." He gave a short, but quite correct description of this rock: "It is of an ash colour, here and there variegated with red, very fragile, and the texture like congeries of small tunicated ill-shaped beads, of rather greasy lustre. [...] In some parts the little globules, which are formed of different coats, contain a nucleus of Obsidian; the thin coats are easily detached." He collected some samples, and asked Martin Heinrich KLAPROTH (1743–1817) to analyse them. The result of this wet analysis is published in TOWNSON's *Travels in Hungary*, and this is the first published major element analysis of this rock. TOWNSON also recognised the remarkable similarity between this rock and PALLAS' marekanite. He gives a long citation of the description of marekanite in PALLAS' *Nordische Beiträge*, and finally he says: "The description of the fossil near Kamschatka so admirably agrees with the characters of this from Tokay, that I have purposely abridged my description, as that of the one answers for the other".

After making some trips in the southern part of the mountains, TOWNSON travelled along the eastern side of the range, and then he went to Telkibánya. Near Telkibánya, he recognised FICHTEL's black fibrous pumex-like zeolite. Here, TOWNSON summarised his opinion on this point, and it can also be regarded as a remarkably moderate statement on the neptunist-volcanist debate. He wrote: "In what countries are such fossils found, and in what catalogues do we meet with such fossils described? Is it not in indisputable volcanic countries, and often where the fire still rages; and in the catalogues of their products? Neptunismus, to which I am ready to attribute much of the formation of our globe, or rather of its thin epidermis, which we are only acquainted, must somewhere cease, and vulcanismus begin; and the only difficulty, and where the learned so little agree, is, where shall the one cease and the other begin? I always thought with the great LINNEUS, »Ubicunque pumices copiosiores, ibi quondam vivi vulcani exstitere, licet dudum emortui & oblivioni traditi.«" (That is, where pumice can be found in great quantity, once active volcanoes existed, although, they have been extinct and forgotten for a long time.)

One year later, when ESMARK left Tokaj for Bodrogkeresztúr, he also noticed FICHTEL's volcanic zeolite near the Lebuj Inn. According to him it is "[...] dark ash-grey, often tends to be blackish grey; and a red variety with a shade between blood-red and brick-red also occurs. All these colours show a banded pattern in a transversal fracture. Their surface is dull, their interior is a little lustrous with a greasy lustre near to pearly." He also recognised and described the nuclei. His further description is quite detailed and correct; however, it seems to be a little bit talkative. He was the first, who used the word Perlstein for this rock. He mentioned that he had described this rock as zeolitic obsidian because he had observed its perfect transition into obsidian. However, as he says: "When I came to Freyberg, Herr Bergcommissionsrath [Mining Counsellor] WERNER received from Siberia just the same fossil that I found between Tokay [Tokaj] and Kerestur [Bodrogkeresztúr], and it was aptly called by him as Perlstein [...], hence, I use this name, too." Probably, WERNER obtained this sample from PALLAS.

ESMARK gives his opinion on these rocks at Telkibánya, too. He says: "As it is known, FICHTEL named them as volcanic zeolite. However, I think this name to be incorrect since they do not show any similarity to zeolite except for the considerable intumescence below the blow-pipe [...]. Moreover, the attribute »volcanic« used by him is more incorrect, because these all are not of volcanic but neptunic origin." He did not regard pumice to be of volcanic origin. He declared: "I am convinced that not only Hungarian pumice, but most of the commercial pumice coming from the Lipari Islands, and probably all kinds of real pumice are of neptunic origin" . Accordingly, he denied the volcanic origin of the Tokaj (and the other Hungarian) Mountains, and he called FICHTEL's opinion an absurd one. He maliciously wrote: "At any place where FICHTEL saw only ashes and scoria, I have not found the least trace of even the smallest product of fire except a place between Tokaj and Tállya, where a brick-kiln is seen on the left and where one can find evidently slag" . Now it is known that the standpoint of ESMARK was the really absurd one (PAPP 1998).

Conclusions

As a summary, it can be stated that FICHTEL's main conclusions, that the mountains described by him are of volcanic origin, are absolutely right, although he was a self-educated scientist, who never studied natural philosophy. We supposed that his clear sight was partly a result of this fact. He made several excursions and observations, collected many samples, and, because he was not under one master's or one professional authority's influence, he tried to explain his experiences using analogies and his own common sense. Unlike FICHTEL, TOWNSON studied several branches of natural sciences, such as chemistry, botany, mineralogy. However, he did not have only one master. It is known that he was in personal connection with James HUTTON, he was student of Balthasar Georges SAGE in Paris, and he also knew WERNER's works (KÁZMÉR 1999). These different and sometime contrary influences could have developed his native independent mind that appears in his *Travels in Hungary* and other books. The excellent Jens

ESMARK, the only one of them who made a career as a natural philosopher, had an absolutely false opinion on the origin of the Hungarian Mountains and character of their rocks. Probably, ESMARK became an absolute "WERNER believer" in Freiberg. From what he wrote in the Introduction of his *Kurze Beschreibung* it seems that he regarded it as his personal duty to defend his master and his master's theory against FICHTEL.

All in all, the geological knowledge of Hungary was begun by the activities of these remarkable gentlemen. This fact must repeatedly be emphasised because the Hungarian history of geology tends to forget them and to regard the work of BEAUDANT or rather that of József SZABÓ as the starting-point. We hope that FICHTEL, TOWNSON and ESMARK will occupy their worthy position in the history of geology, in general, and in the Hungarian history of geology, in particular.

Notes – Jegyzetek

[1] For further details on FICHTEL's life see PRESCHER & SCHMIDT (1993) and PAPP (1998).
Fichtel életéről bővebben lásd PRESCHER & SCHMIDT (1993) és PAPP (1998).

[2] "Es vergnügt mich nicht wenig, daß ich nunmehr die meisten Arten des ungarischen vulkanischen Zeoliths [...]; aus noch thätigen, oder oder kaum noch erloschenen unbezweifelten italiänischen Vulkanen vorlegen kann. Möchten doch die Mineralogen dergleichen unwiderlegliche und einleuchtende analogische Vulkanitäts-Beweise, gegen elende nichtwürdige Geschwätze, und bisweilen aus den unausstehlig abgeschmackte Vernunfteleien mancher heutigen Schriften, aus Liebe für die Wissenschaft wirken lassen [...]." (p. 310 in FICHTEL, 1794a)

[3] For further details on TOWNSON's life see VALLANCE & TORRENS (1984) and TORRENS (1999).
Townson életéről bővebben lásd VALLANCE & TORRENS (1984) és TORRENS (1999).

[4] For further details on TOWNSON's scientific activity in Hungary see papers in RÓZSA (1999).
TOWNSON magyarországi tudományos tevékenységéről bővebben lásd RÓZSA (1999).

[5] pp. 215–216 in TOWNSON (1797)

[6] For further details on ESMARK's life see SCHETELIG (1926) and ANDERSEN (1980).
ESMARK életéről bővebben lásd SCHETELIG (1926) és ANDERSEN (1980).

[7] "[...] machte ich mich in Wien vorzüglich mit den von Fichtelschen Schriften bekannt, da solche nicht allein die neuesten, sondern auch die ausführlichsten von diesem Lande waren [...]. [...] ob ich gleich schon beim lesen derselben mehrere grobe und anfallende Unrichtigkeiten [...] darin bemerkt hatte. Allein wie erstaunte ich, als ich bei eignen Besichtigung das meiste von ihm Beobachtete und Beschriebene falsch fand. Dieses brachte mich nun eigentlich [...] zu dem Entschlusse, meine Bemerkungen über die ungarischen Gebirge [...] vorzulegen, theils um künftigen Reisenden ihre Beobachtungen zu erleichtern, und ihnen Gelegenheit zu geben, zwischen mir und Herrn von FICHTEL zu entscheiden, theils um jungen Mineralogen der ungarischen Länder, die sich jetzt an die Fichtelschen Behauptungen als an ausgemachte und unumstößliche Wahrheiten halten, die Augen zu öffnen und sie auf das wahre Verhalten der Natur [...] aufmerksam zu machen." (pp. 3–4 in ESMARK 1798)

[8] "[...] ich habe eine Suite von 14 Stücken zusammengebracht, wo sich eine Abänderung an die andere, nicht nur der Farbe nach, sondern auch nach ihrem Gewebe genau anschließt." (p. 653 in FICHTEL 1791)

[9] At that time granite was considered a sedimentary rock even by most of the volcanists.
A gránitot ekkoriban – még a vulkanisták többsége is – üledékes kőzetnek tekintette.

[10] According to the contemporary nomenclature afterporphyry is a porphyry (i.e. rock composed of feldspar, quartz, amphibole and/or pyroxene, sometimes mica) with calcite replacing feldspar.
A korabeli nevezéktan szerint az afterporfír olyan porfír (azaz földpátból, kvarcból, amfibolból és/vagy piroxénből, esetleg csillámból álló kőzet), amelyben a földpát helyett kalcit található.

[11] "[...] daß auf diesem ganzen, 12 Meilen langen, und 3 bis 4 Meilen breiten Gebirgszuge, keine einzige Solche Gebirgsart, die evident unvulkanisch wäre, z.B. ein Granit, Kalk, Schieferfels,

Sandstein, oder Breccia angetroffen wird, wenigstens ich keine angetroffen, oder aus diesem Gebirge erhalten habe; sondern daß alle und jede Berge, entweder Traß, ächter oder Afterporphyr, Basalt, oder glasiger vulkanischer Zeolith sind, insgesamt also aus solchen Felsarten bestehen, die von allen richtigen Lithologen für vulkanisch gehalten werden." (p. 410 in FICHTEL 1791)

12 "Aschgrauer körniger, aus runden oder stumpfeckigten, perlartigen, glasigen, und manchmal etwas hohlen Körnern konglomerierten Zeolith, geschmolzenen Ansehens [...]. Unter der Luppe [...] hat dieser Zeolith ein eigenes glasiges Ansehen, welches mit gar keinem Mineral verglichen werden kann." (pp. 648–649 in FICHTEL 1791)

13 p. 275 in TOWNSON (1797)

14 p. 276 in TOWNSON (1797)

15 For further details see SZÖÖR et al. (1999).
Erről bővebben lásd SZÖÖR et al. (1999).

16 PALLAS, P. S.: Neue Nordische Beiträge zur physikalische und geographische Erd und Völkerbeschreibung, Naturgeschichte und Oekonomie. Sankt Petersburg und Leipzig. 1–7. 1781–1796.

17 p. 286 in TOWNSON (1797)

18 For further details on TOWNSON's "mineralogical" excursion in Tokaj Mountains see RÓZSA & SZAKÁLL (1999).
TOWNSON tokaji-hegységi „mineralógiai" kirándulásáról bővebben lásd RÓZSA & SZAKÁLL (1999).

19 p. 298 in TOWNSON (1797)

20 "[...] ist von einer dunkelaschgrauen Farbe, die sich oft dem Schwärzlichgrauen mehr oder weniger nähert; nächstdem kommt sie auch von einer rothen Farbe vor, die das Mittel zwischen blut und ziegelroth hält. Alle diese Farben bilden im Querbruche bandartige Zeichnungen. Auswendig ist sie matt, inwendig wenig glänzend, von Fettglanze, der sich etwas dem Perlmutterglanze nähert." (p. 148 in ESMARK 1798)

21 "Da ich aber nach Freyberg kam, hatte der Herr Bergcommissionsrath WERNER das nehmliche Foßil, welches ich zwischen Tokay und Kerestur gefunden hatte, aus Sibirien bekommen, und es mit dem [...] passenden Namen, Perlstein belegt; daher ich mich nun ebenfalls dieses Namens bedient habe." (p. 167 in ESMARK,1798)

22 "FICHTEL nennt sie, wie bekannt, vulkanische Zeolithe; da sie aber nichts Uebereinstimmendes mit dem Zeolithe haben, außer daß sie sich vor dem Löthrohre stark ausdehnen [...], so finde ich diese Namen nicht passend. Noch weniger passend ist das von ihm gebrauchte Beiwort: vulkanisch, da sie nicht vulkanischer, sondern sämmtlich neptunischer Entstehung sind." (p. 166-167 in ESMARK 1798)

23 "Ich bin überzeugt, daß nicht allein die Ungarischen Bimssteine, sondern auch die meisten verkäuflichen Bimssteine, die von dem Liparischen Inseln kommen, und vielleicht alle wahre Bimssteine, einen neptunischen Ursprung haben." (p. 169 in ESMARK 1798)

24 "Ich fand überall wo Fichtel nur Asche und Schlakken [sic] sah, nicht die mindeste Spur von einem auch noch so kleinen Feuerprodukte, - ausgenommen zwischen Tokay und Tallya, wo man zur linken Hand eine Ziegelhütte siehet, und wo man deutliche Schlacken findet" [p. 167 in ESMARK (1798)].

References – Irodalom

ANDERSEN, S. A. 1980: ESMARK (ESMARCH), Jens, 1763–1839. – In: BEH, Sv. C. (Ed): Dansk Biografisk Leksikon. Tredja udgave. Gyldendal, Copenhagen, vol. **2**, 262–263.

ESMARK, J. 1798: Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Bannat. – Freyberg.

FICHTEL, J. E. von, 1791: Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen. I–II. – Vienna.

FICHTEL, J. E. von, 1794a: Mineralogische Aufsätze. – Vienna.

FICHTEL, J. E. von, 1794b: Nachricht von einem Ungarn neu entdeckten ausgebrannten Vulkan. – Schriften der Gesellschaft Naturforschender Freunde zu Berlin, **11**, 1–19.

KÁZMÉR M. 1999: A werneriánus Robert TOWNSON és „kőzettani" térképe Magyarországról. – In: RÓZSA P. (Ed.): *Robert Townson magyarországi utazásai.* Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 51–58 (in Hungarian and English)

PAPP, G. 1998: An ardent vulcanist from Hungary. Sketches to the scientific portrait of Johann Ehrenreich von FICHTEL (1732–1795). – In: MORELLO, E. (Ed.): *Volcanoes and History.* Brigati, Genova, 505–522.

PAPP G. 2002: A magyar topografikus és leíró ásványtan története. – *Topographia Mineralogica Hungariae* 7. Herman Ottó Múzeum, Miskolc.

PRESCHER, H. & SCHMIDT, P. 1993: Johann Ehrenreich von FICHTEL. Leben, Werk und seine Schrift "Die Mineralogen gegen das Ende des achtzehnten Jahrhunderts". – Appendix in Johann Ehrenreich von FICHTEL: Die Mineralogen gegen das Ende des achtzehnten Jahrhunderts. Freiberger Forschungshefte D 199 Historischer Bergbau, 61–84.

RÓZSA P. (Ed.) 1999: Robert TOWNSON magyarországi utazásai. Robert TOWNSON's travels in Hungary. – Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 219 p. (in Hungarian and English)

RÓZSA P. & KASELYÁK Gy. 1999: TOWNSON magyarországi útjának topográfiája. Topography of TOWNSON's travel in Hungary. – In: RÓZSA P. (Ed.): *Robert TOWNSON magyarországi utazásai. Robert TOWNSON's travels in Hungary.* Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 201–207 (in Hungarian and English)

RÓZSA P. & SZAKÁLL S. 1999: TOWNSON ásvány-kőzettani megfigyelései a Tokaji-hegységben. TOWNSON's mineralogical and petrographical observations in the Tokaj Mountains. – In: RÓZSA P. (Ed.): *Robert TOWNSON magyarországi utazásai. Robert TOWNSON's travels in Hungary.* Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 151–162 (in Hungarian and English)

SCHETELIG, J. 1926: ESMARK, Jens, 1763–1839. – In: BULL, E. & JANSEN, E. (Eds.): Norsk Biografisk Leksikon. Aschehough, Oslo, vol. 3, 592–594.

SZÖÖR GY., BARTA I. & RÓZSA P. 1999: TOWNSON "Travels in Hungary..." című könyvének "geokémiai" vonatkozásai. "Geochemical" concerns of TOWNSON's Travels in Hungary. – In: RÓZSA P. (Ed.): *Robert TOWNSON magyarországi utazásai. Robert TOWNSON's travels in Hungary.* Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 59–71 (in Hungarian and English)

TORRENS, H. 1999: Robert TOWNSON (1762–1827): gondolatok egy rendkívüli polihisztor természettudós utazóról. Robert TOWNSON (1762–1827): thoughts on a polymathic natural historian and traveller extraordinary. – In: RÓZSA P. (Ed.): *Robert TOWNSON magyarországi utazásai. Robert TOWNSON's travels in Hungary.* Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 11–26 (in Hungarian and English)

TOWNSON , R. 1797: Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1793. – London.

VALLANCE, T. G. & TORRENS, H. 1984: The Anglo-Australian traveller Robert TOWNSON and his map of Hungarian "petrography" (1797). – In: DUDICH, E. (Ed.): *Contribution to the history of geological mapping.* Budapest, 391–398.

Kézirat beérkezett: 2002. 03. 11.

Földtani Közlöny 133/1, 141–145 (2003) Budapest

Emlékezés dr. BALOGH Ernő (1882–1969) életére és munkásságára születése 120. évfordulóján

In memory of the 120th anniversary of the birth of dr. Ernő BALOGH (1882–1969)

RÉTHY Károly[1]

(1 ábra)

Tárgyszavak: emlékezés, ásványtan, kőzettan, barlangkutatás
Keywords: Commemoration, mineralogy, petrology, speleology

Abstract

Ernő BALOGH was a professor at the Hungarian-language Bolyai University of Cluj. Later he was also the secretary, then president of the Department of Natural Sciences of the Transylvanian Museum Association, as well as the Transylvanian Carpathian Association (EKE). He was editor-in-chief of the prestigious journal of the Association entitled "Erdély" (Transylvania). This propagated knowledge about the region. In addition to almost fifty scientific publications, he published over 200 educational articles, and some fiction as well. His life was characterized by extensive and varied scientific activity. In addition to his publications on mineralogy, he wrote significant papers on geology, petrology, speleology and other subjects as well.

Összefoglalás

BALOGH Ernő a Kolozsvári magyar tannyelvű Bólyai Tudományegyetem professzora, az Erdélyi Múzeum Egyesület természettudományi szakosztályának titkára, majd elnöke, továbbá az Erdélyi Kárpát Egyesület (EKE) elnöke és az egyesület színvonalas honismereti folyóiratának az „Erdély"-nek főszerkesztője volt. Közel félszáz tudományos közleménye mellett több mint 200 ismeretterjesztő cikke jelent meg, de szépirodalmi műveket is publikált. Életét gazdag és szerteágazó tudományos tevékenység jellemezte. Az ásványtani publikációi mellett, jelentős földtani, kőzettani, barlangászati és más jellegű tanulmányai is voltak.

Bevezetés

BALOGH Ernő (*1. ábra*) a Kolozsvári magyar tannyelvű Bólyai Tudományegyetem kiváló professzora, az Erdélyi Múzeum Egyesület természettudományi szakosztályának titkára, majd elnöke, továbbá az Erdélyi Kárpát Egyesület (EKE) elnöke és az egyesület honismereti folyóiratának az „Erdély"-nek főszerkesztője 1882. július 24-én született Nagyszalontától délre Erdőhegyen. Elemi és középiskoláját Kőröskisjenőn, Arany János szűkebb hazájában Nagyszalontán és Debrecenben végezte. S 1901-től a kincses város, vagyis Kolozsvári m. kir. Ferenc József Tudományegyetem hallgatója lett. A fiatal BALOGH Ernő, Kolozsváron a SZÁDECZKY-KARDOSS Gyula professzor által 1890-től vezetett ásvány-földtani tanszéken tanult. 1906-ban ott nyerte el doktori oklevelét is, 1905-től 1914-ig pedig SZÁDECZKY professzor tanársegédje volt.

[1]1046 Budapest, Dunakeszi u. 6. 3/10.

Az első világháborúban és a hadifogságban eltöltött évek után, 1920-tól 1940-ig mint középiskolai tanár tevékenykedett. Egy rövid ideig Gyergyóban, majd visszatért Kolozsvárra, ahol a Mariánum katolikus leánygimnáziumban volt természetrajz–földrajz és vegytan tanár. 1940-től pedig – az 1918-ban Szegedre települt, majd 1940 végén, a második bécsi döntést követően a Kolozsvárra visszaköltözött Tudományegyetemen – a földtant tanította. Nem sokkal utána, a barlangkutatásban úttörő BALOGH Ernőt és öt társát, a legfelsőbb tudományos fórum, a professzorok tagjai közé választotta. Az 1943/44-es tanévtől pedig, már az egyetem rektorainak és dékánjainak a sorában található. Az 1944/45-ös tanév, már a helytállás jegyében folyt, még a magyar kormány el nem rendelte Kolozsvár intézményeinek a kitelepítését. Ami természetesen az egyetemre is vonatkozott. Ekkor a kolozsvári magyar értelmiségiek egy csoportja, köztük BALOGH Ernő a matematika és természettudományi kar prodékánja, levélben fordultak MISKOLCZY Dezső rektorhoz, hogy az egyetem intézeteivel együtt maradjon Kolozsváron. E határozat értelmében maradt az egyetem továbbra is Kolozsváron, hogy mindenkori hivatásának eleget tegyen.

Ennek szellemében és mint a nagy elődök, KOCH Antal valamint SZÁDECZKY-KARDOSS Gyula tanítványa, s több kiváló tudós, mint GYULAI Zoltán, aki a szilárdtest-fizikában, a kristályok vizsgálata terén szerzett elismerést, valamint CHOLNOKY Jenő, PRINZ Gyula, TÜSKE Béla, XANTUS János, PAPP Simon, TÖRÖK Zoltán és TULOGDI János hagyományainak őrzője és munkatársa, 1959-ig aktív szerepet vállalt a BÓLYAI János nevét felvett magyar tannyelvű Tudományegyetem megszervezésében és működtetésében. 1959-ben, amikor a román kommunista párt utasítására a Bólyai Tudományegyetemet összevonták a román tannyelvű Victor BABES nevű egyetemmel, több kiváló magyar professzorral nyugdíjba vonult. 1969. június 11-én, 87 éves korában halt meg.

Tudományos tevékenysége

Tudományos tevékenysége gazdag és szerteágazó, mégis mint mineralógust tartják számon. Ugyanis a legtöbb földtannal, kőzettannal és barlangkutatással foglalkozó dolgozatában sokrétű ásványtani utalások találhatók. Több mint 50 tudományos közleménye mellett, 200-nál több ismeretterjesztő cikke jelent meg.

BALOGH professzornak az ásványtan, kristálytan, kőzettan, földtan, barlangkutatás és egyéb irányú tudományos munkáival és eredményeivel CSÍKY Gábor az 1972-ben megjelent „Balogh Ernő élete és munkássága" című munkájában elég részletesen foglalkozott. S a szakirodalmi munkáinak jegyzékét is közölte. Így az általa ismertetett tevékenységeket és tanulmányokat, csak érintőlegesen említem.

Már 1904-ben, a pszeudobrookit kristálytani vizsgálataival, egyetemi pályadíjat nyert. Az 1907-ben és 1914-ben megjelent cikkeiben pedig, a porfírkvarcok és a Verespatakról származó kvarcok ikresedésével foglalkozott, három évvel megelőzvén az oxfordi DRUGMAN professzor hasonló eredményeit. 1926-ban pedig, az erdélyi badeni korú gipszekben található kvarckristályokról közölt átfogó tanulmányt. Ezek megjelenését az egykori lagúnák vizében lerakódott vulkáni tufákkal hozta kapcsolatba. Szerinte, ezek a kvarcok a badeni gipszekbe

az anhidrit kicsapódási folyamata során kerültek. A kvarcot tartalmazó gipsz lerakódásokat, pedig a dacittufa jelenlétével hozta összefüggésbe.

BALOGH professzor érdeme volt, hogy kimutatta a kalcedon, lutecit, kvarcin és a kvarc genetikai kapcsolatait. Ő mutatott rá először, hogy a kvarcin nem egy homogén ásvány, hanem lutecit elemekből épül fel, és azt, hogy a kvarc és a lutecit között átmenet mutatható ki. Megfigyeléseit a későbbi kutatások is igazolták. Ennek eredményeként a kvarcint, amiről ma már tudjuk, hogy mikrokristályos kvarc, később törölték az elfogadott ásványfajnevek közül.

Más tanulmányaiban a Kolozsvár, Kaján-tó és a Torda környékén található meszek ásványaival foglalkozott. Többnyire az aragonit és a kalcit témái foglalkoztatták. Tüzetes vizsgálatainak eredménye, hogy egy új aragonit formát írt le. Vizsgálatai kiterjedtek még a borbereki „felemás" barlang aragonitjának képződésére is. Ami a kutatásai szerint, a környéken lezajlott vulkáni tevékenységgel hozható kapcsolatba.

Az első és egyik jelentős földtani tanulmánya 1906-ban jelent meg „A Dragán-völgy, Kecskés- és Bulzur-patak közötti részének geológiai viszonyai" cím alatt. Ez a doktori disszertációja volt. Egy 1931-ben megjelent tanulmányában, pedig a kolozsvári Park szanatórium területén végzet fúrás eredményét értékelte. S arra a következtetésre jutott, hogy az eocén és oligocén rétegek, Kolozsvár alatt is jelen vannak, s ugyanolyan kifejlődéssel és dőléssel, mint a felszínen láthatók. 1939-ben pedig, a Keleti-Kárpátokban található eljegesedési nyomok eredetével foglalkozott. Továbbá a Bodzaforduló vízhálózatának kialakulásával. S kutatásai szerint a Bászka-patak, ami eredetileg a Háromszéki-medencébe ömlött, folyásának irányát csak a pleisztocénben változtatta meg, és fordult dél felé. Más munkáiban a Gyilkostóról, a Rozsály-hegységről és Szolnok–Doboka megyéről írt.

BALOGH professzornak egy másik fontos kutatási területe a barlangok világa volt. Romániában ő volt az első, aki a barlangokat ásványtani és kőzettani szemszögből is tanulmányozta. Az elsők között volt, akik arra hívták fel a barlangkutatók figyelmét, hogy a barlangokat és az ott található képződményeket, sok szempontból szükséges vizsgálni. Célja mindvégig az erdélyi és bánsági barlangok felkutatása, tanulmányozása és feltérképezése volt. Ez a kutatási terület végigkísérte egész életét, és nem csupán új irányt vitt a barlangkutatásba, de jelentős eredményei is voltak. Más tanulmányok mellett, 1934-ben a Resica környékén található Komárniki barlangról jelent meg közleménye. 1939-ben az Aranyos-völgy Szolcsva melletti barlangjában is megfordult, és elkészítette a barlang részletes térképét és tanulmányát. Majd 1938–42-ben a komárniki barlang közelében található Popovati és Cerbului barlangokról készített tanulmányt. Az *Ursus spelaeus* egy fiatal példányának állkapcsát is itt találta meg és írta le. Más tanulmányában pedig, két barlangban talált ősemberi maradványokról számolt be, és azt is megállapította, hogy a *Mustella* (nyest) állandó jelleggel jelen volt az erdélyi barlangokban. A barlangkutatással kapcsolatos legjelentősebb műve, az 1969-ben könyv formájában megjelent „Cseppkővilág". Ez a mű volt a barlangkutató munkájának kiteljesedése.

Tudomány-népszerűsítő és egyéb írásai, munkái

Mint jó pedagógus, sikeresen társította a tudományos kutató tevékenységét az oktató és nevelő munkájával. Már mint középiskolai tanár, hat kiváló geológia és vegytan gimnáziumi tankönyvet írt, amelyeket hosszú időn át sikeresen használtak az erdélyi gimnáziumokban. A természettudományok következetes népszerűsítője volt. Az általa készített több száz fényképet, és tudomány-népszerűsítő írásait sikeresen használta erre a célra. Ilyen célt szolgált a magyar nép könyvtára sorozatban, 1926-ban megjelent írása „A Föld köpenyege". A jádremetei forrástó című tanulmánya, amit 1942-ben az „Erdély" adott közre. Az anyagok változásának visszatérő útjai, ami 1938-ban az Erdélyi Múzeum Egyesület székelyudvarhelyi vándorgyűlésének emlékkönyvében jelent meg. Ilyen továbbá az Erdélyi Múzeum Egyesület természettudományi szakosztályának története és az Erdélyi Múzeum Egyesület háromnegyedszázados története (1938).

A fotópályázatokon nyert díjak, a fotókiállításainak sikerei, és az a tény, hogy a Román Tudományos Akadémia kiadásában 1960-ban megjelent Románia Földrajzi Monográfiája I–II. című műben közel félszáz képe szerepel, fotográfiai munkásságának egyértelmű elismerését jelentik.

Fiatalon több irodalmi jellegű művet is írt. Ilyen „Az Aranycipő" című leányoknak írt ifjúsági színdarabja, és a nem sokkal később megjelent „Ez az én vérem" című verseskötete, ami a közeljövőben Budapesten is meg fog jelenni. S még Erdélyben is kevesen tudják, írta róla KÓNYA Ádám a Sepsiszentgyörgyi Székely Múzeum igazgatója, hogy az ÁPRILY Lajos, GYALLAI Domokos és REMÉNYIK Sándor által szerkesztett „Pásztortűz"-ben, 1928-ban megjelent „A tél művészete" című írás, és „Meghal a halál" valamint „Motorkerékpáron" című versek szerzője is BALOGH Ernő. Ezenkívül, írt novellákat, és néprajzzal is foglalkozott. Az ilyen jellegű tanulmányai, mint „A tulipán hazájában", „A tulipán", „A mi ősi tulipánunk" és „A tulipán ornamentikánk eredete" címmel a kolozsvári Erdélyi Magyar Lányok (1921), Magyar Nép (1922), a Hírnök című lapokban és a Székely Nemzeti Múzeum 50 éves emlékkönyvében (1929) jelentek meg.

Mint tehetséges zenész, és mint a Bólyai Tudományegyetem zenekarának tagja, TÖRÖK professzor és mások mellett, aktív szerepet vállalt a diákság kulturális életvitelének javításában is.

Kutatásai és írásai BALOGH Ernőt, a tudóst, pedagógust és romantikus lelkű embert boldoggá tették, mert szerette a fiatalságot, munkáját és Erdélyben szerefettel olvasták írásait. Ahogyan TULOGDI János professzor mondta BALOGH Ernő temetésén: „Boldog ember volt, és a természet barátja. Mert neki a természet feltárta titkait, és ő megismerte, s megfejtette azokat".

Irodalom – References

BALOGH E. 1906: A Dragán-völgy, Kecskés és Bulzur-patak közötti részének geológiai viszonyai. – Doktori disszertáció. Kolozsvár, 29 p.

BALOGH E. 1932: A meziádi Czárán barlang. – Erdélyi Múzeum, Kolozsvár, 7–12.

BALOGH E. 1934: A komárniki barlang. – Minerva, Kolozsvár, 22 p.

BALOGH E. 1969: Cseppkővilág. – Ifjúsági Könyvkiadó, Bukarest, 250 p.

CSÍKY G. 1972: BALOGH Ernő élete és munkássága (1882–1969). – *Földtani Közlöny* **102/3–4**, 241–245.
GAÁL Gy.: Egyetem a Farkas utcában. – Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Kolozsvár, 99–135.
KEREKES Gy. 1998: Kolozsvári útitárs. – Komp-Press, Kolozsvár, 21–22.
KÓNYA Á. 2002: Balogh Ernő ismeretlen fotográfiái kiállítására írt beszéde. – Kézirat, 1–4.
MÉSZÁROS M. 1970: Professorul Ernest Balogh (1882–1969). – *Buletinul de Ştiinţe Geologice* **92**, 235–238, Bucureşti.
MÉSZÁROS M. 1983: Balogh Ernő professzor eleven emlékezete. – Példamutató életpálya. *Művelődés* **36/4**, 45–46.
TULOGDI J. 1969: Balogh Ernő temetésén mondott gyászbeszéde. – Kézirat, 1–2.

Kézirat beérkezett: 2002. 02. 11.

Földtani Közlöny 133/1 147–148 (2003) Budapest

2002-ben jubilált tagtársaink

Tisztelettel és szeretettel köszöntjük Társulatunk azon tagjait, akik a 2001. évben ünnepelték 95., 80., 75., illetve 70. születésnapjukat. Köszönjük Társulatunk és szakmánk érdekében végzett munkájukat, és kívánunk további jó erőt, egészséget és jó szerencsét.

BREZSNYÁNSZKY Károly
az MFT elnöke

95 éves

KRETZOI Miklós
(1907. 02. 09.)

80 éves

ENCSY György
(1922. 02. 23.)

75 éves

CSATH Béla
(1927. 03. 03.)

RÁDAI Ödön
(1927. 06. 17.)

GYOVAI D. LÁSZLÓ
(1927. 09. 03.)

BOSKOV STEINER ZAGORKA
1927. 06. 14

KARÁCSONYI Sándor
1927

*

PÉCSINÉ DONÁTH Éva
(1927. 08. 30.)

*

NEPPEL Ferenc
(1927. 09. 03.)

*

JUHÁSZ József
(1927. 11. 27.)

*

FAZEKAS Via
(1932. 02. 24.)

SUMILA Ferenc
(1932. 08. 07.)

MAJOROS GYÖRGY
(1932. 11. 05.)

70 éves

SZABÓ Elemér
(1932. 05. 16.)

HORN János
(1932. 08. 15.)

GYEVI SÁNDORNÉ
(1932. 12. 31.)

GONDOZÓ György
(1932. 02. 08.)

VIZY Béla
(1932. 06. 14.)

SZILÁGYI Albert
(1932. 10. 20.)

*

TIRKALA FERENC
(1932. 08. 03

*

WÉBER Béla
(1932. 08. 30.)

*

HERMESZ Miklós
(1932. 10. 15.)

*

GERGŐ György
(1932. 12. 11.)

*

DOBOS Sziulveszter
(1932. 12. 31.)

*

VÖRÖS István
(1932)

BOLDIZSÁR ISTVÁN
(1932. 02. 14.)

VARRÓ Tibor
(1932. 07. 04.)

SÁNTA Pál
(1932. 10. 21.)

Földtani Közlöny 133/1, 149–150 (2003) Budapest

Hírek, ismertetések

RENDEZVÉNYEK

Beszámoló a IV. Székelyföldi Geológustalálkozóról és meghívó az ötödikre

Az Illyés Alapítvány segítségével már a korábbi években is sikeres regionális szakmai talál-kozókra került sor Sepsiszentgyörgyön (vö. FK 131/1–2, pp. 302–303 és FK 132/1, pp. 131–132). Ezek mindegyikének az előkészítésében és lebonyolításában PAPUCS András (a Kovászna megyei Tanácsnak a helyi természeti-idegenforgalmi értékekkel foglalkozó munkatársa) végezte a legtöbbet.

Ebben az évben csak egy jóval szerényebb összeg állt a szervezők rendelkezésére, akik a legutolsó pillanatban tudtak csak alkalmas időpontot, ill. előadási és szálláshelyszínt biztosítani. Nem sikerült kellő időben és módon a jelentkezések visszaigazolása és az összes várt előadó értesítése sem. Ennek ellenére tucatnyinál több egyetemista és végzett szakember vett részt a 2002. november 16-i konferencián.

A fentiek ellenére sikerült – a MÁFI támogatott kiküldöttjeként – hazai résztvevőként is eljutnia Szentgyörgyre, és előadást tartani ezen a regionális jelentőségű konferencián, s átadni egyben a Magyarhoni Földtani Társulat nevében BREZSNYÁNSZKY Károly elnök üdvözletét, valamint a jövő évi ünnepi találkozón esedékes nagyobb arányú magyarországi részvétel ígéretét is.

A tudományos konferenciára épp úgy, mint tavaly, az EMT sepsiszentgyörgyi nagytermében került sor. Az idei hall-gatóság – az említett másféltucatnyi diák és idősebb kolléga – érdeklődéssel hallgatta az előadásokat, bemutatókat és aktívan vett részt hozzászólásaival a kialakult vitákban. Az elhangzottak, időrendben, az alábbiak voltak:

PAPP Péter (Budapest): Kiegészítő adatok a KOCH-tanítvány TÓTH Mihályról

TÓTH Attila (Székelyudvarhely – Kolozsvár): A korondi aragonitbánya ásványtani leírása

DÉNES István (Barót): Székelyföldi barlangvilág

PAPUCS András (Sepsiszentgyörgy): A Székelyföld geológiája

Az utolsó előadás kapcsán vita alakult ki a tervezett kötet sorsáról, hiszen a többszöri próbálkozás ellenére sem sikerült eddig az erre a célra létrehozandó alapítványt Bukarestben bejegyeztetni, s így az elhatározott, érdembeli munka és a már számításba vett szerzők fölkérése sem kezdődhetett meg. Hozzászólásaikban ZÓLYA László kollégánk (Csíkszereda, SAPIENTIA) és mások is hangsúlyozták, hogy erre a szerkesztő-szervező munkára továbbra is WANEK Ferenc (Kolozsvár) lenne az egyedüli alkalmas személy, de meg kell teremteni számára ehhez a munkához a szükséges feltételeket.

A délután második felében már csak egy közös pizza-vacsorára jutott idő, s a beszélgetés közben s utána sem felejtve el, hogy a következő – már az ÖTÖDIK! – Székelyföldi Geológustalálkozónak most már megmásíthatatlanként hirdetett napja a 2003. október 18-i szombat lesz.

A szervezők erre szóló szíves meghívását – a tájegység és annak földtana iránt érdeklődőknek – már most, ezennel átadja:

PAPP Péter

***

A Magyar Állami Földtani Intézet 2002. szeptemberétől az EuroGeoSúrveys teljes jogú tagja.

SZEMÉLYI HÍREK

Elhunyt tagtársaink:

PÉCSI Márton
JÁKI Rezső
HAJDÚ József
Emlékünkben és munkáikban tovább élnek.

KÖNYVISMERTETÉS

Mulat a fúrós
(LAKOS Sándor bányásznótái és egyéb dalok)

A hagyományok ápolása, továbbélése, a fejlődés szempontjából örvendetes vállalkozás, hogy a Magyar Olajipari Múzeum Közleményei sorozat 15. füzeteként megjelent a fenti című 58 oldalas füzetecske a MOIM kiadásában. Ezzel a kiadvánnyal tovább bővült a különféle ipari,

szakmai, egyesületi és egyéb rendezvények vagy egyéb jeles események alkalmából megjelentett bányász, kohász, erdész daloskönyvek száma. Az „olajos" szakma legismertebb nótáit, dalait a Mihályiban élő olajipari nyugdíjas, LAKOS Sándor – aki 1938-tól nyugdíjazásáig (1974) dolgozott az olajiparban – gyűjtötte csokorba. A kiadvány az 1947-ben Bázakerettyén bemutatott Búcsúest c. zenés vígjáték és 24 nóta szövegét (ebből 21 LAKOS szerzemény) és kottáját valamint a dalok keletkezéséről LAKOS Sándorral folytatott beszélgetést tartalmazza. A kiadvány anyagát FARKAS Zoltán a MOIM könyvtárosa rendezte és készítette elő nyomdai kiadásra. A kották számítógépes megjelenítését VINCZE László geológus végezte, az előszót TÓTH János a MOIM igazgatója írta. A kiadvány – mely korlátozott példányban áll rendelkezésre – 300.- ft + postaköltség áron rendelhető meg a Magyar Olajipari Múzeum (8900 Zalaegerszeg, Wlassics Gyula u. 13.) címén.

HORN János

Földtani Közlöny 133/1 151–165 (2003) Budapest

Társulati ügyek

A Magyarhoni Földtani Társulat 2001. évi ülésszakán a szakosztályokban és a területi szervezetekben elhangzott előadások

Központi rendezvények

Február 17. *Évezrednyitó jótékonysági geológus bál*

Résztvevők száma: 110 fő

Március 21. *A Magyarhoni Földtani Társulat 148. Rendes Közgyűlése*

Napirend:
BREZSNYÁNSZKY Károly: elnöki megnyitó
BÁRDOSSY György az MTA rendes tagja: Bizonytalanságok és kockázatok a földtani kutatásban
60 és 50 éves társulati tagságot elismerő díszoklevelek átadása
A KRIVÁN Pál Alapítványi Emlékérem Bíráló Bizottságának jelentése: ÁRKAI Péter
Főtitkári – közhasznúsági jelentés: CSÁSZÁR Géza
Az Ellenőrző Bizottság jelentése: ERDÉLYI Gáborné
A Gazdasági Bizottság jelentése: SOMFAI Attila
Bejelentés: A Magyar Földtanért Alapítvány Alapító Okiratának bírósági bejegyzéséről – BREZSNYÁNSZKY Károly
A Magyar Földtanért Alapítvány Kuratóriuma új elnökének megválasztása
A MFT Ifjúsági Alapítványa Kuratóriuma elnökének megválasztása
Hozzászólások – vita
Az egyes jelentések közgyűlés által történő elfogadása

Március 23–24. *Ifjú Szakemberek Ankétja, geológus – geofizikus*

Március 23.
Megnyitó
KÓNYA B., LENKEY L., SURÁNYI G.: Magyarországi neogén andezitek hőtermelése (gyakorlati)
KISS A.: Takarón belüli transzpressziós szerkezetalakulás a Wolfgang vető mentén, az Északi-Mészkő-Alpokban (elméleti)
KOVÁCS A. Cs.: Kéregkutató mélyrefrakciós mérések felbontóképességének vizsgálata 3-D ray tracing tomográfiás módszer alapján (elméleti)
LUKÁCS R.: Piroklasztit szintek korrelációja és elkülönítése (elméleti)
BADICS B.: A Kelet-Mecsek északi előterének egy dimenziós süllyedés-, hő- és éréstörténeti modellezése (elméleti)
KIS Á.: Whistlerek osztályozása az amplitudóspektrum alapján (elméleti)
TÓTH E., MIZÁK J., VARGA Zs.: Az úrkúti mangánérc agyagfrakciójának ásványtani vizsgálata (elméleti)
SERFŐZŐ A.: A Szentendrei-sziget hidrogeokémiai viszonyai (gyakorlati)
KERÉK B.: Agrogeológiai és környezetföldtani vizsgálatok a Bugaci-mintaterületen (gyakorlati)
SOMODY A.: A recski Mélyszinti Bányaüzem feltöltődési folyamata és az azt ellenőrző megfigyelőrendszer kialakítása (gyakorlati)
PÉTERDI B.: Földtani vizsgálatok Biatorbágy–Alsómajor környezetében (gyakorlati)
LORBERER Á. F.: A talajvizek és felszíni vizek mozgásának modellezése Biatorbágy–Alsómajor térségében (gyakorlati)
KÓTHAY K.: Szilikátolvadék-zárványok és fluid zárványok a hegyestűi bazalt olivin és klinopiroxén fenokristályaiban (elméleti)
SZABÓ N. P.: A lokális és intervallum inverzió összehasonlítása mélyfúrási geofizikai adatok alapján (elméleti)
LIPOVICS T.: Az 1985-ös berhidai földrengés tektonomágneses hatása (elméleti)
ZAJACZ Z., KOVÁCS I.: A nógrád–gömöri alkáli bazaltok kumulát zárványaiban előforduló szulfidbeágyazódások petrográfiai és geokémiai vizsgálata (elméleti)
KOVÁCS G.: A Gyódi szerpentinit protolitjának és szerpentinetesedésének geokémiai vizsgálata (elméleti)
BENKÓ Zs., KOVÁCS I., PROHÁSZKA A.: A Fejér megyei Sárrét északi részén található negyed-

időszaki kavicsösszletek ásvány-kőzettani és szedimentológiai vizsgálata (elméleti)
BUS Z.: Szeizmikus hullámsebesség eloszlás a Kárpát-medencében (elméleti)
BENŐ É., FALL A., MÁRTON I., GÁL J., GÁL Á.: Fluidzárvány vizsgálatok apatitban, kvarcban és nefelinben a Ditrói Alkáli Masszívum területéről (elméleti)

Poszterek:

AZBEJ T.: Szilikátolvadék-csomók szöveti és geokémiai vizsgálata: a kréta köpenylitoszféra tanúi
BAGI I.: Kúthidraulikai problémák a MÁV-FAVÉD Kft. dombóvári telephelyén
BAJKAY P.: Fluidzárvány vizsgálatok a mecseki gránitos kőzetek repedéskitöltéseiben
BARTHA Z.: A műholdas műszer nézési irányának hatása a távérzékelt adatra
BURJÁN Zs., ERŐSS A.: Magas beltéri radonszint kőzettan-geokémiai hátterének vizsgálata gránit alapkőzeten
CSABAFI R.: Az Észak-Dunántúl területére eső DK-3, K1-MK-3, DK-1 szeizmikus mélyszerkezet kutató vonalak és környezetükbe eső földrengések hipocentrumai közötti összefüggések
CSONTOS A., HEILIG B.: „Nem volna szép, ha égre kelne az éji folyó csillaga" (J. A.), avagy a földmágneses mérést befolyásoló jelenségek
DOBÓ K.: Artézi kutak nyugalmi vízszint változásának és a víztermelés alakulásának vizsgálata Szentesen
HEGYMEGI Cs.: Vasúti töltések vizsgálata földradar módszerrel
HEILIG B.: Geomágneses kéregrezonanciák vizsgálata
LIPOVICS T.: A földmágneses tér évszázados (szekuláris) változása és a szeizmicitás kapcsolata a Pannon-medencében
SINKA M.: A napfogyatkozás alatti geomágneses pulzációk vizsgálata
TÓTH Z.: Közelítő inverziós eljárás spektrálisan feldolgozott dipól-dipól szelvényekre

Március 24.

MIHÁLFFY P., LIPOVICS T., HÁMORI Z., LENKEY L.: Egy vízadó terület vizsgálata vertikális elektromos szondázással a vízbázis védelmében (gyakorlati)
KERTÉSZ B., VARGA I., NAGY V.: A Nummulites perforatus és a Nummulites fabianii csoportok törzsfejlődésének vizsgálata morfogenetikai paraméterek mérése alapján (elméleti)
SIMON Sz., KOCSIS L.: A Tari Dácittufa Formációtípus feltárásának vulkanológiai újraértelmezése (elméleti)
MIKES T., POCSAI T.: A Fejér megyei Sárrét negyedidőszaki fejlődéstörténete folyóvízi üledékek vizsgálata alapján (elméleti)
FEKETE N., TÓTH T., VIDA R.: A Duna-meder kőzetei és ultra-nagy felbontású szeizmikus képük (gyakorlati)
NÉMETH N.: A nemesfémek dúsulása és a kőzetváltozások kapcsolata a telkibányai TKB 1–4 fúrásokban (gyakorlati)
BARACZA M. K.: Balaton-felvidéken végzett környezetvédelmi célú geoelektromos mérések kiértékelése (gyakorlati)
JUDIK K.: Az Aszód, Papi Földek régészeti lelőhely neolitikumi csiszolt kőeszközeinek kőzettani vizsgálata (elméleti)
FORIÁN SZABÓ M.: Földtani vizsgálatok a Bükk hegységi Kis-fennsík területén (elméleti)
TÖRÖK I.: Szinguláris értékek szerinti felbontás módszerének alkalmazása VESZ és magnetotellurikus adatok együttes inverziójában (gyakorlati)
RADOSZA Zs.: Időszoros vizsgálatok és sztochasztikus kapcsolatok feltárása a Balaton vízminőségi adatsorain (elméleti)
KELE S.: A felső-jura Szársomlyói Mészkő mikrofácies és mikrofauna vizsgálata (elméleti)
OLÁH I. Cs.: A Pannon-medence miocén magas Si-tartalmú piroklasztitjainak cirkonmorfológiai vizsgálata (elméleti)
ŐSI A.: Az első magyarországi dinoszauruszmaradványok (felső-kréta, Csehbányai Formáció, Iharkút, Bakony) (elméleti)
BUKOVSZKY M.: Digitális térképi állományok térinformatikai rendszerekbe történő integrálását támogató szoftverrendszerek (gyakorlati)
BENDŐ Zs., GMÉLING K., BADICS B., IZING I.: Ignimbritek a Holdvilág-árokban – A Holdvilág-árok részletes vulkanológiai vizsgálata (elméleti)
FÜRY J., SZOLGAY Zs.: A MIHÁLDY-gyűjtemény csiszolt kőeszközeinek petrográfiai vizsgálata (elméleti)
KITLEY G., ABONYI TÓTH Zs.: Fuzzy halmazelmélet alkalmazása környezeti állapotvizsgálatokban (elméleti)
GALSA A.: A hotspotok száma a köpenykonvekció háromdimenziós numerikus modelljeiben (elméleti)
CZUPPON Gy.: Kőzettani és geokémiai bizonyítékok a magmakeveredésre Bükkalján (elméleti)
KOVÁCS I., ZAJACZ Z.: Kumulát zárványok petrogenetikai jelentősége (Nógrád–gömöri vulkáni terület) (elméleti)
A zsűri értékelése, eredményhirdetés, zárszó
Résztvevők száma: 81 fő

Május 16–18. ***Földtani Veszélyforrások Konferencia – Pakson***

a Magyar Geológiai Szolgálat és a Magyarhoni Földtani Társulat szervezésében, a MTA Földrajztudományi Intézetével és a Mérnök Kamara Geotechnika Tagozatával közösen.
A Konferencia házigazdája: Paks Város Önkormányzata és Dunaföldvár Város Önkormányzata, a konferencia védnöke: BAKONDI György főigazgató, Belügyminisztérium, Országos Katasztrófavédelmi Főigazgatóság

Program:
Május 16.
Szakmai eszmecserék - baráti találkozó a konferencia előestéjén

Május 17.
Levezető elnök: BOR Imre Paks polgármestere
Megnyitó, üdvözlések
FARKAS István Magyar Geológiai Szolgálat főigazgatója
KOZÁRI László BM Országos Katasztrófavédelmi Főigazgatóság hivatalvezető
OSZVALD Tamás a Magyar Geológiai Szolgálat szakági geológus
KOZÁRI L. (BM): Partfalveszély elhárítás jelenlegi helyzete, állami és önkormányzati feladatok
KÖRMENDY I. (FVM): A földtani adottságok szerepe a településrendezésben
OSZVALD T. (MGSZ): Földtani veszélyforrások jellemző területei
Levezető elnök: FARKAS István (MGSZ)
JÓZSA G. (MGSZ ÉMTH): A mérnökgeológia feladatai Észak-Magyarországon
SCHWEITZER F. (MTA FTKI): Hogyan tovább – gondolatok a dunai magas partokról
FARKAS J. (BME): A közelmúlt három hazai felszínmozgásának tapasztalatai
HYTTEL, J. (AEC – Dánia): Kisközösségi szennyvíztisztítók előnye dombsági területen
Levezető elnök: OSZVALD Tamás (MGSZ)

Poszter bemutatók, cégismertetők
ANDAHÁZY L.: (SYTEC-MAGYARORSZÁG):
SYTEC TerraMur vasalt talajtámfal építése, Csolnok 1999.
SYCONS Kft. 4 db esettanulmányról szóló posztere:
Burkolatmozgásos terület stabilizációja
Felületszivárgóval kombinált épületszivárgó
Ejtőkutas szivárgó-rendszer kialakítása
Magaspart háttér-víztelenítése
TUBOSIDER HUNGARIA Kft.:
MACCAFERRI kő és talajtámfalak
OSZVALD T. (MGSZ):
Földtani veszélyforrások jellemző területei
A második országos felszínmozgás katasztrerezés
KNEIFEL F. (MGSZ): A talaj víztartalom változásból adódó épületkárok

További termék- és technológia bemutatók:
AEC – Dánia
ALISCA BAU Építő Kft.
Csillagtér Építőipari Kft.
GEOSZOLG Kft.
HABBETON Kft.
„NK" Építő Kft.
SZŐKE ÉS TÁRSA Kft.

Levezető elnök: SCHWEITZER Ferenc
LEHÓCZKI L. (B.A.Z. Megyei Katasztrófa Védelem):
Földrengések végkifejlete (8–10 perces video)
MECSI J. (ME-SZI Mérnöki Szakértői Iroda): Rézsűstabilizálási eljárások Japánban
KNEIFEL F. (MGSZ KDTH): A talaj víztartalom változásból adódó épületkárok
ZELENKA T., TRAUER N. (MGSZ, KEVITERV): Földcsuszamlás Nyíriben
SZEMESY I. (SYCONS Kft.): Gravitációs szivárgó rendszer építése fúrásos/sajtolásos technológiával
NÉMETH J., SZABÓ R. (SIETE Kft. – Szlovákia): Gabion falak alkalmazási területei
MAZÁN J. (Csillagtér Kft): Az URETEK® technológia bemutatása

NEMES Sándor famíves kiállításának megnyitója (Paks, Városi Múzeum kertje)

Május 18.
TÖRÖS E. (MÁELGI): Földtani kockázatok csökkentésének elősegítése geofizikai módszerekkel
BALÁZS F. (JPTE): Az erózió hatása a löszfalak állékonyságára
KUTI L., KERÉK B., VATAI J., MÜLLER T. (MÁFI): A földtani veszélyforrások prognosztikus és preventív értékelése a geológiai térképek segítségével
SZABÓ R., NÉMETH J. (SEITE Kft. – Szlovákia): Gabion falak tervezésével és kivitelezésével kapcsolatos tapasztalatok
KÜRTI I. (KIE Bt.): Az emberi beavatkozás, mint különleges földtani veszélyforrás
SCHAREK P. (MÁFI): Földtani veszélyforrások térképezése és informatikai rendszerbe szervezése a Magyar Állami Földtani Intézetben

SZURKOS G., ZSÁMBOK I. (MÁFI): Földtani veszélyforrások lakott területeken
HIDASI J. (ENVICOM 2000 Kft.): Mintavétel és vizsgálati problémák a talajmechanikában
NAGY J. (GeoTeszt Kft.): Bükkszék, sportpálya környezetében lévő mozgások stabilizálása
LÉNÁRD M. (Lénárd-Geotechnika Bt.): Halmajugra község (Heves megye) területén lezajlott földcsuszamlás és az így kialakult veszélyhelyzet

Helyszíni szemle a dunaföldvári magasparton – odautazás hajóval.
Értékelő beszélgetés Dunaföldváron, utána hajóval vissza Paksra.
Résztvevők száma: 117 fő

Június 8–10. ***„Fenntartható fejlődés és ásványi nyersanyagok az észak-magyarországi régióban" Vándorgyűlés – Miskolcon***

Fő szervező:
a Magyarhoni Földtani Társulat (MFT)
Társrendezők:
a Magyar Geofizikusok Egyesülete (MGE),
az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület (OMBKE),
az Olajmérnökök Magyarországi Egyesülete (SPE), valamint
a Földtani Örökségünk Egyesület (FÖTE),
a Magyar Hidrológiai Társaság (MHT),
a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat (MKBT),
Támogatók:
a MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt.,
a Környezetvédelmi Minisztérium,
a Borsod Abaúj-Zemplén megyei Fejlesztési Ügynökség,
a Bükki Nemzeti Park Igazgatósága,
a Mátrai Erőmű Rt.

A vándorgyűlés 2001. programja:
Június 8.
Plenáris ülés, megnyitó
MESKÓ Attila, az MTA rendes tagja, a Magyar Tudományos Akadémia főtitkár-helyettese: 50 éves a geofizika oktatása Magyarországon
BODA Ilona, a Környezetvédelmi Minisztérium politikai államtitkára
DUSKA József, a Bükki Nemzeti Park Igazgatóságának igazgatója
BREUER János, a Mátrai Erőmű Rt. bányászati igazgatója
NÉMETHI Lajos, a Borsod-Abaúj-Zemplén megyei Fejlesztési Ügynökség igazgatója
Szekció ülések:
A Szekció: Fluidumok és környezet
Elnök: SOMFAI Attila
PAP S.: A Bükk hegység déli előterében mélyített szénhidrogén ipari fúrások földtani és gazdasági eredményei
DETZKYNÉ LŐRINCZ K., KISS K.,KOVÁCS Zs., SIMON E., WITTMANN G.: Közvetlen szénhidrogén indikátorok vizsgálata egy karbonátos szerkezetben
GEIGER J.: Az Algyő pannóniai deltarendszer 3D modellezése és fejlődéstörténete
VAKARCS G.: Integrált szekvencia sztratigráfiai korreláció
JUHÁSZ J.: Gyógyvizeink a Széchenyi Tervben
EGERER F., NAMESANSZKY K.: Környezetszennyezések vizsgálata ionmobilitás alapján
Elnök: JUHÁSZ József
SÁSDI L.: A Bükk hegység hidrogeológiája
SÁSDI L.: A Bükk hegység karsztjának fejlődéstörténete a krétától napjainkig
PRÓNAY Zs., TÖRÖS E.: Szökevényforrások kimutatása a Dunán
SZANYI J.: A rétegvíz termelés hatása a természetes vizekre
HÍVESNÉ VELLEDITS F.: Hogyan tükröződik a triász riftesedés a bükki üledékekben

B Szekció: Földtudományi kutatási eredmények a régióban
Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly
LESS Gy.: Új eredmények a K-i Bükk földtani felépítéséről
PELIKÁN P.: A Bükk hegység szerkezeti vázlata
KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., MCINTOSH R.: A Bükk szerkezetfejlődésének alternatív modellje
FODOR L., KOROKNAI B.: Szerkezetfejlődés és rétegsor a Martonyi-egységben (Tornaikum, Rudabányai-hegység)
FORIÁN SZABÓ M.: A Bükk hegységi Kis-fennsík földtani vizsgálatának eredményei
PENTELÉNYI L.: A bükkaljai földtani reambulálás eredményei
Elnök: KORPÁS László
PÓKA T., MÁRTONNÉ SZALAY E., NAGY G., PÉCSKAY Z., SZAKÁCS A., ZELENKA T.: A Dél-Bükk ignimbrit összletének reambulációja: integrált vulkanológiai, kőzettan-geokémiai és geokronológiai vizsgálatok (A T 015988 OTKA pályázat kutatási eredményeinek összefoglalása)
ZELENKA T., PÉCSKAY Z., KISS J.: A Mátra hegység miocén vulkanizmusa
ZELENKA T., GYARMATI P., KISS J., VÉRTESSY L., PÉCSKAY Z., MÁRTONNÉ SZALAY E., HORVÁTH I.: A Tokaji-hegység paleovulkáni újraértékelése
PÜSPÖKI Z.: Nyugat- és kelet-borsodi badeni rétegsorok települése és korrelációja

DÁVID Á.: A Csókás-réti felső-oligocén abráziós térszín paleoichnológiai elemzése
GULYÁS S.: Digitális teljesalakelemzéses geometria alkalmassági lehetőségei malakológiai példákon

C Szekció: Régiófejlesztés
SCHAREK P.: Régió-geológiai kutatások a fejlesztési tervek alátámasztására
CSIRIK Gy., PENTELÉNYI L.: Kovaföld és zeolitos tufák cementadaléku felhasználásának kutatásának eredményei egy EU-projekt keretében
FÖLDESSY J., SERESNÉ HARTAI É.: Epitermális nemesfémércesedések a recski magmás együttesben
FÖLDESSY J., NÉMETH N.: A nemesfémek dúsulása és a kőzetelváltozások kapcsolata Telkibányán felszíni és fúrási adatok alapján
NAGY N., LAZÁNYI J., KÓNYA J.: Bentonitalapú termékfejlesztés és mezőgazdasági hasznosítás lehetőségei ÉK-Magyarországon
KOZÁK M., SZURKOS G., GYURICZA Gy., PÜSPÖKI Z.: Alkalmazott és környezetföldtani térképezés a Sajó menti régió településfejlesztése és területhasznosítása szempontjából

Elnök: EGERER Frigyes
MÁTYÁS E., MÁTYÁS Sz., MÁTYÁS T.: Gyógyító ásványok Tokaj-hegyalján
KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., KOVÁCS-PÁLFY P.: Új bentonitipar kialakítási lehetősége Borsodban
VICZIÁN I.: Ásványfaj pontossággal meghatározott (Z:1) agyagásványok Észak-Magyarországon
KOZÁK M., GASZTONYI É., PÜSPÖKI Z., DOBOS A., SÜTŐ L.: Bükki földtani-felszínalaktani értékek elméleti és gyakorlati minősítése és kataszterezése
RADÓCZ Gy.: A miocén piroklasztikumok rétegtani helyzete borsodi fúrási szelvényekben
ÁDÁM L.: Szerkezeti vizsgálatok felületmodellezéssel a Kelet-borsodi szénmedencében

Poszterek:
BOSNAKOFF M.: Középső-miocén otolithok Észak-Magyarországról (Bükkmogyorósd, Bükk hegység)
FODOR R.: Polychaeta bioerózió egri korú magános korallokon (Wind-féle téglagyár, Eger)
LENDVAY P.: Üledékciklusok vizsgálata mélyfúrási geofizikai mószerekkel
MÁDAI F.: Feltártsági és szemcseszerkezeti vizsgálatok ércbányászati meddőhányók anyagán
MÁDAI V.: A meddőhányók okozta környezeti problémák elhárítási lehetőségei
PENTELÉNYI L., RAINCSÁK Gy., CSIRIK Gy.: Kovaföld és zeolitos tufa nyersanyag lelőhely ismertetők az észak-magyarországi régióban
SZEBÉNYI G.: Káros környezetföldtani hatások és veszélyforrások Recsk-Parádfürdő környékén
VAKARCS G.: A magyarországi Pannon-medence kainozoos üledékes szekvenciái
A Vándorgyűlés 2001. programjához június 7.-ére, továbbképzési szándékkal, geomatematikai és térinformatikai előadássorozat kapcsolódott. A részletes programját a Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály rendezvényeinél olvashatják.

Szeptember 30. – október 6. ***Teleptani és ásványi nyersanyag-gazdálkodási terepbejárás a magyar középhegységben, Ajkától Pálházáig.***

Résztvevők: az Alsó-Szászországi Földtani Szolgálat munkatársai
A rendezvény szakmai szervezője: DUDICH Endre
Az egyes helyszínek szakmai vezetői:
KNEIFEL Ferenc: Közép- és Észak-Dunántúl
KORPÁS László: Budapest – Pest megye
KISS Péter: Észak-Magyarország
Erről részletes beszámoló jelent meg az Erzmetall 7/2002 számában (370–377. oldalon).
Résztvevők száma: 13 fő

Október 20. ***(P)Á-Épület búcsúztató***

ELTE TTK Geológiai Tanszékcsoport és a MFT közös rendezvénye.
Az ELTE TTK földtudományi tanszékeinek új lágymányosi elhelyezését bemutató, és egyben a Múzeum körúti 118 éves épülettől búcsúzó rendezvény.
WEISZBURG T.: vetítettképes „helytörténeti" bevezető
SZÉKYNÉ FUX V., BOGNÁR L., MENSÁROS P.: személyes hangú emlékezések
Tudománytörténeti inyencségeket felsorakoztató fejtörő játék
Nyitódal: MINDSZENTY A., NAGYMAROSI A. és kísérettük
PAPP G.,VINCZE P.: Geo-Hacsek és Sajó
VAKARCS G.: Régi filmek
NÉMETH A.: Félre-magyarázó
A rendezvény október 21-én hajnalban ért véget.
Résztvevők száma: 200 fő feletti

Geológus – Geofizikus – Bányász vállalkozói klub

Február 11.
SZONGOT G. geofizikus, a Geo-Log Kft. ügyvezető igazgatója: Mi lóg a kábel végén?
Résztvevők száma: 18 fő

Április 4.
KORPÁS László, geológus: Que tal?
Résztvevők száma: 17 fő

Agyagásványtani Szakosztály

Június 14. *Előadóülés*

MAE Talajtani Társaság Talajásványtani Szakosztály, MTA Geokémiai, Ásvány-kőzettani Bizottság, Környezet-geokémiai Albizottság együttes ülése
Agyagásványok talajtani és környezet-geokémiai szerepe
STEFANOVITS P.: Agyagásványok szerepe a talajok adszorpciós viszonyaiban
M. NAGY N., SOMOGYVÁRI Á., SIMON A., KÓNYA J.: Kationok megkötődési módjai montmorillonitokon
NÉMETH T., MOHAI I., TÓTH M.: Réz és cink adszorpció szmektiteken
TOMBÁCZ E.: Agyagásványok és vas-oxid részecskék aggregációja változó pH-jú, só- és humuszanyagtartalmú szuszpenziókban
SIPOS P., NÉMETH T., PÓKA T.: Agyagásvány tartalom hatása a nehézfémek eloszlására cserháti talajok példáján
HARTYÁNI Zs., SZILÁGYI V., NEMECZ E.: Szennyezett talajok, illetve talajásványok röntgenanalitikai vizsgálatával kapcsolatos tapasztalatok?
SZILÁGYI V., HARTYÁNI Zs., TÓTH G.: Szennyezett talajok
HORVÁTH T., HARTYÁNI Zs., SZILÁGYI V.: Különböző magyarországi típustalajok geokémiai vizsgálata
KITLEY G., ABONYI-TÓTH Zs.: Talaj-agyagásványok és társásványaik V és Ni megkötésben játszott szerepének vizsgálata a Fuzzy halmazelmélet?
TÓTH E., WEISZBURG T.: Azbesztcement termékek elváltozásai környezeti hatásokra
VICZIÁN I.: Agyagásványok környezetvédelmi jelentősége.
Résztvevők száma: 43 fő

Az Általános Földtani Szakosztály és a Budapesti Területi Szervezet

Február 14. *Előadóülés*

Síkhegyi F.: A Dél-Dunántúl morfológiájának neotektonikai értelmezése
BENKÓ Zs., KOVÁCS I., PROHÁSZKA A., KÁZMÉR M.: A Fejér megyei Sárrét pleisztocén kavicsteraszainak ásvány-kőzettani vizsgálata
MIKES T., POCSAI T., KÁZMÉR M.: A Fejér megyei Sárrét negyedidőszaki fejlődéstörténete folyóvízi üledékek szedimentológiai vizsgálata alapján
Résztvevők száma: 33 fő

Február 28. *Előadóülés*

KOROKNAI B., HORVÁTH P., BALOGH K., DUNKL I.: A Vepor szerkezeti egység alpi metamorf fejlődése
BENKÓ K., FODOR L.: Csővár környékének szerkezetfejlődése
FODOR L., KOROKNAI B.: Néhány gondolat a Diósjenői-vonal szerkezeti szerepéről
Résztvevők száma: 39 fő

Március 8. *Előadóülés Magyar Geofizikusok Egyesületével és Általános Geofizikai Szakosztállyal közösen*

M. KOVÁC, J. HÓK, M. ŠUJAN: Pliocene – Quaternary rifting and the present stress field of the Western Carpathians
HORVÁTH F., BADA G.: A Pannon-medence negyedidőszaki tektonikai reaktivációja
TÓTH T., VIDA R., SZAFIÁN P., DÖVÉNYI P.: Nagyfelbontású vízi szeizmikus mérések jelentősége neotektonikai vizsgálatokban
Résztvevők száma: 50 fő

Április 4. *Előadóülés és poszterbemutató, A MÁFI-val közösen*

A Magyar Állami Földtani Intézet kutatói négy kontinensen
Tudományos Előadóülés a BANDAT Horts Alapítvány megalapításának 15. évfordulója alkalmából
Előadások:
HÁLA J.: BANDAT Horst élete és munkássága
LESS Gy.: Középső/felső-eocén határesemények korolása „Heterostegina-órával". (Spanyolország, 1990; Hollandia, 1993)
PIROS O.: Triász dasycladaceák a Hochschwab régióban. (Ausztria, 1998)

CSILLAG G., KOLOSZÁR L., KONRÁD Gy.: Földtani természeti értékek védelme, bemutatása Németországban. (Németország, 1993)
PRAKFALVI P.: Földtani terepbejárás tapasztalatai Törökországban (Kappadókia). (Törökország, 1993)
KERÉK B.: Földrajzi információs rendszer alapjai. (Hollandia, 1999)
SZÖTS T.: A talajvíz állapota a szigetvári térségben (Görögország, 1995)
HÁMORNÉ VIDÓ M.: A hazai szerves kőzettan képviselete a BANDAT Horst Alapítvány támogatásával a nemzetközi szervezetekben. Az ICCP és ENSZ szakértői értekezletek tapasztalatai. (Lengyelország, 1995; Hollandia, 1996; Portugália, 1997; Románia, 1999)
CSERNY T.: Az „Alapítvány"-i utak hasznosulása a MÁFI limno- és mérnökgeológiai munkáiban. (USA, 1989; Belgium, 1991)

Poszterek

HÁMOR T. 1992: Paleoenvironmental interpretations of D34S ratios in S-bearing sedimentary phases. 29th Geological Congress, Kyoto, (Japán, 1992)
HÁMOR-VIDÓ, M., HUFNAGEL, H., HETÉNYI, M. 1998: Organic petrology and Rock-Eval pyrolysis of Triassic source rocks from the Transdanubian region Hungary, first description of organic constituents in sedimentary matter. 50th ICCP Meeting, Porto, (Portugália, 1998)
HÁMOR-VIDÓ, M., WEHNER, H., TESCHNER, M. 2000: Geochemical Monitoring of Natural Attenuation Processes as Part of the Quality Control System – A case Study of Diesel and Kerosene Contaminations in Sandy Soil at a Pipeline Accident in the Great Hungarian Plain. Fifth International Symposium and Exhibition on Environmental Contamination in Central and Eastern Europe. Prague, (Csehország, 2000)
KONRÁD Gy. 1991: Párhuzamok a Hohenloher Land (Dél-Németország), Szilézia és a Tiszai-egység középső-triász fejlődéstörténetében. (Németország, 1991)
MAROS GY., PALOTÁS K. 1999: Tectonics of the L/ILW disposal site in Hungary. (Franciaország, 1999)
NÁDOR A., JUHÁSZ E 1998: Neogene basement faulting and subsequent karstic rejuvenation: the oil bearing Zala Basin, SW Hungary. European Geophysical Society 11th General Assembly. Nizza, (Franciaország, 1998)
NÁDOR, A., LANTOS, M., KERCSMÁR, Zs., THAMÓ-BOZSÓ, E., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., JÁMBOR Á., BULLA, J. 2000: Quaternary climate changes and tectonic driven sedimentation on the SE-ern part of the Pannonian Basin, Hungary. Sediment 2000, Leoben, (Ausztria, 2000)
SELMECZI I. 1988: A devecser-nyírádi medence oligocén–miocén képződményeinek rétegtana. (Ausztria, 1988)
THAMÓ-BOZSÓ, E. 1999: Statistical analysis of the mineral composition of Cenozoic sands and sandstones in Hungary. (Nagy-Britannia, 1990; Dánia, 1999)
Résztvevők száma: 26 fő

Május 7. *Előadóülés*

GYALOG L., FODOR L., GULÁCSI Z., PEREGI Zs., SÍKHEGYI F.: „...és elkezdtünk térképezni Líbiában"
Résztvevők száma: 29 fő

Május 16. *Előadóülés*

CSÁSZÁR G.: Az alapszelvény mint földtani-természeti értékfajta. – Vita- és gondolatébresztő beszélgetés az alapszelvényekről.
Résztvevők száma: 12 fő

Május 30. *Előadóülés*

H. KOZUR: Triassic stratigraphy and facies northwest and southeast of the Buda Line: Confirmation of large scale Miocene lateral displacement along this line. Are there also nappes?
Résztvevők száma: 13 fő

Június 16. *Terepbejárás*

„Az ismeretlen Gödöllői-dombság" — terepbejárás a Tápió vidékén
Vezetők: HORVÁTH E., FODOR L.
Résztvevők száma: 21 fő

Szeptember 27. *Előadóülés*

MGE Általános Geofizikai Szakosztállyával
SZÉKELY B., W. FRISCH, J. KUHLEMANN, DUNKL I., KÁZMÉR M.: Litoszférikus (!) időjárás
Résztvevők száma: 25 fő

Október 10. *Előadóülés*

KÓKAY J.: A sárszentmiklósi riolittufa zárványai, különös tekintettel az ősmaradványokra
RADÓCZ Gy.: Kőzetzárványok körül kialakult oxidációs övek az Egerszalók és Eger közötti riolittufában

Résztvevők száma: 9 fő

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

Január 15. Előadóülés A jura vulkanizmus és ásványtani–geokémiai aspektusai

POLGÁRI M., SZABÓ Z., SZABÓNÉ DRUBINA M.: A Tethysszel kapcsolatos jura vulkanizmus nyomozása geokémiai és ásványtani módszerekkel a Dunántúli-középhegység üledékes összleteiben. (A T 032140 sz. OTKA kutatás előzménye).
POLGÁRI M., SZABÓ Z., SZEDERKÉNYI T.: Mangánércek Magyarországon – GRASSELLY Gyula akadémikus emlékére. (könyvbemutató)
WEISZBURG T., TÓTH E., NAGY T., MIZÁK J., VARGA Zs., LOVAS Gy.: Az úrkúti szeladonit és társásványai.
Az előadások után kötetlen beszélgetés az elhangzottakról. Felkért résztvevők: B. ÁRGYELÁN G., CSÁSZÁR G., DEMÉNY A., DULAI A., FODOR L., FÖLDVÁRI M., FŐZY I., GALÁCZ A., HAAS J., KNAUER J., LANTOS Z., MINDSZENTY A., TÓTH M., VETŐ I., VICZIÁN I., VÖRÖS A.
Résztvevők száma: 32

Február 12. ***Előadóülés***

BENEDEK K., SZABÓ CS.: Kőzettani és geokémiai vizsgálatok a Zalai-medencében előforduló paleogén korú magmás képződményeken.
KÓTHAY K.: Beszámoló egy novoszibirszki tanulmányútról.
KÓTHAY K., V. SHARYGIN, SZABÓ CS.: Szilikátolvadék-zárványok vizsgálata olivinben magas hőmérsékletű fűthető tárgyasztal segítségével.
Résztvevők száma: 29

Március 12. ***Előadóülés***

FÜGEDI U., HORVÁTH I., ÓDOR L.: A középhegységi területek környezeti állapota patakhordalékvizsgálatok alapján.
KÁKAY SZABÓ O., VICZIÁN I.: Benstonit $(Na,Sr)_6(Ca,Mn)_6Mg(CO_3)_3$ és shortit $Na_2Ca_2(CO_3)_3$ a Magyar Állami Földtani Intézet ásványgyűjteményében (bejelentés).
Résztvevők száma: 11

Április 26. ***Előadóülés***

ZELENKA T., BALÁZS E., BALOGH K., KISS J., KOZÁK M., NEMESI L., PÉCSKAY Z., PÜSPÖKI Z., RAVASZ Cs., SZÉKYNÉ FUX V., ÚJFALUSSY A.: Eltemetett miocén vulkáni szerkezetek Magyarországon.
HARANGI SZ., LUKÁCS R., CZUPPON Gy., SZABÓ ZS., OLÁH I., SZABÓ CS., T. NAFTLOS, F. KOLLER: Új adatok a bükkaljai miocén vulkáni kőzetek genetikai megismeréséhez.
Résztvevők száma: 25

Május 17. ***Előadóülés***

DÓDONY I.: A gehlenit poliszomatikus reakciói.
DÓDONY I.: Az antigorit kristályszerkezete.
Résztvevők száma: 13

Május 29. ***előadóülés Az Általános Földtani és az Agyagásványtani Szakosztályokkal közösen meghirdetett A Mecsek és környéke felső karbon törmelékes üledékes kőzeteinek új vizsgálati eredményei***

(Az OTKA T 022938 sz. pályázat eredményeinek bemutatása)
SZAKMÁNY Gy.: Bevezető, a Tésenyi Homokkő Formáció elterjedése a Délkelet-Dunántúlon
GULYÁS Kis Cs., BÓKÁNÉ BARBACKA M.: Új paleobotanikai eredmények a dél-dunántúli karbon összletből
RAUCSIK B.: A Tésenyi Homokkő Formáció röntgendiffrakciós vizsgálatának eredményei
VARGA A.: A dél-dunántúli karbon homokkövek lehordási területének jellemzése kőzettani és geokémiai vizsgálatok alapján.
SZAKMÁNY Gy., JÓZSA S.: A karbon durvatörmelékes összlet kőzettani és geokémiai vizsgálatának új eredményei
SZAKMÁNY Gy.: Záróértékelés: a dél-dunántúli karbon sorozat korrelációja az Európai Platform hasonló képződményeivel
Résztvevők száma: 16 fő

Július 5. ***Rendkívüli szakülés***

KISVARSÁNYI G. (prof. emeritus, University of Missouri-Rolla):
Egy magyar geológus Amerikában.
Résztvevők száma: 15

Október 15. ***Előadóülés***

TAKÁCSNÉ BIRÓ K.: Készül a Kárpát-medence őskori, nemérces nyersanyagatlasza.
JÓZSA S., SZAKMÁNY Gy., ORAVECZ H., CSENGERI P.: Északkelet-Magyarországról származó, kékpala nyersanyagú, csiszolt kőeszközök petrográfiai vizsgálati eredményei.
SZAKMÁNY Gy., KASZTOVSZKY Zs.: Magyarországon talált, zöldpala nyersanyagú, csiszolt

kőeszközök kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei.
Résztvevők száma: 21

November 13. ***Ünnepi előadóülés Ásványtan-Geokémiai Szakosztály és az Agyagásványtani Szakosztály első ülése az új lágymányosi egyetemi épületben***

PAPP G.: Rövid köszöntő
NEMECZ E. az MTA rendes tagja: A kőzetek mállása és a talaj ásványai
Az új helyszínen tartott első ülés alkalmából emléklapot kaptak a szakosztály korábbi elnökei és titkárai
Résztvevők száma: 28 fő

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

Február 1. ***Előadóülés***

BÁRDOSSY Gy., FODOR J.: A bizonytalanságok értékelésének lehetőségei a radioaktív hulladéktárolók biztonsági elemzésében
UNGER Z.: Fraktálgeológia – egy új szakterület születése
Résztvevők száma: 37 fő

Június 7. ***Továbbképzés***

A Vándorgyűlés 2001. programjához továbbképzési szándékkal Geomatematikai és térinformatikai előadássorozatot szervezett a Szakosztály

Megnyitó: GEIGER János, a MFT Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztályának elnöke
FÜST A.: Geostatisztika és az adatfeldolgozás filozófiai alapjai
BÁRDOSSY Gy., FODOR J.: Fuzzy elmélet földtani alkalmazásai (konzultáció)
UNGER Z.: Fraktál geometria I: Alapok, földtani alkalmazások, esettanulmány: Töredezettség nyomozása fraktál-geometriai elemekkel
M. TÓTH T.: Fraktál geometria II.: Repedéshálózat felskálázása fraktál-geometriai elemekkel (konzultáció)
Ó. KOVÁCS L.: Többváltozós adatelemzés
TURCZI G.: Térinformatika a földtani kutatásban (konzultáció)
JASKÓ T.: Monte Carlo szimulációk
KOVÁCS B.: Egy konkrét modellezési módszer ismertetése (konzultáció)
GEIGER J.: 3D modellezés
KOVÁCS J.: Sztochasztikus modellezés (konzultáció)
Résztvevők száma: 51 fő

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Január 23. ***Munkahely látogatás az épülő Millenniumi park kétszintes mélygarázs munkaterületén***

Résztvevők száma: 17 fő

Január 29. ***Előadóülés***

TŐRÖS E.: Beszámoló az IAEG Melburne-i konferenciájáról
Résztvevők száma: 8 fő

Január 30. ***Előadóülés A MAE Talajszennyezettségi Szakosztályával, és a Szent István Egyetem Talajtan és Vízgazdálkodás Tanszékével.***

Beszámoló a CONSOIL 2000 konferenciáról
Résztvevők száma: 34 fő

Február 12. ***Vezetőségi ülés***

Résztvevők száma: 6 fő

Február 28. ***Munkahely látogatás a Bp. XI. kerületi INFOPARK területén***

Résztvevők száma: 17 fő

Március 20. ***Előadóülés***

DURA Gy.: A talaj szennyezettségéből eredő egészségkockázat becslése
Résztvevők száma: 31 fő

Április 9. ***Vezetőségi ülés***

Résztvevők száma: 7 fő

Április 24. ***Előadóülés***

PUZDER T.: A szennyezett földtani közegek és a felszín alatti vizek kármentesítési technológiái
Résztvevők száma: 27 fő

Május 28. *Munkahely látogatás az Ázsia Center mélyépítési munkálatainak megtekintése*

Résztvevők száma: 8 fő

Május 30. *Előadóülés A MAE Talajszennyezettségi Szakosztályával közös rendezvény*

ZÖLDI I.: A felszín alatti vizek minőségét érintő tevékenységekkel kapcsolatos 33/2000. sz. korm. rendelet végrehajtásának tapasztalatai a Közép-Duna-völgyi Környezetvédelmi Felügyelőség területén
Résztvevők száma: 24 fő

Június 11. *Vezetőségi ülés*

Résztvevők száma: 4 fő

Június 25. *Előadóülés*

KUTI L., KERÉK B.: A felszíni-felszínközeli képződmények áteresztő képességének változása a Bugaci mintaterületen
GÁLOS M.: Beszivárgási vizsgálatok tapasztalatai vízművek védterületein
VATAI J., KUTI L., KALMÁR J.: A talaj-alapkőzet talajvízrendszer nitrát tartalmának vizsgálata a Szarvasi mintaterületen
Résztvevők száma: 11 fő

Július 31. *Emlékülés*

Megemlékezés Dr. PAPP Ferenc születésének 100. évfordulójáról
A Magyar Hidrológiai Társasággal és a Magyar Karszt és Barlangkutató Társulattal és a Szilikátipari Tudományos Egyesülettel közös
Résztvevők száma: 65 fő

Szeptember 7. *Előadóülés*

W. SANFORD, K. RÉVÉSZ, J. DEÁK: Inverse Modelling in the Danube–Tisza Interfluvial area using Carbon-14 ground water area

Szeptember 24. Előadóülés

KNEIFEL F.: Az MGSZ Közép-Dunántúli Területi Hivatala mérnökgeológiai és környezetföldtani tevékenysége
Résztvevők száma: 25 fő

Október 8. *Vezetőségi ülés*

Résztvevők száma: 6 fő

Október 30–31. *„Geotechnika 2001." konferencia*

Közös rendezvény a Magyar Mérnöki Kamara Geotechnikai Tagozatával, a Közlekedéstudományi Egyesület Talajmechanikai Szakosztályával
Összes résztvevői létszám: 160 fő

November 19. *Előadóülés*

SCHAREK P., LIEBE P.: A fő vízadó elhelyezkedése c. új térkép a MÁFI-ban és a VITUKI-ban
Résztvevők száma: 13 fő

December 3. *Munkahely látogatás: a BMGE „K" épület alapozás megerősítésének megtekintése*

Résztvevők száma: 6 fő

December 4. *Előadóülés a szikesedésről, a Magyar Talajtani Társaság Talajtechnológiai Szakosztályával közösen*

KUTI L.: Történeti áttekintés a MÁFI 110 éve alapított Agrogeológiai osztályának szikes kutatásairól
VÁRALLYAI Gy.: Szikes területek szerepe vízháztartási szélsőségek (belvíz-apály) kialakulásában és kezelésében
MOLNÁR B., KUTI L.: Földtani, vízföldtani vizsgálatok a miklapusztai szikes laposon
KALMÁR J., KOVÁCS-PÁLFY P.: Az apajpusztai és zabszéki felszínközeli szikes üledékek ásványtani összetétele és recens ásványképződési folyamatok
Résztvevők száma: 38 fő

December 10. Vezetőségi ülés

Résztvevők száma: 6 fő

December 14. Utibeszámoló

„Korzika geológus szemmel"
Résztvevők száma: 28 fő

Oktatási és Közművelődési Szakosztály Budapesti Regionális csoportja

November 23. *Kerekasztal beszélgetés egy „nyitott" földtan szakkör megszervezéséről.*

Levezető elnök: SZAKMÁNY György
Résztvevők száma: 12 fő

Őslénytani – Rétegtani Szakosztály

Május 4–5. *4. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés Pécsváradon*

Előadások:
DÁVID Á.: Egri korú abráziós térszín a Bükkben
GÁL E.: A Betfia 9. lelőhely madárfaunája
GALÁCZ A.: A siklósi Rózsabánya dogger ammonites-faunájának újravizsgálata
GÖRÖG Á.: Bath foraminiferák Gyenespusztáról
GULYÁS S.: Digitális képelemzéses morfometriai vizsgálatok alkalmazási lehetőségei pannon-tavi Planorbisok példáján
KAZÁR E.: A Danitz-pusztai tengeri emlősfauna kora
MAGYAR I., GULYÁS S., SZÓNOKY M.: Értelmezési problémák pannóniai csigákkal kapcsolatban
MONOSTORI M.: Eocén édesvízi ostracoda fauna Szlovéniából
ŐSI A.: Az első magyarországi dinoszaurusz maradványok (felső-kréta Csehbányai Formáció, Iharkút, Bakony)
P. MOISSETTE, DULAI A., MÜLLER P.: Bryozoa faunák a magyarországi badeniben
SÜMEGI P., KROLOPP E.: Új adatok a holocén rétegtani és őskörnyezeti vitás kérdéseihez
M. A. CONTI, S. MONARI, SZABÓ J.: A Pleurotomarioidea főcsalád osztályozása
SZUROMINÉ KORECZ A., MAGYAR I., SÜTŐNÉ SZENTAI M.: Legmélyebb fúrásunk nem érte el a pannon bázisát! (A Hod–1 rétegsorának biosztratigráfiai revíziója
LESS Gy., VARGA I., KERTÉSZ B., NAGY V.: A Nummulites perforatus és a Nummulites fabianii fejlődési sorok evolúciója morfometriai vizsgálatok alapján
VÖRÖS A.: A toarci anoxikus esemény áldozatai: a jura koninckinidák (Brachiopoda) felvirágzása és kihalása

Poszterek:
BAJZÁTH J., HABLY L., BARBACKA M., ERDEI B.: Tafonómiai vizsgálatok a Kovácsi-Holt-Tisza ágnál II.
BOHN P.-né: A Középső Paratethys miocén holoplanktonikus gastropodái: Románia
BOHN P.-né, RADÓCZ Gy.: Az észak-magyarországi ottnangi és kárpáti Rzehakiák
BÓKÁNÉ BARBACKA M.: A mecseki liász vegetáció fő elemei
BODROGI I., P. HOEDEMAEKER: Akkréciós alsó-kréta szelvények korrelációja: Gerecse–Lackbach (Tirol)
BODROGI I.: A Somlóvásárhely–1 fúrás santon formációi
BOLFORD G.: Nubecularia onkoidok a biatorbágyi középső-miocénben
BOR E.: Patológiás elváltozások egri korú Scaphopodákon
BOSNAKOFF M.: Újabb eredmények a Mátraszőlős II. sz. lelőhely otolithjainak kutatásában
CSORDÁS B.: Egri korú otolithok összehasonlító vizsgálata
ERDEI B., M. PHILIPPE: Késő-kréta makroflóra Ajkáról
FODOR R.: Bioeróziós nyomok lutetiai és egri korú korallokon
FÓZY István: NOPCSA báró és a Kárpát-medence dinoszauruszai
FÓZY I., FOGARASI A., SZÍVES O.: A Lábatlan–36-os fúrás biosztratigráfiai értékelése
GASPARIK M.: A Proboscidean Dátum Magyarországon
FUTÓ J.: Orrszarvúleletek Puláról
GULYÁS KIS Cs.: A nagyvisnyói felső-karbon agyagpala brachiopodái
GULYÁS S.: The evolution of Planorbis brusinae Lőr. from the Miocene Lake Pannon – an example of gradualanagenic change
GULYÁS S., FERENCZY Gy., SZÓNOKY M.: Héjalak és héjszerkezeti vizsgálatok a Planorbis varians Fuchs faj radmanesti példányain
GULYÁS S., SIVÓK B., SZÓNOKY M.: Biometriai célú tengelyirányú csigaátmetszet vizsgálatok fogászati röntgennel pannon-tavi Planorbidákon
HABLY L: Flóra és vegetáció rekonstrukció lehetőségei a szedimentológiai viszonyok függvényében
HÍR J, KÓKAY J, VENCZEL M, MÉSZÁROS L.: Előzetes beszámoló a felsőtárkányi „Güdör-kert" ősgerinces lelőhely vizsgálatáról
KÁZMÉR M, DUNKL I, W. FRISCH, J. KUHTEMENN, OZSVÁRT P.: The Paleogene forearc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians
KECSKEMÉTI T.: A striatae csoport revíziója HANTKEN Nummulites gyűjteményében
KELE S.: A felső-jura Szársomlyói Mészkő mikrofácies és mikrofauna vizsgálata

KISS G., BOLFORD G.: Tanösvény a paleontológia népszerűsítéséért és oktatásáért Biatorbágyon
KOCSIS L.: Középső-eocén Hyrachyus cf. stehlini (Mammalia, Perissodactyla) a Csordakúti-medencéből (Gerecse)
KOLLÁNYI K, BÁLDINÉ BEKE M, BERNHARDT B, LANTOS M: Bakonyi eocén magneto- és biosztratigráfiai korrelációja
KÓNYA P: Makrobioeróziós nyomok középső-eocén és alsó-miocén osztrigák vázmaradványain
KOVÁCS J. Sz.: A Vargyas-szoros mészköveinek mikroflórája és mikrofaunája. Rétegtani kiértékelés
LELKES Gy, KOLLÁNYI K, CSÁSZÁR G: Szokatlanul vastag gerecsei felső-jura rétegsor rétegtani, mikrofácies és szedimentológiai vizsgálatának eredményei
L. HRADECKÁ, H. LOBITZER, F. OTTNER, R. F. SACHSENHOFER, Á. SIEGL-FARKAS, L. SVÁBENICKÁ, I. ZORN: A Grabenbach Formáció biosztratigráfiai és őskörnyezeti vizsgálata (Weissenbachalm, É-Mészkőalpok, Styria, turoni–santoni)
MOLNÁR J.: Az avar szállítódása és térbeli eloszlása szárazföldi viszonyok között (tafonómiai vizsgálat transzekt mentén)
OZSVÁRT P.: Eocén tengerszint ingadozás és szekvenciasztratigráfia szicíliai hemipelagitokban plankton és bentosz foraminifera-együttes mennyiségi vizsgálata alapján
PÁLFALVI S., KERCSMÁR ZS., KÁZMÉR M.: Tatabányai középső-eocén karbonátos mikrofáciesek
PÁLFY J., DEMÉNY A., HAAS J., HETÉNYI M., MICHAEL J. ORCHARD, VETŐ I.: Szénizotóp anomália a csővári triász/jura határszelvényben: új adatok a triász-végi kihalás oknyomozásához
PATAKI A.: Epizoa élőlények alsó-miocén osztrigák vázmaradványain
RÁKI M.: Csontoshalfogak a máriahalmi homokbányából
SIEGL-FARKAS Á., E. BUFFETAUT, J. LE LOEUF: D-franciaországi (Bellevue) dinoszaurusz lelőhely palynológiai vizsgálata
SILYE L.: Pteropodák a Középfalva (Beszterce Naszód megye, Románia) környéki középső-miocén rétegekből
SZEGŐ É., SELMECZI I.: A Zalai-medence badeni és szarmata képződményei és azok foraminifera biozonációja
SZÉKELY Cs.: Paleopatológiás elváltozások kazári csontoshalfogakon
SZENTE I., D. SADKI: Középső jura kagylók a Magas-Atlaszból (Marokkó)
SZÓNOKY M., LENNERT J., GULYÁS S., MAGYAR I.: Paleopathológiás és rendellenes növekedési jelenségek pannon-tavi molluszkákon (Dreissenidae, Lymnocardidae, Unionidae, Viviparidae, Neritinidae)
SZUROMINÉ KORECZ A., NAGYNÉ BODOR E.: A Velencei-tó negyedkori fejlődéstörténete (előzetes eredmények)
TOMAS R.: Az alsórákosi alsó-jura üledékek rétegtani tanulmányozása
ÚJVÁRI G.: Negyedidőszaki üledékek malakológiai vizsgálata Dél-Baranyában
VARGA K.: Epizoák máriahalmi Gastropodákon
Résztvevők száma: 80 fő

Tudománytörténeti Szakosztály

Január 22. ***Előadóülés***

DUDICH E., HAAS J., ALFÖLDI L.: A Magyar Tudományos Akadémia geológus tagjainak szerepe a magyar földtan fejlődésében
TÓTH Á.: Magyar érdekeltségű bauxitkutatások délszláv területeken a két világháború közötti időszakban
PAPP P.: Beszámoló a kolozsvári TREIBER János-emlékülésről
Résztvevők száma: 16 fő

Február 19. ***Előadóülés***

CSATH B.: Magyarország bányászati múzeumai V. A Magyar Olajipari Múzeum ZSIGMONDY Vilmos Gyűjteménye
HÁLA J., LANDGRAF I.: A háromszáz özvegyasszony tánca. Egy bányászmondánk néhány történeti, irodalomtörténeti és folklorisztikai vonatkozása
PAPP P.: Megemlékezés SEDILEK (PEHM) Editről
RADNAI J.: A Magyar Alumíniumipari Múzeum kiadványainak bemutatása
Az előadások után vezetőségi ülés.
Résztvevők száma 17 fő

Március 19. ***Előadóülés***

DUDICH E.: Megemlékezés a kolozsvári MÉSZÁROS Miklós professzorról
GALÁCZ A., VÖRÖS A.: A paleontológia a 175 éves Magyar Tudományos Akadémián
Résztvevők száma: 10 fő

Április 3. ***Előadóülés a gróf KLEBELSBERG Kunó Alapítvánnyal és a MTA Földtudományi Osztályával közösen***

A földtudományok nagy tudósegyéniségei, VII.

BREZSNYÁNSZKY K.: BÖCKH János
SCHAREK P.: RÓNAI András, a geológus
NAGY Béla: Néhány szó a "klebelsbergit" ásványról
Résztvevők száma 41 fő

Április 23. *Előadóülés*

DOBOS I.: 150 éve született SZONTAGH Tamás
Résztvevők száma: 14 fő

Május 28. *Előadóülés*

CSATH B.: HALAVÁTS Gyula és a ZSIGMONDYak kapcsolata
DUDICH E.: Többnemzedékes magyar geológuscsaládok
NAGY B.: A Magyar Tudományos Akadémia tagjainak hatása hazánkban az ásványtan, kőzettan, geokémia és teleptan fejlődésére
Az előadások után vezetőségi ülés.
Résztvevők száma: 14 fő

Szeptember 17. *Előadóülés az Agyagásványtani és az Ásványtan-Geokémiai Szakosztállyal közösen*

PÓKA T.: REICHERT Róbert élete és munkássága, születésének 100. évfordulója alkalmából
VICZIÁN I.: A füzérradványi illit ásványtani kutatásának története (1937–2000)
Az előadások után vezetőségi ülés.
Résztvevők száma: 48 fő

Október 18. *Előadóülés a gróf KLEBELSBERG Kunó Alapítványnyal és a MTA Földtudományok Osztályával közösen*

A földtudományok nagy tudósegyéniségei, VIII.
SZÉKYNÉ FUX V.: MAURITZ Béla professzor
GYARMATI P.: PANTÓ Gábor professzor
Résztvevők száma: 34 fő

Október 29. *Előadóülés*

DUDICH E., MORVAI G.: V. I. VERNADSZKIJ (1863-1945), "a biogeokémia atyja"
VITÁLIS Gy.: Selmecbányától Sopronig. Szemelvények VITÁLIS István naplójából
Résztvevők száma: 22 fő

November 19. *Előadóülés*

DUDICH E.: Megemlékezés CSÍKY Gáborról
KORDOS L.: KADIČ Ottokár és a Földtani Intézet
Az előadások után a 2002. évi program megbeszélése
Résztvevők száma: 12 fő

December 17. *Klubdélután a Magyar Állami Földtani Intézettel közösen*

Geológia a költészetben – költészet a geológiában
Irodalmi műsor klasszikusok földtani vonatkozású költeményeiből és geológusok verseiből.
A tagtársak gyűjtései alapján válogatta DUDICH Endre és HÁLA József.
BREZSNYÁNSZKY Károly: üdvözlés
DUDICH E.: Beköszöntő a „két kulturáról"
A verseket előadták: MAKK Á., CHIKÁN G. és DUDICH E.
Fuvolán és gitáron közreműködött: KERCSMÁR Zs.
Résztvevők száma: 98 fő

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

Május 31. Szakmai előadói nap

A Dél-Dunántúl neotektonikája a Bodai Aleurolit Formáció, mint a nagyaktivitású radioaktív hulladékok potenciális befogadó képződménye szempontjából
Házigazdák: Magyarhoni Földtani Társulat Dél-Dunántúli területi Szervezete, Magyar Geofizikusok Egyesülete Mecseki Csoport, Pécsi Akadémiai Bizottság Földtani és Bányászati, ill. Környezetvédelmi Munkabizottsága, Mecsekérc Rt.
KOVÁCS L: A Bodai Aleurolit Formáció (BAF) minősítési programja, mint a neotektonikai vizsgálatok kerete
HAAS J.: A Tiszai Egység preneogén szerkezetfejlődésének alapvető jellegei és szakaszai.
MAJOROS Gy.: A Tiszai Egység Ny-i részének szerkezetföldtani elemzése
CSONTOS L., MÁRTON E., BENKOVICS L., WÓRUM G.: Komplex tercier szerkezeti vizsgálatok a Mecsek–Villány térségében
KONRÁD Gy.: A Bodai Aleurolit szerkezeti helyzetének kulcskérdései a földtani térképezés tükrében
MAROS Gy., PALOTÁS K., FODOR L.: Tektonikai erőterek meghatározása a BAF fúrásaiból magszkenneres vizsgálatok segítségével
HORVÁTH F.: A Pannon-medence neotektonikai viszonyai

TÓTH L.: „Kell-e földrengéssel számolni Magyarországon? (A Pannon-medence szeizmicitása és földrengés kockázata)"
BADA G.: Radioaktív hulladékok elhelyezésének szeizmotektonikai problémái
GRENERCZY Gy.: Az űrgeodézia szerepe a jelenkori kéregmozgások meghatározásában
SZEIDOVITZ Gy.: A Kárpát-medencében keletkezett rengések okai és kísérő jelenségei
KONRÁD Gy., SEBE K.: Felső-pannon és negyedidőszaki képződményeket ért tektonikus hatások újabb terepi észlelései a Mecsekalja-öv környezetében
MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L.: Neotektonikai megfigyelések a Somogyi-dombságon
SCHWEITZER F. Késő-neogén domborzati formák és a neotektonika kapcsolata a Dél-Dunántúlon
HÁMOS G. az MFT Dél-Dunántúli Területi Szervezetének titkára telefonos interjút adott a Remény Rádiónak az előadói nap céljáról, témájáról
Résztvevők száma: 80 fő

November 14. *LAMBRECHT Kálmán emlékülés*

Pécsi Tudományegyetem Bölcsészettudományi Kar Néprajz Tanszék,
Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar Földrajzi Intézet,
TÓTH József rektor: megnyitó
SRAGNER M.: A LAMRECHT Kálmán bibliográfia bemutatása
LÁNYI Gy.: LAMRECHT Kálmán életútja
SCHWEITZER F.: LAMRECHT Kálmán és az ősemberkutatás
KESSLER J.: LAMRECHT Kálmán madárőslénytani munkássága
LEHMANN A.: LAMRECHT Kálmán és a természetvédelem
FILEP A.: LAMRECHT Kálmán néprajzi kutatásai
GARANCSY M.: A Búvár folyóirat története
Koszorúzás a Pécsi köztemetőben LAMRECHT Kálmán sírjánál (24-es parcella)
Résztvevők száma: 25 fő

November 21. *Előadói nap Az MGE Dél Dunántúli Területi Szervezetével közösen*

KONCZ I.: Petróleum rendszerek.
CSÁSZÁR J., MARTON T.: Akusztikus mérés a 21. században: Xmac Elite
VÁRHEGYI A., HORVÁTH Zs.: Radiometriai módszerek alkalmazása a hazai szénhidrogén kutatásban – dél-dunántúli esettanulmány bemutatása
TÓTH J.: A Magyar Olajipari Múzeum bemutatása, különös tekintettel a geofizikai gyűjteményre.
FÖLDES T.: Computer tomográf mérések rezervoár geológiai alkalmazási lehetőségei, néhány olajipari példán keresztül.
Az előadói nap támogatója: GEOINFORM Kft.
Résztvevők száma: 38

Észak-Magyarországi Területi Szervezet

Február 24. *Előadóülés*

A 70. életévüket betöltő tagtársaink köszöntése
EGERER Frigyes: elnöki köszöntő
JUHÁSZ A.: Szakmai életutam a Borsodi-medencében
NÉMEDI-VARGA Z.: Szakmai életutam
Köszöntések
Résztvevők száma: 54 fő

Szeptember 27. *Előadóülés*

Bemutatkoznak a Miskolci Egyetem doktoranduszai
BARACZA M. K.: Geofizikai módszerek alkalmazása a környezetvédelemben
FEDOR F.: Kis elemszámú minták statisztikai vizsgálatának egy lehetséges módja
HEGEDŰS A.: Az Ózd-pétervásári-dombság kőzetfelépítésének és formakincsének összefüggései, az M 1:10 000-es felszínalaktani térképezés tapasztalatai
MÁDAI V.: ARD-szituációk kezelési lehetőségei
NÉMETH N.: Szerkezetföldtani megfigyelések a Bükk északkeleti részén
Résztvevők száma: 9 fő

***Október 25.** Előadóülés*

A MENDIKÁS Kft. bemutatkozik
SZEPESSY A.: A MENDIKÁS Mérnöki, Környezetvédelmi Kft. rövid bemutatása
FÜLÖP M.: Földtani kutatási tevékenység a MENDIKÁS Kft.-nél
MEZEI G.: Olajjal szennyezett talaj, talajvíz feltárása és mentesítése ipari létesítmények környezetében
VERES L.: Van-e élet a bányászat után? A cég tájrendezési munkái
MOLNÁR D.: Az ISO 9001 minőségbiztosítási rendszer működésének tapasztalatai
SZEPESSY A.: Bányászati beruházások céljából készült környezeti tanulmányok
Résztvevők száma: 11 fő

December 6. ***Évzáró klubnap vetítettképes előadásokkal***

KERTÉSZ P.: Tanulmányúton Ausztráliában
MÁDAI F.: Díszítőkövek Rómában és Észak-Olaszországban
Résztvevők száma: 12 fő

Közép- és Észak-Dunántúli Területi Szervezet

Március 29. ***II. Díszítőkő Konferencia***

A MFT Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztályával, a Szilikátipari Tudományos Egyesület Kő- Kavics Szakosztályával, a Magyar Kőszövetséggel közös rendezvény
A rendezvény támogatói: Magyar Bányászati Hivatal, a Magyar Geológiai Szolgálat
Plenáris ülés
KNEIFEL F.: Építőkő bányák anyagának felhasználása díszítőkő célra
KÉRI J.: Magyarország díszítőkő kataszter összeállításának lehetőségei
BALOGH M.: Díszítőkő a megmunkáló szemszögéből
BAROSS G.: Természetvédelem – környezetkímélő kőbányászat
SZABÓ A.: A díszítőkő szerepe az egyházi építkezéseknél
KERTÉSZ P.: A francia durva mészkő, a gótika kiteljesedésének anyaga
KRZYZEWSKY M.: Díszítőkő kereskedelem
NYERGES L., SZÁNTÓ A.: Építőkő – díszítőkő előfordulások célszerű kutatási módszerei

„A" Szekció
MÁTYÁS E.: Natúr vulkáni építőanyagok Tokaj-hegyalján
MÁDAI F., NÉMETH N.: Bányafaltól a felhasználásig: néhány Bükk hegységi díszítő és építőkő bemutatása
FUTÓ J.: Építő- és díszítőkövek a Bakony vidékén
PELIKÁN P.: Bükk hegységi díszítőkövek a felsőtárkányi római katolikus templomban
T. BIRÓ K.: Díszítőkövek, mint presztizs–hordozó javak az őskorban
KISS J.: Kő – kövön marad (történelmi kertek kőépítményeinek helyreállításáról)
SIKABONYI M.: Természetes kövek alkalmazása a kertépítészetben
KAUSAY T.: Az európai szabványok várható hatása az építőkövek minőségének kifejezésére

„B" Szekció
ZÖLDFÖLDI J.: Márványvizsgálatok a Tübingeni Egyetemen
GÁLOS M.: Szerelt kőburkolatok szerkezeti kérdései
TÖRÖK Á.: A budapesti Citadella építő- és díszítőköveinek állása
KÜRTI I.: A Kálvin téri lépcső 25 éve
S. ASZTALOS É.: Festett kövek – kövek festése
KÓSA B. et al.: Építmények kőfelületeinek védelme hidrofobizálással
PINTÉR F.: „Vörös márvány" műemléki kőanyagok eredetének kutatása
SZÓNOKY M.: Néhány dél-alföldi középkori templom és kolostor faragott kőanyagának és tégláinak földtani vizsgálata és származása
Résztvevők száma: 250 fő

Június 8. ***Terepbejárás***

Tájékoztató a korszerű kőbányászati és kőfeldolgozó technológiákról, azok alkalmazásáról, látogatás a bányában, az üzemben.
Résztvevők száma: 20 fő

December 7. Évadzáró előadóülés

Kötetlen beszélgetés aktuális problémákról
Résztvevők száma: 17 fő

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a tőbletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani**, emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím	**g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt**
	h, Diszkusszió
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)	**i, Eredmények, következtetések**
c, Összefoglalás (angol abstract)	j, Köszönetnyilvánítás
d, Bevezetés, előzmények	**k, Hivatkozott irodalom**
e, Módszerek	l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
f, Adatbázis, adatkezelés	m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek *három fokozatnál nagyobbak*. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 133/1, 2002

Tartalom — Contents

PENTELÉNYI LÁSZLÓ, HAAS JÁNOS, PELIKÁN PÁL, PIROS OLGA: A Zempléni egység magyarországi részén feltárt triász képződmények újraértékelése – *Re-evaluation of Triassic formations in the Hungarian part of the Zemplén Unit* 1

MÁRTA POLGÁRI, MAGDA SZABÓ-DRUBINA, JAMES R. HEIN, ZOLTÁN SZABÓ: Analysis of an archive sample from the carbonatic manganese ore sequence, Eplény, Hungary – *Egy archív minta vizsgálata az eplényi mangánkarbonátos ércből* 21

MÁRTA POLGÁRI, MAGDA SZABÓ-DRUBINA, JAMES R. HEIN: Phosphogenesis in Jurassic black shale-hosted Mn-carbonate deposits, Úrkút and Eplény, Hungary: Investigation on archive sample drillcore Úrkút–136 – *Foszforitképződés a jura feketepala környezetű Mn-karbonát telepekben (Úrkút, Eplény, Magyarország): az Úrkút–136 mélyfúrás archív mintájának vizsgálata* 37

NÉDLI ZSUZSANNA, M. TÓTH TIVADAR: Késő-kréta alkáli bazalt vulkanizmus a Villányi-hegységben – *Late Cretaceous alkali basalt volcanism in the Villány Mts (SW Hungary)* 49

KOLLÁNYI KATALIN, BERNHARDT BARNABÁS, BÁLDINÉ BEKE MÁRIA, LANTOS MIKLÓS: Dunántúli eocén fúrások integrált sztratigráfiai vizsgálata – *An integrated stratigraphical examination of some Eocene boreholes of the Transdanubian Range* 69

GEIGER JÁNOS: A pannóniai Újfalui („törteli") Formációban levő Algyő-delta fejlődéstörténete – I. Az Algyő-delta alkörnyezeteinek 3-D modellezése – *Depositional history of the Pannonian Algyő-delta (Újfalu Formation). Part one: 3D modelling of the sub-environments of the Algyő-delta* 91

BURJÁN BALÁZS: Vízkiszökési szerkezetek a Kistarcsa környéki pliocén kavicsösszletben – *Water escape structures in the Pliocene gravel sediments nearby Kistarcsa, Hungary* .. 113

PÉTER RÓZSA, MIKLÓS KÁZMÉR, GÁBOR PAPP: Activities of volcanist and neptunist 'natural philosophers' and their observations in the Tokaj Mountains (NE Hungary) in the late 18th century (Johann Ehrenreich von FICHTEL, Robert TOWNSON, and Jens ESMARK) – *Vulkanista és neptunista természetbúvárok tevékenysége és tokaji-hegységi megfigyelései a XIII. század végén (Johann Ehrenreich von FICHTEL, Robert TOWNSON, és Jens ESMARK)* 125

RÉTHY KÁROLY: Emlékezés dr. Balogh Ernő (1882–1969) életére és munkásságára születése 120. évfordulóján – *In memory of the 120th anniversary of the birth of dr. Ernő Balogh (1882–1969)* 141

2002-ben jubilált tagtársaink: 147

Hírek, ismertetések: 149

Társulati ügyek: 151