

Földtani Közlöny

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 128. Nos. 2-3.



A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Budapest, 1998

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat
folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological
Society

Vol. 128. Nos. 2-3.

Budapest

ISSN 0015-542X

Felelős kiadó

BÉRCZI István
A Magyarhoni Földtani Társulat
elnöke

Főszerkesztő

CSÁSZÁR Géza

Technikai szerkesztők

PIROS Olga
KRIVÁNNÉ-HORVÁTH Ágnes

Szerkesztőbizottság

ÁRKAI Péter, DUDICH Endre, FODOR László,
GRESCHIK Gyula, KECSKEMÉTI Tibor,
MINDSZENTY Andrea, NÉMEDI VARGA Zoltán,
RADÓCZ Gyula, VÖRÖS Attila

E szám lektorai

B. ÁRGYELÁN Gizella, BÁLDI Tamás,
BARABÁS András, BUDAI Tamás, CSÁSZÁR Géza,
DULAI Alfréd, FRANYÓ Frigyes, GALÁCZ András,
HAAS János, JÁMBOR Áron, JUHÁSZ Györgyi,
KAISER Miklós, KÁZMÉR Miklós, MAROS Gyula,
PÁLFY József, SZABÓ Csaba, SZENTE István,
VICZIÁN István, VÖRÖS Attila

Támogatók

MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt.,
Budapest
Magyar Földtanért Alapítvány
Műszaki és Természettudományi Egyesületek
Szövetsége
Kőolajkutató Rt., Szolnok
Primagáz-Hungária Rt., Budapest
Rotary Fúrásai Rt., Nagykanizsa

A kéziratokat az alábbi
címpre kérjük küldeni

PIROS Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Editor-in-charge

István BÉRCZI
President of the Hungarian
Geological Society

Editor-in-chief

Géza CSÁSZÁR

Technical editors

Olga PIROS
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH

Editorial board

Péter ÁRKAI, Endre DUDICH, László FODOR,
Gyula GRESCHIK, Tibor KECSKEMÉTI,
Andrea MINDSZENTY, Zoltán NÉMEDI VARGA,
Gyula RADÓCZ, Attila VÖRÖS

Reviewers of this issue

Gizella B.-ÁRGYELÁN, Tamás BÁLDI,
András BARABÁS, Tamás BUDAI, Géza CSÁSZÁR,
Alfréd DULAI, Frigyes FRANYÓ, András GALÁCZ,
János HAAS, Áron JÁMBOR, Györgyi JUHÁSZ,
Miklós KAISER, Miklós KÁZMÉR, Gyula MAROS,
József PÁLFY, Csaba SZABÓ, István SZENTE, István
VICZIÁN, Attila VÖRÖS

Sponsors

MOL Hungarian Oil and Gas Co., Budapest
Foundation for the Geology of Hungary
Federation of Technical and Scientific Societies,
Hungary
Drilling Contractor and Service Co. Szolnok
Primagáz Hungária Industrial Co. Budapest
Rotary Drilling Co., Nagykanizsa

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS 1443 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).

Előszó

Jelen kötet a T 016 785 (jura) és a T 016 788 sz. (DANREG) OTKA projekt keretében, ezek pénzügyi támogatásával végzett kutatás eredményeit tárja az olvasó elé. A két témakör alapmegfogalmazásában és célkitűzéseit tekintve alapvetően különbözik egymástól. Az előbbi, "A Tethys jurán belüli kinyílása és bezáródása gerescei és pilisi (hátsági és medence kifejlődés) szelvények példáján" c. projekt keretében született tanulmányok közül ez a füzet 10, főként a gerescei jura rétegsorok őslénytani, rétegtani, szedimentológiai és paleogeográfiai vizsgálata során született eredményekről ad számot, miközben felhasználja nem csupán a Pelso egység területén már korábban akkumulált ismereteket, hanem egyúttal kapcsolatot keres az alpi régió rokon kifejlődésű rétegsoraival is. Kiemelten szerepelnek az anyagban az ugyancsak a projekt keretében végzett észak-karavankai szelvények előzetes – főként terepi – vizsgálatának eredményei is.

A kötet második részében a "Duna-menti osztrák-szlovák-magyar geológiai információs rendszer kiépítése alkalmazottföldtani feladatok megoldása céljából" című projekthez tartozó itt közölt cikkek száma 5. Ezek az oligocén és késő-eocén üledékképződési viszonyokkal, a Duna teraszoknak a nehézásvány eloszlásra épülő korrelációs lehetőségével, a kvarter szerkezetfejlődéssel és a térség geotermikus potenciáljával foglalkoznak. A projekthez tartozóan térkép-sorozat (felszíni földtani, kvarter litogenetikai és vastagság, pannon vastagság és litofációs, prekainozoos, neotektonikai, tektonikai, mérnökgeológiai, hidrogeológiai, geotermikus és környezetveszélyeztetettség) is készült. Az 1:100 000-es, illetve 1:200 000-es méretarányú térképek nagyobbik felének nyomdai közreadást célzó térinformatikai jellegű előkészítése folyamatban van, míg a térképek összesített magyarázójának nyomdai közreadása a térképek kiadását követően, 1999-ben várható. A nyomdai közreadás lehetőségét az osztrák Tudományos és Közlekedési Minisztériumnál elnyert pályázat biztosítja.

Az eredeti elképzelés szerint a kötet a korábban megjelent cikkektől és a közeljövőben megjelentetendő térképektől eltekintve össze kívánta foglalni a két OTKA projekt keretében végzett kutatás teljes spektrumát, de, amint az lenni szokott, most is vannak félben maradt munkák, amelyek csak egy-két év múlva érik el a publikáció-érettséget. Ezek sorából is ki kell emelni a gerescei krokodil lelőhelyén folyamatban lévő részletes gyűjtési, őslénytani és szedimentológiai vizsgálatokat, amelyek célja annak megismerése, hogy milyen módon került ez a közel s távoli környezetben egyetlen jura tengeri krokodilus a mai Gerecse területére. Hasonló módon kimaradt a kötetből egyebek mellett a gerescei oligocén képződmények fációs és litogenetikai kapcsolatainak újraértelmezésével foglalkozó tanulmány is.

Paleogeográfiai és paleoökológiai következtetések egy késő-sinemuri gastropoda-fauna kapcsán (Hierlatzi Mészkö, Nagy-Teke-hegy, Gerecse,)

Palaeogeographical and palaeoecological conclusions in connection with a Late Sinemurian gastropod fauna (Hierlatz Limestone Formation, Nagy-Teke-hegy, Gerecse Mts., Hungary)

SZABÓ János¹

(1 ábra, 3 táblázat)

Tárgyszavak: Hierlatzi Mészkö, felső-sinemuri, Gastropoda, paleobiogeográfia, paleoökológia

Key words: Hierlatz Limestone, Upper Sinemurian, Gastropoda, palaeobiogeography, palaeoecology

Abstract

The richest Late Sinemurian gastropod fauna of the Transdanubian Central Range were collected from Nagy-Teke-hegy (46 species, 298 specimens). The enclosing rock belongs to the Hierlatz Limestone Formation which has developed here as infilling of a wide (~ 10 m) and long (at least 100 m) fissure in the Upper Triassic Dachstein Limestone. From the composition of the gastropod fauna (Table 1, preliminary list), important palaeoecological and palaeogeographical information about the Gerecse Mts. can be formulated. A detailed systematic treatment of this gastropod fauna is in progress at the present time.

As Table 1 and Fig. 1 show, a major part of the Nagy-Teke-hegy fauna consists of microfagous herbivore gastropod species of high abundance and diversity (Trochoidea, Procerithiidae, ?Zygopleuridae, ?Pseudomelaniidae, Neritopsidae, Eucyclidae, ?Discohellicidae). The last two groups were predominantly bathyal and lived on unconsolidated sediments, but the others were indicative of an infralittoral bottom.

The high density and diversity of the Trochoidea suggest predominance of a flat, rocky, infralittoral sea-floor with benthic alga vegetation beside other food sources (e.g. plant detritus from the plankton and the bacteria/fungi film on the surface of the bottom). These algae must have been soft-bodied (encrusted) forms because the radula of trochoideans are only suitable for grazing soft substances. Based on the occurrence of an early rissoinid specimen, the possible presence of larger alga(e) cannot be excluded from the inferable vegetation.

At the same time, most of the cooccurring caenogastropods (Procerithiidae, Zygopleuridae, Coelostylinidae, Pseudomelaniidae) indicate the presence of some spots of soft substrate in the infralittoral zone. With regard to the basis of the low diversity and density of these latter gastropods, the area of the muddy bottom can be assumed to be much smaller than that of the rocky surface.

¹ Magyar Természettudományi Múzeum, Föld- és Őslénytár, 1431 Budapest, Pf 137.

Pseudomelania, according to reconstruction of its biotope, lived as a semi-infaunal filter feeder at a depth where the water was temporarily of high energy. This must have been above the base of the storm waves: in fact, several tens of metres. The amount of light for the photosynthesis of the food-plants of trochoideans is also provided at such a depth. (Pseudomelaniids are abundant and diverse in reefal and shallow water carbonate platform facies.)

The members of the two main bathyal groups (?Discoheliciidae, Eucycliidae) probably lived around the elevated bottom part, at the sediment accumulation level. This must have been within the fissure or near it if it had opened into the bathyal region.

In their areas, extant relatives of the pleurotomariids are prominent elements of such communities, living on vertical rock walls. The unusual frequency of *Pleurotomaria* in the Nagy-Teke-hegy fauna could be a consequence of large, vertical or steep rock surface(s) delimiting the elevated area and/or forming the walls of the fissure in the Dachstein Limestone.

There is only a small similarity between the Nagy-Teke-hegy and other contemporaneous gastropod fauna of the Transdanubian Central Range (Table III). Probably, the composition of the gastropod fauna was more controlled by the palaeoenvironment than the lithology. This is suggested by the distribution characteristics of cosmopolitan taxa. They were able to bypass the local and regional barriers, because they are present in broad Tethyan and sometimes also in European epicontinental areas. However, within the Transdanubian Central Range they are not present in all localities, even in cases when the lithofacies seem to be the same. Most of the forms in common belong to the bathyal group (e.g.: *Discohelix orbis* and *Eucyclus alpinus*).

Some of the faunal differences is caused by local palaeogeographical factors. The deep basins are barriers for the shallow water gastropods without or with only a short planctonic larval period. Almost all of the localities which bear a fauna from elevated areas ("seamounts") have locally endemic taxa, like most of the "*Proconulus*" species, numbered in Table I.

Most of the fauna from Nagy-Teke-hegy are similar to that of the locality-type of the Hierlatz Limestone (Hierlatz-Gruppe, Hallstatt, Northern Calcareous Alps). Fifty per cent of the species have, common characteristics to both localities which suggest similarity of the palaeoecological circumstances and probably a close paleogeographical connection, too. The similarity to Hierlatz is much higher than to any fauna of the Transdanubian Central Range. However, the palaeogeographical unity of the latter region is suggested by the presence of species (e.g.: *Riselloidea noszkyi*), endemic to this area.

The amount of Late Sinemurian gastropod data from other Tethyan regions is insufficient to analyse the faunal relations with them. Considering the Nagy Teke-hegy fauna, there are only 4 species which have also been found in the epicontinental European faunas, but the occurrence of these took place later.

Manuscript received: 04. 05. 1998

Összefoglalás

A Nagy-Teke-hegy felső-sinemuri hasadékkitöltő Hierlatzi Mészkövéből gazdag – 46 fajból álló – gastropoda-fauna került elő. Az előzetes rendszertani feldolgozás alapján is megállapítható, hogy az eddig megismert egyidős dunántúli-középhegységi faunák közül ez tartalmazza a legtöbb közös elemet a hierlatzi típuslelőhely faunájával. A rendszertani összetétel és a fajok paleobiogeográfiai jellemzői alapján a paleoökológiai viszonyok hasonlósága mellett szoros késő-sinemuri területi kapcsolat is valószínűsíthető a Gerecse és az Északi Mészkölpok között. A bakonyi faunákhoz való hasonlóság lényegesen alacsonyabb, de a Dunántúli-középhegységre jellemző fajok jelenléte a területi összetartozást jelzi. Ezen a területen belül a faunák szembetűnően nagy különbségeit a paleoökológiai viszonyok változatossága és a helyi paleogeográfiai

barrierék idézték elő. A fauna alapján a lelőhely környékének paleoökológiai viszonyai is felvázolhatók.

Bevezető

A Nagy-Teke-hegyről került elő az egész Dunántúli-középhegység ezideig legnagyobb faj- és példányszámú felső-sinemuri gastropoda-faunája, amely már az előzetes rendszertani feldolgozás szintjén is fontos információkkal szolgál mind a térség paleoökológiai viszonyaira mind, pedig paleo(bio)geográfiai kapcsolataira vonatkozóan. Az alábbiakban ezeket az információkat fogom közreadni.

A fauna rendszertani feldolgozása része a T 022164 számú OTKA által támogatott kutatásnak [A Hierlatzi Mészkö Formáció (É-Mészköalpok, Dunántúli-középhegység) gastropoda-faunájának újravizsgálata]. Az itt közzétett (előzetes) faunalista még tükrözi a fennálló taxonomiai problémák többségét. E problémák későbbi megoldása várhatóan nem, vagy csak kis mértékben módosítja mostani következtéseimet.

Az alábbiakban a nagy-teke-hegyi gastropoda-fauna összetétele alapján levonható paleo(bio)geográfiai és paleoökológiai következtetésekkel a T 16785-ös számú OTKA pályázat célkitűzéseinek megvalósításához kívánok hozzájárulni [A Tethys jurán belüli kinyílása és bezáródása gerecei és pilisi (hátsági és medence kifejlődésű) szelvények példáján]. A cikkel elsősorban adatokat kívánok szolgáltatni.

Munkámban támaszkodom a Dunántúli-középhegység más területein (Bakony; SZABÓ 1979, 1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1995) és a mediterrán jura Magyarországon kívüli (CONTI & SZABÓ 1987, 1988, 1989; INESTA et al. 1990; SZABÓ et al. 1994; MONARI et al. 1996) gastropoda-anyagainak vizsgálatával szerzett tapasztalataimra is. A publikációk mellett személyesen tanulmányoztam a mediterrán és az epikontinentális jura originálisok nagy részét, valamint a legfontosabb tethys-i lelőhelyek földtani felépítését és környezetét. A palaeobiogeográfiai információk forrásai a fenti munkák, illetve az azokban hivatkozott irodalom. A nem saját megfigyelésekre támaszkodó paleoökológiai következtetésekre alapot adó irodalomról kandidátusi értekezésem (SZABÓ 1990) nyújt részletesebb tájékoztatást.

A lelőhely és faunája

A gastropodákat szolgáltató feltárást KONDA József létesítette az 1980-as évek második felében Tardos közelében, a Süttő felé vezető út mellett elhelyezkedő Nagy-Teke-hegy tetején. Klasszikus lelőhelynek tekinthető, bár kérdéses, hogy a HOFMANN K. (1884) térképezési jelentésében már említett *Discohelix orbist* is tartalmazó alsó-liász fauna ugyanebből a feltárásból került-e elő. A Magyar Földtani Múzeumban VIGH Gy. és VIGH G. gyűjtéséből származó teke-hegyi –

csaknem kizárólag brachiopodák tömegéből álló – anyagok több lehetséges gyűjtési pontra és az anyaközet több változatára utalnak.

Az alábbi gastropoda-fauna világozzsürke alapszínű, fehér kalcit és barna mikritfoltos, rétegzetlen, tipikus hierlatzi fáciesű mészkőből került elő. A "tipikus Hierlatzi Mészkő" definíciója ugyan jelenleg éppen revízió alatt áll, de az bizonyos, hogy a névadó lelőhelyen az egyik nagy tömegű kőzetfajta megjelenésében rendkívül közel áll a nagy-teke-hegyihez. A hasonlóságot a lelőhelyek földtani felépítésében mutatkozó közös vonások tovább erősítik: a Nagy-Teke-hegyen – ahogy a típuslelőhelyen is – a Hierlatzi Mészkő a Dachsteini Mészkő széles, vertikális hasadékaiban rakódott le. A hasadék csapása: ÉK–DNY, a gyűjtési ponttól kb. 100 m távolságra árkolás igazolta a jelenlétét a hegytető másik (DNY-i) peremén is, teljes hosszúsága ismeretlen. A hasadék felnyílásának több fázisa különíthető el, ezek időbeli sorrendje azonban még tisztázásra vár. A gazdag gastropoda faunát tartalmazó Hierlatzi Mészkő változat mellett különböző mértékben mikrites crinoideás, és brachiopodás mészkövek (helyenként "brachiopodit") adják a hasadékkitöltés nagyobb részét. Eddig csak a hasadék falával többé-kevésbé párhuzamos litofácies-váltásokat sikerült megfigyelni a feltárásban.

Változatos makrofaunát a "tipikus" Hierlatzi Mészkő tartalmazott. Cephalopodái (főként ammonitesek, és feltűnően sok *Atractites*) mellett közepes és elsősorban kis méretű csigák, brachiopodák, valamint kagylók alkotják a makrofaunát a legnagyobb tömeget kitevő, azonosíthatatlan echinodermata és puhatestű váztörmelék mellett. Az echinodermaták körében gyakoriak az egy-két cm átmérőjű tengerisün átmetszetek és a néhány cm hosszúságú, vaskos tüskék is.

A rétegtani vizsgálat céljára horizontális felületek szerinti bontásban történt a gyűjtés (ily módon 6 "réteg" volt elkülöníthető). A kőzet biosztratigráfiai besorolását GÉCZY (1986) végezte el ammonitesek alapján; valamennyi "réteg" az *Oxynotoceras oxynotum* Zónába tartozik. Előkerült két *Cruciloboceras?* példány is, ennek alapján GÉCZY a legfiatalabb – az *Oxynotum* – szubzónába sorolta az anyakövetet.

A gastropodák ugyanezekből a "réteg"-ekből származnak, a gyűjtés során a kifejlett darabokon a "tipikus" Hierlatzi Mészkő hasadékait kitöltő jura kőzetanyag és ősmaradvány is előkerült.

A Hierlatzi Mészkő típuslelőhelyén ezideig ugyancsak ezt a zónát sikerült ammonites ek segítségével igazolni (ott fiatalabb hasadékok jelenléte is bizonyos, de azok kitöltése még tágabb értelmezésben sem tekinthető Hierlatzi Mészkőnek).

A gastropoda-fauna összetételét az *I. táblázat* mutatja be.

A Nagy-Tekehegy késő-sinemuri gastropoda-faunájának rendszertani összetétele (előzetes);
a fajok mellett a példányszámokkal

*Preliminary list of the Late Sinemurian gastropod fauna from Nagy-Teke-hegy;
species with specimen numbers.*

I. táblázat - Table I

<i>Discohelicidae?</i>		Ataphridae spp.	9
Discohelicidae?		Lewisella? cf. laeviusculus (Stoliczka, 1861)	1
Discohelix orbis (Reuss, 1852)	27	?Crosostoma macrostoma (Stoliczka, 1861)	1
Discohelix cf. excavata (Reuss, 1852)	5		
Pentagonodiscus reussii (Hörnes, 1853)	3	Eucycloidea	
		Eucyclidae	
Pleurotomarioidea		Eucyclus alpinus Stoliczka, 1861	10
Pleurotomariidae		Eucyclus (Eucyclus) sp.	3
Pleurotomaria hierlatzensis Hörnes, 1853	49	Eucyclus (Urkuticyclus) sp.	1
Anodomaria sp.	1	Eucyclomphalus hierlatzensis von Ammon, 1892	3
Pleurotomariidae gen. sp.	1	Eucyclomphalus? sp.	1
		Riselloidea cf. noszkyi Szabó, 1995	2
fam. n. 1. („bathrotomariform“)			
"Sisenna" cf. turrita (Eudes-Deslongchamps 1848)	4	Meritoidea	
Bathrotomaria aff. subreticulata (d'Orbigny, 1852)	1	Neritopsidae	
Laevitomaria? sp.	1	Neritopsis elegantissima Hörnes, 1853	4
fam. n. 2. („pyrgotrochiform“)		Craspedostomatoidea	
Pyrgotrochus sp.	1	Craspedostomatiidae	
		Ventricaria sp.	1
Trochoidea			
Trochidae		Subulitoidea	
Anticonulus lateumbilicatus (d'Orbigny, 1852)	8	Pseudomelaniidae	
Proconulus aff. avernus (Stoliczka, 1861)	5	?Pseudomelania turbinata (Stoliczka, 1861)	2
Proconulus scherinus (Gemellaro, 1974)	6		
"Proconulus" carinifer (Hörnes, 1853)	20	Loxonematoidea	
"Proconulus" granuliferus (Stoliczka, 1861)	22	Coelostylinidae	
"Proconulus" torosus (Stoliczka, 1861)	3	Telleria ? cf. haidingeri (Stoliczka, 1861)	3
"Proconulus" cf. simonyi (Hörnes, 1853)	3		
"Proconulus" aff. ganuliferus (Stoliczka, 1861)	1	Zygopleuridae	
"Proconulus" sp.1.	7	Katosira suevii (Stoliczka, 1861)	3
"Proconulus" sp.2.	10		
"Proconulus" sp.3.	3	Cerithioidea	
"Proconulus" sp.4.	4	Procerithiidae	
"Proconulus" sp.5.	3	Procerithiidae? gen. sp.	1
"Proconulus" sp.6.	4	Cerithinella? cf. striata (Hörnes, 1853)	5
"Proconulus" sp.7.	8	Cerithinella? aff. striata (Hörnes, 1853)	1
"Epiotrochus" (s)sp.	34		
Calliostomatinae n.g. n.sp.	3	Rissoidea	
		Rissoinidae	
Ataphridae		Rissoinidae gen. sp.	1
?Ataphrus latilabrus (Stoliczka, 1861)	5	a fauna fajszáma - number of species:	46
Ataphrus? spp.	2	a fauna példányszáma - number of specimens	298

Paleobiogeográfia, paleogeográfia

A ma élő tengeri gastropodák elterjedését az ökológiai és a geográfiai tényezők egyaránt igen erősen befolyásolják. Gyakorlatilag csak az elegendő hosszúságú planktonikus lárvállapot teszi lehetővé mindkét típusú elterjedési akadály áthidalását. A planktonikus stádium tartama rendkívül sokféle a csoporton belül, a hiánytól az egy hónapot is meghaladó hosszúságig változik. Ennek megfelelően az elterjedési típusok változatossága is magas, a szűk endemizmustól a széles, több faunaprovinciát magába foglaló areáig. A mai megfigyelések szerint az endemizmusra való hajlam – más csoportokkal összevetve – a tengeri csigák esetében magas (lényegesen magasabb, mint pl. a kagylók körében).

A tapasztalatok azt bizonyítják, hogy a biogeográfiai elterjedési képességbeli változatosság a jura időszak során is hasonló volt. Ennek következtében az area méretek széles skálája alakult ki akkor is.

A nagy-teke-hegyi faunában (ahogy általában a Dunántúli-középhegység más jura gastropoda-faunáiban is) az alábbi area-méret csoportok különíthetők el:

1. egy-egy lelőhelyre, vagy közeli lelőhelycsoportra korlátozódó előfordulás – pl.: az I. táblázatban "*Proconulus*" sp.-ként felsorolt fajok, amelyek eddig csak a Nagy-Teke-hegyről ismertek és valószínűleg újak a tudomány számára;
2. a Dunántúli-középhegységre jellemző - pl. *Riselloidea noszkyi* SZABÓ;
3. a Hierlatzi Mészköre jellemző, tehát dunántúli-középhegységi és Északi mészkőalpi areájú - pl.: *Neritopsis elegantissima* HÖRNES
4. az Alpi-(gastropoda)-szubprovinciában (SZABÓ 1988, 1994) – a Mediterrán-faunaprovincia elsősorban pelágikus fáciesekkel jellemezhető részében - előforduló – pl.: *Discohelix orbis* (REUSS), *Eucyclomphalus hierlatzensis* (von AMMON)

5. az előbbi terület mellett még a Ny-európai epikontinentális tengerekben is megtalálható, pl. *Anticonulus lateumbilicatus* (d'ORBIGNY), "*Sisenna*" *turrita* (EUDES-DESLONGCHAMPS)

A fenti csoportok alapján levonható ősföldrajzi következtetések:

1. A paleotopográfia-történeti rekonstrukciók szerint (GALÁCS & VÖRÖS 1972; GALÁCS et al. 1985) a Dunántúli-középhegység késő-triász-kora-jura karbonát-platformja a hettangi korszakot követően erősen tagolódott. A sinemuri idejére már medencék és tenger alatti magaslatok rendszere jött létre, amit igazol a lokális előfordulású felső-sinemuri csigák csoportjának léte is. Ebbe tartoznak a kisebb vízmélységben található élethelyekhez alkalmazkodott, rövid pelágikus periódusú, vagy még azzal sem rendelkező formák. Evolúciójuk a fenti folyamattal párhuzamosan egy-egy tengeralatti magaslaton endemikus fajok kialakulásához vezetett. A környező medenceterületek számukra áthághatatlan akadályt képeztek.

2. A több lelőhelyről ismert, de a Dunántúli-középhegységben endemikus fajok léte az olyan típusú ősföldrajzi elképzeléseket erősíti, amelyek szerint a térség már ebben az időszakban (? tenger alatti hegységként) elkülönült a környező területektől (pl. CHANNEL & HORVÁTH 1976). Itt a környező, mélyebb bathialis – ?abisszikus tengeraljzat képezte a barriert. Amellett, hogy ez a területi

A gastropoda fajok és példányok száma a Dunántúli-középhegység késő-sinemuri tenger alatti magaslatainak faunáiban (A), illetve a közös fajok száma a faunapárokból (B). (Rövidítve: Kisnyerges-árok, Nagy-Teke-hegy, Felső-Látó-hegy)

Species and specimen numbers in gastropod faunas of localities, connected to Late Sinemurian elevations of the sea floor in the Transdanubian Central Range (A) and number of common species in each faunal pairs (B). Shortened locality names: Kisnyerges-árok, Nagy-Teke-hegy, Felső-Látó-hegy)

A

II. táblázat - Table II

	Úrkút	Sümeg	Szentgál	Kisnyerges	Kőrös-hegy	Nagy-Teke	Felső-Látó
species	29	21	8	5	14	46	5
specimens	91	64	20	6	58	298	7

B

	Úrkút	Sümeg	Szentgál	Kisnyerges	Kőrös-hegy	Nagy-Teke	Felső-Látó
Úrkút							
Sümeg	5						
Szentgál	3	2					
Kisnyerges	2	1	2				
Kőrös-hegy	2	2	1	0			
Nagy-Teke	8	7	3	2	3		
Felső-Látó	2	0	0	0	0	2	

A közös fajok aránya (%) a Dunántúli-középhegység késő-sinemuri tenger alatti magaslatainak gastropoda-faunáiban. Az értékek a bal oldali oszlopban felsorolt lelőhelyek faunáiban betöltött szerepet mutatják. *Aláhúzva*: a 100-szoros Simpson féle hasonlósági koefficiensek, amelyek a faunapár nagyobb példányszámú tagjához való hasonlóságot jelzik. (Rövidítések: ld. II. tábla)

Ratio (%) of the species in common in faunal pairs of Transdanubian Central Range localities connected to Late Sinemurian submarine elevations of the sea floor. The numbers show the ratio within the fauna of the locality in the left column. Underlined: $\times 100$ Simpson coefficients, showing similarity to the fauna of larger species number in each fauna-pairs. (Shortened names: see Table II)

III. táblázat - Table III

	Úrkút	Sümeg	Szentgál	Kisnyerges	Kőrös-hegy	Nagy-Teke	Felső-Látó
Úrkút		17,9	10,7	7,1	7,1	<u>28,6</u>	7,1
Sümeg	23,8		9,5	4,8	9,5	<u>33,3</u>	0
Szentgál	<u>37,5</u>	<u>25</u>		25	12,5	<u>37,5</u>	0
Kisnyerges	<u>40</u>	<u>20</u>	<u>40</u>		0	<u>40</u>	0
Kőrös-hegy	<u>14,3</u>	<u>14,3</u>	<u>7,1</u>	0		<u>21,4</u>	0
Nagy-Teke	17,4	15,2	6,5	4,3	6,5		4,3
Felső-Látó	<u>40</u>	0	0	0	0	<u>40</u>	

egység valószínűsíthető, ezen belül az egyidős gastropoda-faunának egymáshoz való hasonlósága feltűnően alacsony (azaz a változatosság magas, ld. III. táblázat). A hasonlóság pedig egy szűk, mindössze néhány fajból álló csoport csaknem általános jelenlétének köszönhető. A csoport tagjai többségükben a mélyvízi formák közé tartoznak.

3. A hierlatzi mészkő fácies előfordulásaiival egybeeső area legvalószínűbben az Északi Mészkőalpok és a Dunántúli-középhegység területeinek kora-liász közelségét és egyben a paleoökológiai viszonyok hasonlóságát jelzi. A távolság akkora, hogy az a közepes elterjedési képességű fajok egy része számára áthidalható. Az a tény, hogy a Nagy-Teke-hegy felső-sinemuri gastropodái között találjuk a legtöbb közös fajt a hierlatzi faunákkal, azt a következtetést sugallja, hogy a Dunántúli-középhegységből a Gerecse állott a legszorosabb kapcsolatban azokkal a mediterrán területekkel, amelyek ma az Északi Mészkőalpokban találhatóak. A nagyobb mértékű hasonlóság jelentheti a paleoökológiai körülmények nagyobb hasonlóságát is, de a legvalószínűbb a két tényező csoport együttes hatása.

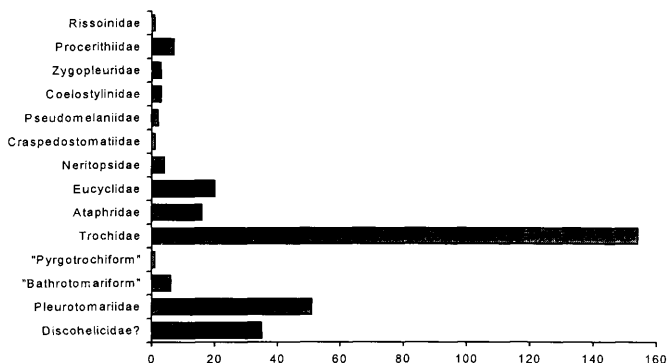
4. Az Alpi-szubprovinciát jellemző gastropodák közül a legtöbb lelőhelyről ismertek a mélyvízi fajok (pl. *Discohelix orbis*, *Eucyclus alpinus*). A csoport tagjai a Hierlatzi Mészkő képződési területein kívül majdnem kizárólag pliensbachi kőzetekből kerültek elő, a legidősebb megbízhatóan datált előfordulások is csak Raricostatum Zóna-beliék (EK-Atlasz; BOURROUILH 1966). Nem eléggé pontos (alsó-középső-liász) néhány e csoportba sorolható faj dél-alpi (Saltrio, PARONA 1894) előfordulásának datálása. A rendelkezésre álló adatok szerint tehát az a valószínű, hogy a Hierlatzi Mészkő képződési területe volt az Alpi-(gastropoda)-szubprovincia evolúciós centruma.

5. Az alpi-európai és a csak alpi elterjedési csoportnak a kisebb vízmélységben élt tagjai egy-két lelőhelyen fordulnak elő a Dunántúli-középhegység késő-sinemuri magaslatokhoz kötődő faunában. Ez a tény azt jelzi, hogy e faunák fent említett összetételbeli különbségei nemcsak a helyi paleogeográfiai okokra vezethetők vissza, mert ennek a csoportnak a tagjai bizonyosan rendelkeztek a lokális barrierek áthidalásának képességével. A lelőhelyek környékének paleoökológiai körülményeiben is jelentős különbségeknek kellett lennie.

Paleoökológia

A Nagy-Teke-hegy gastropoda-faunájának összetétele hűen tükrözi az élet-helyek fontosabb ökoszisztémái jellemzőit is. A példányoknak a családok (= ökológiai főcsoportok) közötti megoszlását mutatja be az 1. ábra. A diagramból kiolvasható fontosabb következtetések az alábbiak.

A faunában a legfontosabb szerepet a Trochoidea főcsalád (elsősorban a Trochidae, kis részben az Ataphridae) játsza. A főcsalád tagjai – hasonlóan mai környezeti igényeikhez – a korábbi tengerekben is túlnyomó részben az árapály-öv alatti, állandóan vízzel borított, lapos, sziklás tengerfenéken éltek. Élet-helyeikre jellemző a lassú szedimentáció és a növényi eredetű táplálék jelenléte. Az élelemforrás elsősorban finomszemű növényi törmelék, amely planktonikus származású is lehet, de fontos a szerepe a lágy fonalú algabevonatoknak és az alga/baktérium/gomba filmnek a víz/aljzat határon. A bevonat-legelők kivételesen lágytestű bekérgező állatok elfogyasztására is specializálódhatnak. A kiemelkedő példányszám mellett a Trochoidea fajszáma – sokfélesége – is a



1. ábra. A példányok megoszlása a családok, a (paleo)ökológiai nagycsoportok között a Nagy-Teke-hegy gastropoda faunájában

Fig. 1 Specimen numbers of the families, used as (palaeo)ecological index groups, in the gastropod fauna of the Nagy-Teke-hegy

legmagasabb a nagy-teke-hegyi faunában. Mindezekből a lelőhely anyagának lehordási területén jelentős kiterjedésű, lapos, sziklás, infralitorális aljzatrész jelenléte lehet következtetni. A fajok nagy száma a táplálékforrások sokféleségére és/vagy az aljzat mélységbeli tagoltságára utal. A jelzett környezet jól megfeleltethető egy "seamount" többé-kevésbé lapos tetejének.

Ezen a "seamount" tetőn kis foltokban laza üledék (iszap) is előfordult (Procerithiidae, Pseudomelaniidae, Zygopleuridae, Coelostylinidae). A Procerithiidae ma élő, közeli rokonai (Cerithiidae) ugyan előfordulnak algával bevont sziklás aljzaton is (BANDEL 1987) – ami nem zárható ki esetünkben sem – de a *Pseudomelania* dominanciáját FÜRSICH (1977) időnként nagy energiájú, iszapos szubsztrátumon figyelte meg. A Nagy-Teke-hegyen talált néhány példány tehát olyan iszapos aljzatrészt jelezhet, amelyet időnként a viharhullámzás elért.

A Rissoinidae egyetlen megtalált példánya – túl azon, hogy a család egyik legkorábbi előfordulása, tehát fontos törzsfajlódási információt hordoz – közvetett bizonyíték a táplálékul és gyakran aljzatul szolgáló nagy termetű alga jelenléte. Nem zárható ki, hogy ez az alga valahonnan ide sodródott és magával hozta a rajta lakó faunaelemeket is. Fontos megemlíteni azonban, hogy allochtoniát feltételezve nincs semmiféle adat a lehetséges eredeti élőhelyről. A család előfordulásai még később is, hosszú ideig (toarci, középső-jura) csak a pelágikus mediterrán (magaslati) fáciesekből ismetek (CONTI & FISCHER 1983, 1984). Ennek alapján az látszik valószínűbbnek, hogy a tápláléknövények – és elfogyasztóik – autochtonok az Alpi-gastropoda-szubprovinciában, azaz a pelágikus fáciesekkel jellemezhető mediterrán területeken.

Az Eucyclidae és a Discohelicidae? képviselői batiális, nem konszolidálódott üledékkal borított aljzatot jeleznek. A faunában betöltött jelentős szerepükből arra lehet következtetni, hogy a Hierlatzi Mészkövet tartalmazó hasadék batiális tengerfenéken nyílt fel, vagy a hasadékon belül a felhalmozódás szintje ebben a mélységtartományban volt. Valószínűleg hasonló minőségű aljzaton élt a "pyrgotrochiform" és a "bathrotomariform" csoport, de élethelyeik a mélyebb infralitorális, vagy szublitorális régióban is lehettek (mindenképpen a mozgott vízréteg alatt).

A második legnagyobb példányszámú család a Pleurotomariidae. A valószínű táplálék a sziklás aljzatot bekérgező, lágy testű állatokból állhatott (Hydrozoa, szivacsok). A ma is élő rokonok – amelyek újabb vizsgálatok szerint valószínűleg távoliak és más családba is tartoznak – areájukban jellemzőek a viharhullámzás alatti vertikális sziklafalak közösségeiben.

Következtetések

A Nagy-Teke-hegy késő-sinemuri gastropoda-faunája egy tenger alatti magaslaton és annak közvetlen környékén élt. A Trochoidea nagy gyakorisága és változatossága lapos, vagy enyhén tagolt sziklás "fennsíkot" jelez. A caenogastropodák többsége (Procerithiidae, Zygopleuridae, Coelostylinidae, Pseudomelaniidae) iszapos folt(ok) jelenlétét is bizonyítja, de a ritkaságból következően ennek kiterjedése kicsi.

A Pseudomelaniidae előfordulása időnként erősen mozgott vízre (viharhullámzás, néhány tíz méteres vízmélység) utal.

A herbivorák sokféleségéből és gyakoriságából bentonikus algák jelenléte is következik a primer producerek körében a planktonból származó növényi táplálék mellett. Az algák közül elsősorban lágytestű bevonatképzőkkel kell számolni, amelyeket a Trochoidea tagjai képesek lehámozni. A Rissoinidae egy fajának jelenléte miatt azonban a jelentősebb méretű növények előfordulása sem zárható ki. A valószínűsíthető vegetáció fényigénye a Pseudomelaniidae által is jelzett néhány tíz méteres vízmélység mellett még biztosított.

A viszonylag kis mélységben elhelyezkedő "seamount"-tetőt jelző gastropodák mellett a gyakoriságot tekintve számottevő a főként batiális biotopokban élők csoportja (Eucyclidae, Discohelicidae?). Ugyanezek a gastropodák konszolidálatlan üledékkal borított aljzatot is jeleznek. Valószínűleg a "hegylábi" üledékfelhalmozódás helyén – a hasadékon, vagy annak közvetlen környékén – éltek. Az állítás utóbbi része inkább érvényes az Eucyclidae tagjaira, amelyek az aktualisztikus adatok – és a Dunántúli-középhegység más területein szerzett tapasztalatok szerint is – az iszapos aljzatot részesítették előnyben.

További – nemcsak őslénytani – vizsgálatok szükségesek a magaslat teteje és lába közti batimetriai különbség közelebbi meghatározásához.

A fenti két mélységtartomány közötti élethelyekről származhatnak a Pleurotomariidae példányai. Gyakoriságuk a vizsgált nagy-teke-hegyi lelőhelyen meredek letérés közelségével ("seamount"-oldal?, hasadékfal?) hozható összefüggésbe.

A Nagy-Teke-hegy és a Dunántúli-középhegység más lelőhelyeinek egyidős gastropoda-faunái közt kicsi a hasonlóság még litofácies-azonosság (-hasonlóság) esetén is. A gastropoda-faunák arculata a paleoökológiai viszonyok több részletét látszik visszatükrözni, mint a litológia.

A faunában a jelentős hányadot kitevő lokális fajok mellett megtaláljuk a Dunántúli-középhegységre jellemző fajokat. Ez utóbbiak a térség sinemuri területi önállóságát látszanak alátámasztani. Egyértelmű az Északi Mészköalpokkal (a Hierlatzi Mészkö kifejlődési területével) való szoros területi kapcsolat a paleoökológiai viszonyok hasonlósága mellett. A Nagy-Teke-hegy gastropodái közt sokkal magasabb a közös elemek aránya a Hierlatz-Csoport (Feuerkogel) faunájával (50%), mint a Dunántúli-középhegységen belül bármelyik lelőhellyel történő összevetésben (ld. III. táblázat).

A Mediterrán-faunaprovincia más területeivel való késő-sinemuri faunisztikai kapcsolatok jellegének kielégítő vizsgálata egyelőre nem végezhető el a gastropodák alapján a megbízható adatok kis száma miatt.

Köszönetnyilvánítás

E helyen is köszönetemet fejezem ki FÖZY Istvánnak, SZENTE Istvánnak és VÖRÖS Attilának, akik az anyag gyűjtésében a segítségemre voltak. Munkámat az OTKA által nyújtott anyagi támogatással (T 22164) végeztem.

Irodalom – References

- BANDEL, K. 1987: Hydroid, Amphineuran and Gastropod Zonation in the Littoral of the Caribbean Sea, Colombia. – *Senckenbergiana Marit.*, **19**, 1–129.
- BOURROUILH, L. 1966: Gastéropodes du Lias inférieur et moyen du domaine atlantique marocain. – *Not. Mém. Serv. Geol. Maroc*, **196**, 1–180
- CHANNEL, J.E.T., HORVÁTH, F. 1976: The African / Adrian Promontory as a peleoogeographical premise for Alpine Orogeny and Plate Movements in the Carpatho-Balkan Region. – *Tectonophysics*, **35**, 71–110.
- CONTI, M.A., FISCHER, J.-C. 1983: Revisione della fauna mesogiurassica di Acque Fredde (Lago di Garda) descritta da PARONA, 1894. – *Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona*, **9**, 489–522
- CONTI, M.A., FISCHER, J.-C. 1984: La fauna gasteropodes du jurassique moyen de Case Canepine (Umbria, Italy), systematique, paléobiogéographie, paléocologie. – *Geol. Rom.* **21**, 125–183
- CONTI, M.A., SZABÓ, J. 1987: Comparison of Bajocian gastropod faunas from the Bakony Mts. (Hungary) and Umbria (Italy). – *Annls. hist.-nat. Mus. natn. hung.*, **79**, 43–59.
- CONTI, M.A., SZABÓ, J. 1988: Bajocian gastropod faunas from Intratethyan Region. – *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa 1988, 855–868.
- CONTI, M.A., SZABÓ, J. 1989: A revision of the Jurassic gastropod fauna from Cape San Vigilio (S.-Alps, Italy), published by M. Vacek (1886). – *Fragm. Min. et Pal.*, **14**, 29–40.
- FÜRSICH, F.T. 1977: Corallian (Upper Jurassic) marine benthic associations from England and Normandy. – *Palaeontology*, **20**, 337–385
- GALÁ CZ, A., HORVÁTH, F., VÖRÖS, A. 1985: Sedimentary and structural evolution of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary): Plaeogeographical implications. – *Acta Geologica Hungarica*, **28**, 85–100.

- GALÁCZ A, VÖRÖS A. 1972: A bakony hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján (Jurassic history of the Bakony Mountains and interpretation of principal lithological phenomena.) – *Földtani Közlöny*, **102**, 122–135 (In Hungarian with English abstract).
- GÉCZY B. 1986: Jelentés a nyugat-gerecsei alsójura ammoniteszekekről – Kézirat, 10 p. Budapest, MÁFI Adattár
- HOFMANN, K. 1884: A Duna jobb partján, Szöny és Piszke közt foganatosított földtani részletes felvételekről. – *Magyar Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1883-ról*, 16–32.
- INESTA, M., SZABÓ, J., SZENTE, I. 1990: A Pliensbachian gastropod and bivalve fauna from the Mola Hill (Betic Cordilleras, Spain). – *Annl. hist.-nat. Mus. natn. hung.*, **92**, 19–23.
- MONARI, S., CONTI, M.A., SZABÓ, J. 1996: Evolutionary systematics of Jurassic Trochoidea: the family Colloniidae and the subfamily Proconulinae. – In: TAYLOR, J. (Ed.): *Origin and evolutionary radiation of the Mollusca*, Oxford University Press, 199–204.
- PARONA, C.F. 1894: I fossili del Lias inferiore di Saltrio in Lombardia. P. 2. Gasteropoda di Saltrio. – *Boll. Soc. Malac.*, **8**, 161–184.
- SZABÓ, J. 1979: Lower and Middle Jurassic Gastropods from the Bakony Mountains (Hungary). Part I. Euomphalidae (Archaeogastropoda). – *Annl. hist.-nat. Mus. natn. hung.*, **71**, 15–31.
- SZABÓ, J. 1980: Lower and Middle Jurassic Gastropods from the Bakony Mountains (Hungary). Part II. Pleurotomariacea and Fissurellacea (Archaeogastropoda). – *Annl. hist.-nat. Mus. natn. hung.*, **72**, 49–71.
- SZABÓ, J. 1981: Lower and Middle Jurassic Gastropods from the Bakony Mountains (Hungary). Part III. Patellacea and Trochacea (Archaeogastropoda). – *Annl. hist.-nat. Mus. natn. hung.*, **73**, 55–67.
- SZABÓ, J. 1982: Lower and Middle Jurassic Gastropods from the Bakony Mountains (Hungary). Part IV. Neritacea, Craspedostomatacea, Amberleyacea (Archaeogastropoda). – *Annl. hist.-nat. Mus. natn. hung.*, **74**, 17–33.
- SZABÓ, J., 1983: Lower and Middle Jurassic Gastropods from the Bakony Mountains (Hungary). Part V. Supplement to Archaeogastropoda; Caenogastropoda. – *Annl. hist.-nat. Mus. natn. hung.*, **75**, 27–46.
- SZABÓ, J. 1984: Two new archaeogastropod genera from the Tethyan Liassic. – *Annl. hist.-nat. Mus. natn. hung.*, **76**, 65–71.
- SZABÓ, J. 1988: Pliensbachian and Bajocian Gastropods. – In: M. RAKUS, J. DERCOURT, A.E.M. NAIRN (Eds.): Evolution of the northern margin of Tethys: the results of IGCP Project 198. – *Mém. Soc. Géol. Fr., [n.]*, **154/3**, 25–33.
- SZABÓ J. 1990: Paleoökológia, paleo(bio)geográfia, evolúció és sztratigráfia bakonyi jura gastropodák tükrében. – (kézirat, kandidátusi értekezés), 165 p. Budapest, Akadémiai Könyvtár
- SZABÓ, J. 1994: Tethyan Jurassic gastropod provinciality and some paleogeographical implications. – *Geobios, [M.]*, **17**, 615–621.
- SZABÓ, J. 1995: Eucyclidae (Eucyloidea, Gastropoda) as a Liassic palaeoecological index in the Transdanubian Central Range (Hungary) – *Hantkeniana*, **1**, 67–74, pl. 1.
- SZABÓ, J., CONTI, M.A., MONARI, S. 1994: Jurassic gastropods from Sicily; new data to the classification of Ataphridae (Trochoidea) – *Scripta Geologica, Special Issue 2*, 406–416.
- A kézirat beérkezett: 1998. 05. 04.*

Early Jurassic bivalves from the Gerecse Mts. and Tata (Hungary)

Kora-jura kagylók a Gerecséből és Tatáról

István SZENTE¹

(1 ábra, 2 tábla)

Abstract

Lower Jurassic rocks of the Gerecse Mts. have yielded bivalves representing deeper-water facies, characteristic of the peri-Mediterranean region. This study is based on material collected largely by previous researchers. Pteriomorphs are predominant in terms of both the number of taxa and in abundance. Representatives of the genus *Praechlamys* proved to be especially frequent. Suspension feeders constitute the only trophic group present. Free-lying or epibyssate bivalves form the dominant guild, followed by cemented ones. Infaunal forms occur scarcely. The only bivalve-dominated biofacies encountered are characterised by the mass occurrence of *Caenodiostis janus* (MENEHINI, 1854). Thirteen taxa, hitherto not recorded in Hungary or of other interest, are illustrated in two plates.

Manuscript received: 12. 06. 1998

Összefoglalás

A Gerecsében és a tati Kálvária-dombon felszínre bukkanó alsó-jura kőzetek kagylómaradványokat is tartalmaznak. Ezek a múltban kevés figyelmet kaptak, és jóformán csak faunalisták formájában dokumentálták előfordulásukat. A dolgozat célja a rendelkezésre álló, jórészt korábbi szerzők által gyűjtött anyag rendszertani szempontú áttekintése, valamint a Dunántúli-középhegységben eddig még nem ábrázolt formák, illetve más szempontból érdekes taxonok illusztrálása további paleoökológiai és paleobiogeográfiai tanulmányok megalapozása céljából.

A példányok majdnem kizárólag az alsó-jura mészkövekből (Hierlatzi és Pisznicei Mészke Formációk) kerültek elő, a toarci Kisgerecsei Márga Formáció a nagyarányú gyűjtés ellenére szinte egyáltalán nem szolgáltatott kagylómaradványokat. Az anyag jelentős részét a főként VIGH Gusztáv által a Nyugati-Gerecsében, a jura–kréta időszak "Gorba hátságának" (CSÁSZÁR 1995) megfelelő területen gyűjtött fauna alkotja, míg a hegység keleti részét, feltehetően a nagyarányú gyűjtőmunka hiányából fakadóan is, jóval kevesebb példány képviseli. A korábbi szerzők (HOFMANN 1884; KOCH 1909; KULCSÁR 1914; VIGH Gy. 1934, 1935; VIGH G. 1943, 1953, 1961, 1968) meghatározásainak legtöbbször a fellelt példányok alapján sikerült revidálni, illetve eddig nem említett taxonok dokumentálása is lehetővé vált. Bár az egyes területek és rétegtani szintek nyilvánvalóan eltérő mértékben és részletességgel kerültek megmintázásra, a fauna fél-quantitatív kiértékelése alapján magállapítható, hogy a kagylók körében mind példányszám, mind az előforduló taxonok száma tekintetében a Pteriomorphia alosztály képviselői dominálnak, a többi csoport szerepe alárendelt. Különösen gyakoriak a Pectinidae-k, főként a *Praechlamys* (ALLASINAZ 1972) nemzetségbe tartozó

¹ Department of Palaeontology, Eötvös University, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2, Hungary.
E-mail address: szente@ludens.elte.hu

formák. Csak szuszpenzióval táplálkozó alakok alkotják a kagyló-együttest, közülük is a szabadon heverők vagybyssussal rögzülők az uralkodóak. Egy kagylók által meghatározott biofácies is felismerhető, melyet a *Caenodiotis janus* (MENECHINI 1854) teknőinek tömeges felhalmozódása jellemez. Tizenhárom Magyarországról eddig nem ábrázolt, vagy más szempontból érdekes taxont két fotótáblán dokumentáltam.

Introduction

Marine Lower Jurassic rocks and fossils of the Gerecse Mts. and the Kálvária Hill of Tata have attracted interest since the last decades of the 19th century. However, the fossils have remained poorly documented if compared with those of the Bakony Mts., i. e. the other important area of Jurassic outcrops in the Transdanubian Central Range. In particular, Early Jurassic bivalves have seldom been figured in publications. The present paper attempts to rectify this and provide a basis for further palaeoecological and biogeographical studies. A detailed systematic treatment of Jurassic bivalves of the Transdanubian Central Range is in preparation.

Lower Jurassic sediments, stratigraphy and biofacies

In the isolated areas of the Gerecse Mts. and at Tata, Jurassic rocks overlie a thick formation of Upper Triassic peritidal carbonates, – the "Dachsteinkalk". Two kinds of successions can be distinguished, displaying differences in thickness, stratigraphic completeness, and the mode of superposition on the Dachstein Limestone. Both types, which are supposed to represent different palaeomorphological settings, show a rather coherent distributional pattern.

Sequences considered stratigraphically more or less complete are characteristic of the eastern part of the Gerecse Mts. – i. e. the area situated largely east of the meridian of Süttő, as well as of the Kálvária Hill of Tata. This latter, classical section provides a well-documented example of this type (FÜLÖP 1976). At the Kálvária Hill, the Dachstein Limestone is overlaid by the Pisznice Limestone Formation, which comprises pink or grey micritic limestone beds. Locally, crinoidal limestone beds form the upper part of this unit. This is usually overlaid by red, nodular limestone beds representing the "Ammonitico Rosso" facies proper (Tűzkövesárok Limestone).

At the Kálvária Hill, the above-mentioned Jurassic formations are of Middle Hettangian to Pliensbachian age (GÉCZY 1976). Overlying this carbonate-dominated sequence – called "Gerecse red marble" – black shales of the Űrkút Formation appears in some places, or the limestone beds are immediately followed by the red, nodular Kisgerecse Marl Formation of Toarcian age. The Tölgyhát Limestone, representing the Upper Toarcian to Bajocian stages, develops gradually from the latter, and shows similar lithological features. A thickness of this type of Lower Jurassic succession, which is thought to represent a basinal environment, does not exceed a few tens of metres.

Thinner and stratigraphically more incomplete Jurassic successions characterise the western part of the Gerecse Mts. (VIGH Gy. 1935), i. e. the area corresponding to the Jurassic-Cretaceous Gorba palaeohigh (CSÁSZÁR 1995; CSÁSZÁR et al., in press). Various limestones infilling the fissures and cavities of the Dachstein Limestone are common, and rocks referred to as Hierlatz Limestone occur frequently (VIGH G. 1961; CSÁSZÁR et al., in press). Sequences consisting of Pisznice Limestone are also known from this area, suggesting a dissected topography of the Gorba palaeohigh.

Apart from the rock-forming occurrence of crinoid ossicles, fossil assemblages of the Lower Jurassic limestone formations are usually dominated by brachiopods and ammonites (e.g. KULCSÁR 1914; VIGH G. 1961, 1968), other groups being much less frequent. A unique mass occurrence of gastropods was recorded from the fissure-infilling Upper Sinemurian Hierlatz Limestone of the Nagy Teke Hill by SZABÓ (in press). An accumulation of valves of *Caenodiotis janus* (MENEHINI 1854) characterises the only bivalve-dominated biofacies hitherto encountered (see below). Toarcian rocks, rich in ammonites, have yielded only markedly scarce remains of benthic macro-invertebrates, such as gastropods, bivalves, and brachiopods.

Previous studies

Early Jurassic bivalves from the Gerecse Mts. and Tata were mentioned for the first time by HOFMANN (1884) and KOCH (1909), respectively. Since then, several taxa have been recorded by different authors (VIGH Gy. 1934; 1935, SZABÓ 1961) but only KULCSÁR (1914) figured specimens. Important contributions were presented by Gusztáv VIGH, whose research was carried out during the early 1940s, resulted in a geological map of the western Gerecse Mts. as well as in establishing large collections of fossil macro-invertebrates consisting of some 50–60 000 specimens (VIGH G. 1943, 1953). Although VIGH's palaeontological work was focused on the abundant brachiopods, he identified bivalve taxa as well, and his papers, summarised in VIGH, G. (1961, 1968) provide the most comprehensive reviews of Lower Jurassic fossil assemblages of the Gerecse Mts. and Tata. Recently, brachiopods have been reviewed by VORÓS (1997).

Material and localities

This study is largely based on collections made by previous researchers; the proportion of recently collected material is subordinate. The localities mentioned in this paper are shown in Fig. 1. Some of the specimens are housed in the collection of the Department of Palaeontology at Eötvös University, while the bulk of the material is kept in the Geological Museum of Hungary (formerly MÁFI Collection).

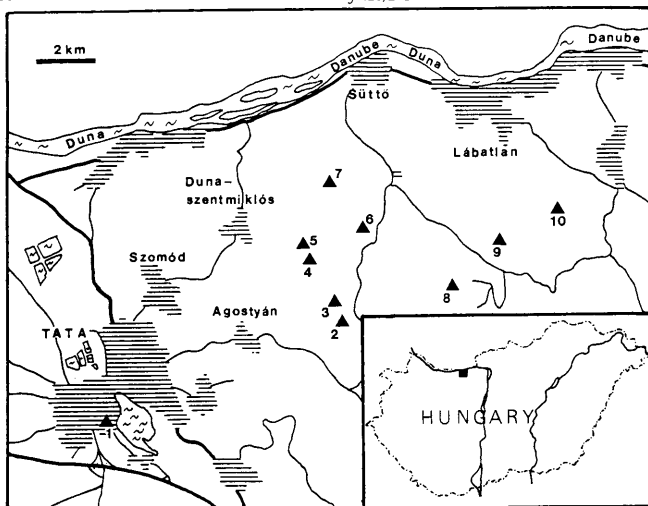


Fig. 1 Location of bivalve-bearing outcrops mentioned in this paper. 1. Kálvária Hill; 2. Bucsina Valley; 3. Gorba Hill; 4. Hosszúvontató Hill; 5. Kis-Somlyó Hill; 6. Nagy-Teke Hill; 7. Asszony Hill; 8. Nagy-Gerecse Hill; 9. Nagy-Pisznice Hill; 10. Dogger Quarry. Localities 2-7 belong to the Jurassic-Cretaceous Gorba High

1. ábra. Kagyoló tartalmú előfordulások. 1. Kálvária-hegy; 2. Bucsina-völgy; 3. Gorba-hegy; 4. Hosszúvontató-hegy; 5. Kis-Somlyó-hegy; 6. Nagy-Teke-hegy; 7. Asszony-hegy; 8. Nagy-Gerecse-hegy; 9. Nagy-Pisznice-hegy; 10. Dogger rétegek. A 2-7. lelőhely a jura-kréta Gorba-tetőhöz tartozik

A small collection of bivalve fossils gathered by KOCH, LÓCZY and SZABÓ at the Kálvária Hill of Tata is housed in the Collection of the Department of Palaeontology at the Eötvös University. Although most specimens are labelled as "Lower Liassic", comparison of the host rock of the specimens and that of the ammonites kept in the same collection have allowed identification of their stratigraphic level.

A larger volume of material collected by G. VIGH and housed in the Geological Museum of Hungary, as well as some specimens found recently, are available for study from the Western Gerecse Mts. Unfortunately, no recent stratigraphical work has been published on the Lower Jurassic of this area, thus we have to rely on VIGH's papers (VIGH G. 1943, 1953, 1961) concerning locality details. Exposures of the Hosszúvontató and Somlyó Hills have yielded the richest bivalve assemblages. Limestones of yellowish brown and light to red colour (Pisznice Limestone Formation?) occur in outcrops at these localities, representing the "Lower Liassic" (VIGH G. 1943). According to VIGH, outcrops of Lower Jurassic rocks are usually of very limited areal extent, rarely exceeding

a few square metres. Some of the fossiliferous rock bodies were reported to have been completely exploited.

Although Lower Jurassic rocks of the Eastern Gerecse Mts. are well exposed in huge quarries, only a very limited number of specimens are available from this area. The stratigraphy of the "red marble" sequence is rather poorly known, the Toarcian being the only stage which has been studied in detail (GÉCZY 1984).

General comments on the bivalve fauna and notes on the most important taxa

In the following an account of the bivalves identified from the Lower Jurassic of the Gerecse Mts. and Tata is given. Some taxa hitherto not illustrated from Hungary or of other interest are figured. Due to the nature of the material, the stratigraphic horizon of several specimens, including some of the figured ones could not be ascertained at stage level. In such cases the most probable ages are indicated. The stratigraphic distribution of bivalves in the Lower Jurassic of the Gerecse Mts. and Tata could not be established for the same reason.

?Family Paralleodontidae DALL, 1898

The specimens identified as "*Arca* sp." and "*Arca* sp. (e.g. *A. caprina* STOL.)" by VIGH G. (1961) from the "Lower Liassic" of the Hosszúvontató Hill and the "Middle Liassic" of the Asszony Hill, respectively, were not found in the material.

Family Inoceramidae GIEBEL, 1852

Inoceramids are markedly rare in the Lower Jurassic of the Gerecse Mts. A single internal mould of a right valve assigned to *Parainoceramus* COX, 1954 was found in the Middle Toarcian of the Nagy-Pisznice Hill (Pl. 1, Fig. 1). "*Inoceramus ventricosus* SOWERBY" described by KULCSÁR (1914, p. 168, pl. 1, fig. 4) from the Pliensbachian was not encountered during this study. KULCSÁR's single specimen, apparently attributable to *Parainoceramus*, was not found in the collections studied.

Family Limidae RAFINESQUE, 1815

Only a very few specimens represent limids in the Gerecse material. *Plagiostoma* and *Limea* (*Pseudolimea*) are, however, not uncommon elements in bivalve assemblages of the peri-Mediterranean Lower Jurassic (see e. g. CONTI & MONARI 1991; MONARI 1994; SZENTE 1996b), and a plethora of names is available for them. This statement also applies to the whole Jurassic period of Europe, and the family is clearly in need of revision. *Plagiostoma deslongchampsi* (STOLICZKA, 1861)(Pl. 1, Fig. 2), previously synonymised with *P. giganteum* SOWERBY, 1814 (SZENTE 1996b), is interpreted here as a distinct species characterised by medium-sized valves with an evenly curved ventral and

posterior margin, a relatively smooth surface, pointed beaks, and an umbonal angle of about 110.

Family Oxytomidae ICHIKAWA, 1958

Beside the wide-ranging and widespread species *Oxytoma (O.) inequivalve* (SOWERBY, 1819) – recorded by VIGH G. (1968), a left valve from the ?Upper Sinemurian of the Hosszúvontató Hill – (?*Oxytoma* sp., Pl. I, Fig. 3) is also assigned, although questionably, to *Oxytoma* MEEK, 1864. The specimen is ornamented with markedly narrow, interrupted radial costae, increasing in number by intercalation of new ones. The umbones are small, very slightly projecting above the dorsal margin, which is situated at the half of the shell-length. The anterior ear is well developed, the posterior one is large and sharply triangular. The specimen cannot be identified with any of the *Oxytoma* species described in the literature, and may represent a new one.

Family Pectinidae RAFINESQUE, 1815

Pectinids are the most common Lower Jurassic bivalves in the Gerecse Mts. and at Tata, represented by two genera. Four taxa belonging to *Praechlamys* ALLASINAZ, 1972 were identified.

P. palosus (STOLICZKA, 1861)(Pl. I, Figs 4, 5) and *P. rollei* (STOLICZKA, 1861), the latter – recorded by KULCSÁR (1914) – are distinct forms that are widespread in the peri-Mediterranean Lower Jurassic (SZENTE 1996a, b). Specimens possessing dense radial plication have been assigned to *P. subreticulatus* (STOLICZKA, 1861)(Pl. I, Figs 6, 9, 10), an extremely variable species. Four

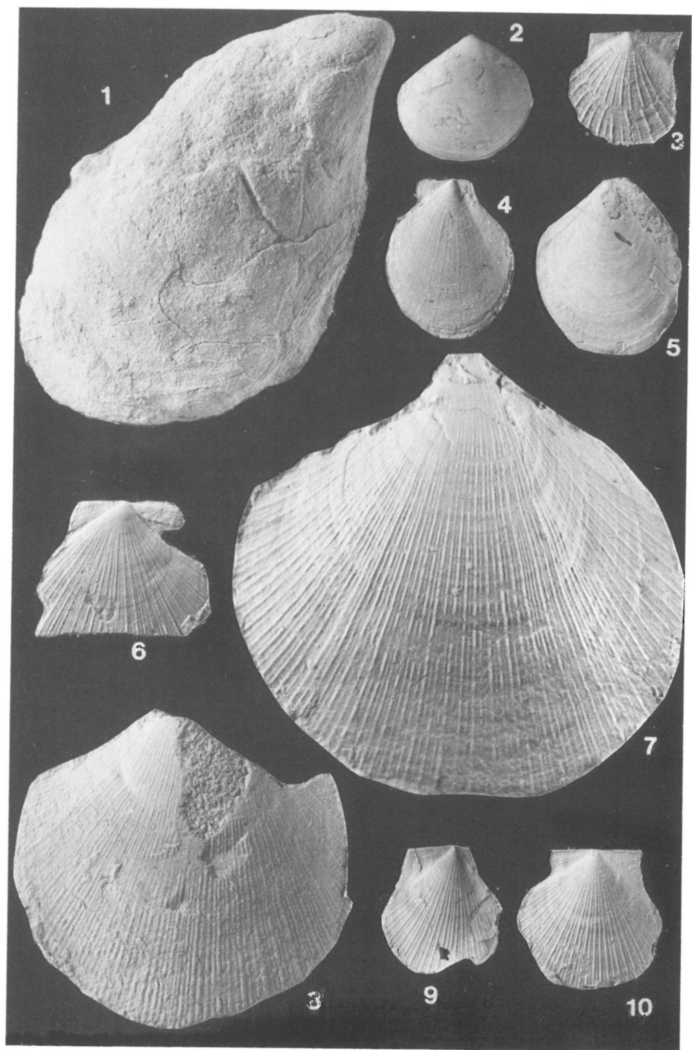
Plate I – I. tábla. →

Early Jurassic bivalves from the Gerecse Mts. and Tata (Hungary). – Liász kagylók a Gerecséből és Tatáról

The specimens are coated with ammonium-chloride and are figured in natural size unless otherwise indicated. The abbreviation GMH-J followed by a three-digit number refers to the catalogue number of specimens housed in the Geological Museum of Hungary. The specimens kept in the collection of the Department of Palaeontology, Eötvös University, Budapest are denoted with EUÓT.

1. *Paranocerasmus* sp., right valve. Nagy-Pisznice Hill, Middle Toarcian, EUÓT 98/1.
2. *Plagiostoma deslongchampsii* (STOLICZKA, 1861), left valve. ?Upper Sinemurian, Kis-Somlyó Hill, GMH-J163.
3. *Oxytoma?* sp., left valve. ?Upper Sinemurian, Hosszúvontató Hill, 2.5x, GMH.
- 4, 5. *Praechlamys palosus* (STOLICZKA, 1861). ?Upper Sinemurian, Hosszúvontató Hill. 4: left valve, 2.5x, GMH; 5: right valve, GMH-J492.
- 6, 9, 10. *Praechlamys subreticulatus* (STOLICZKA, 1861). 6: right valve, ?Pliensbachian, Gorba Hill, EUÓT 98/6; 9: left valve, ?Upper Sinemurian, Hosszúvontató Hill, GMH; 10: left valve, ?Pliensbachian, Bucsina Valley, 1.5x, EUÓT 98/2.
- 7, 8. *Praechlamys* sp. Lower Sinemurian (?Bucklandi Zone), Tata, Kálvária Hill. 7: rubber cast of a left valve, EUÓT 98/3; 8: internal mould of a left valve with preserved inner shell layer, EUÓT 98/4.

Plate I



incomplete valves ornamented with some 100 radial plicae bearing imbricated lamellae (*Praechlamys* sp., Pl. I, figs 7, 8) may be also representatives of *P. subreticulatus*. These specimens, collected by A. KOCH in 1910 from the Lower Sinemurian part of the Pisznice Formation exposed at the Kálvária Hill, are the largest Jurassic pectinids hitherto found in the Transdanubian Central Range.

Some small-sized left valves from the ?Upper Sinemurian of the Hosszúvontató Hill were found to bear intercalary costae which rapidly reach the height of the original ones. These specimens are interpreted as *Eopecten* cf. *spondyloides* (ROEMER, 1836) (Pl. II, Fig. 1). If this identification is correct, they are among the earliest known representatives of this variable species (JOHNSON 1984).

?Family Leptochondriidae NEWELL & BOYD, 1995

Three small-sized equilateral valves from different localities, ornamented with radial costae increasing in number by intercalation of new ones were, although questionably, assigned to *Leptochondria* BITTNER, 1891, a genus hitherto thought to be confined to the Triassic period. The development of ornamentation of ?*Leptochondria* sp. (Pl. II, Figs 2, 3) displays a markedly regular pattern. Intercalary costae placed in the middle of the areas between two neighbouring higher ones increase in height towards the margin. Since no complete specimens are available, the generic assignment of this form remains uncertain.

?Family Posidoniidae FRECH, 1909

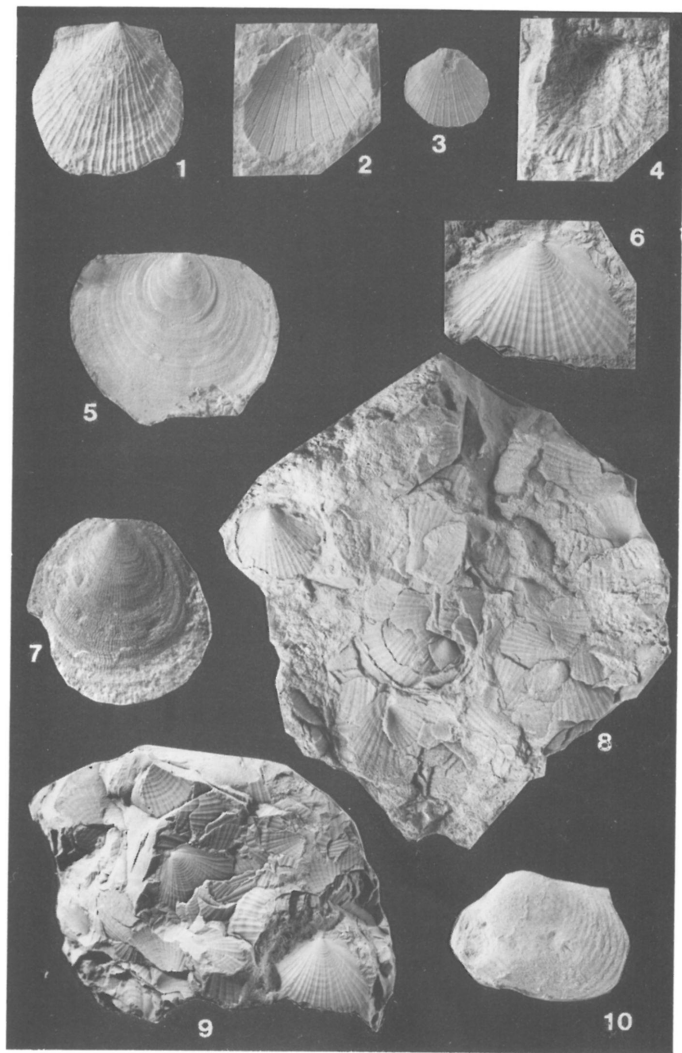
Thin-shelled pteriomorph bivalves referred to as flat clams or paper pectens are represented by *Caenodiotis janus* (MENECHINI 1854) (Pl. II, Figs 6, 8, 9). Although this distinctive species has already been recorded from Tata by KULCSÁR (1914, Pl. II, Fig. 1), the abundant and well-preserved material available seems to be worthy of attention.

Mass occurrence of this peculiar species has been encountered at three localities. At the Kálvária Hill of Tata, red crinoidal limestones of the

Plate II – II. tábla. →

1. *Eopecten* cf. *spondyloides* (ROEMER, 1836), left valve. ?Upper Sinemurian, Hosszúvontató Hill, 2.5x, GMH.
- 2, 3. ?*Leptochondria* sp. ?Sinemurian. 2: external mould, Nagy-Gerecse Hill, 2x; 3: Hosszúvontató Hill, GMH.
4. *Terquemia pectiniformis* (EUDES-DESLONGCHAMPS, 1860). ?Upper Sinemurian, Kis-Somlyó Hill, GMH-J159.
- 5, 7. *Placunopsis radiata* (PHILLIPS 1829). ?Upper Sinemurian, Hosszúvontató Hill, 5: 2x, 7: 2.5x, GMH.
- 6, 8,
9. *Caenodiotis janus* (MENECHINI 1853). Asszony Hill, ?Lower Pliensbachian, 6: 2x, GMH.
10. *Goniomya* sp., left valve. Toarcian, Dogger Quarry, EUÓT 98/5.

Plate II



Pliensbachian contain lentiform accumulations of *C. janus* shells. Well-preserved specimens were collected by G. VIGH from the northern slope of the Asszony Hill. Here, the valves are embedded in red micritic limestone ("*Velopecten lumachelle*" in VIGH G. 1953), and reportedly rare and unidentifiable ammonites and brachiopods were the only associated faunal elements. Unfortunately, we could not find and re-study this interesting locality, thus stratigraphic details remain unknown. A third outcrop of *Caenodiotis*-bearing rocks was discovered recently on the top of the Nagy-Teke Hill, where various Lower Jurassic rocks attributable to the Hierlatzkalk are exposed as infilling of a large vertical fissure in the Dachstein Limestone. Hitherto, only the presence of the Upper Sinemurian Oxynotum Zone has been reported from this locality VIGH G. 1943; GÉCZY, pers. comm.), the occurrence of *C. janus* may bear some biostratigraphical significance, being restricted to the Pliensbachian (MONARI 1994).

Family Terquemiidae COX, 1964

Terquemia pectiniformis (EUDES-DESLONGCHAMPS, 1860) (Pl. II, Fig. 4) and *Placunopsis radiata* (PHILLIPS, 1829) (Pl. II, Fig. 5, 7) represent terquemiids in the fossil assemblage. "*P. numismalis* (QUENSTEDT, 1856)", often quoted from the Lower Jurassic, is here synonymised with the latter, very variable species. In the Gerecse Mts. and at Tata, terquemiids seem to be confined to the Sinemurian.

Family Pholadomyidae GRAY, 1847

Although pholadomyids are usually rare elements in fossil assemblages of the peri-Mediterranean Lower Jurassic, *Goniomya* (AGASSIZ 1841) has been recorded from a wide range of sediments and stratigraphic levels (e. g. NEUMAYR 1879; MONARI 1994; SZENTE 1996a). The figured specimen (*Goniomya* sp., Pl. II, Fig. 10) is a unique find from the Toarcian of the Dogger Quarry of the Lábatlan range.

Palaeoecological and palaeobiogeographical conclusions

Early Jurassic bivalve assemblages of the Gerecse Mts. and Tata differ markedly from the coeval ones of NW Europe – recently studied by HEINZE (1991) – from the respective points of view of taxonomic composition and guild structure. On the other hand, they show affinities to those of other segments of the peri-Mediterranean region, such as the Bakony Mts. (SZENTE 1996a,b), the Northern Calcareous Alps (SZENTE 1996a) and the Central Appennines (MONARI 1994), where the bivalves occur usually as subordinate elements in brachiopod-dominated benthic faunas. The pattern exhibited by the palaeoenvironmental distribution of the bivalves in the Lower Jurassic of the Gerecse Mts. is similar to that of the areas mentioned above: sediments deposited on submarine highs are the richest in bivalves. Although different areas, rocks and stratigraphic horizons have been sampled in an obvious but

uneven manner, the material allows a qualitative evaluation. Pteriomorphs are predominant, the representatives of other subclasses are subordinate with regard to both their diversity and abundance. Suspension feeders form the only trophic group recorded. Epibyssate bivalves constitute the dominant guild, followed by cemented ones. Infaunal forms occur only sporadically. The predominance of epifaunal forms reflects the availability of hard surfaces necessary for attachment.

Local abundance of the shells of *C. janus* cannot be easily explained. Regarding its morphology and mode of occurrence, *C. janus* clearly belongs to a distinctive suite of bivalves referred to as paper pectens or flat clams. Representatives of this group are commonly found in dark, organic-rich shales, and their mode of life has been extensively debated (see e.g. ABERHAN & PÁLFY 1996). Flat clams of the Mesozoic era are also known to form dense skeletal accumulations in red Tethyan limestones apparently deposited in oxic environments. According to WIGNALL (1994), flat clams were epibenthic organisms adapted to soft substrates. In the Gerecse Mts. and Tata, as well as in the Bakony Mts. (KOVÁCS 1943), shell beds of *C. janus* are partly found in calcarenites and sparry limestones, making the assumption of a very fine-grained substrate improbable.

From a palaeobiogeographical point of view, *Praechlamys palosus*, *P. subreticulatus*, and *Plagiostoma deslongchampsii* seem to be confined to the peri-Mediterranean Early Jurassic age. In contrast to the usually cosmopolitan character of other flat clam species, *C. janus* is a taxon with a more restricted, "Appennino-Transdanubian" (sensu VÖRÖS 1987) distribution. This characteristic form has been hitherto recorded from the Central Appennines, the Trento Plateau of the Southern Alps, and the Transdanubian Central Range.

Acknowledgements

I would like to thank Dr. G. CSÁSZÁR, who encouraged me to study the Jurassic bivalves from the Gerecse Mts. and Prof. L. KORDOS, who made the material kept in the Geological Museum of Hungary available for study. Several specimens were kindly donated by Drs. A. DULAI, Z. LANTOS, J. SZABÓ and A. VÖRÖS. Their help is gratefully acknowledged herein. Special thanks are due to Drs. J. PÁLFY and A. VÖRÖS for their careful reviews. The study was financially supported by grants of the Hungarian Science Foundation (OTKA T 016 785 & T 015 897) and the Ministry of Public Education (Grant MKM FKFP 0143/1997).

References

- ABERHAN, M., PÁLFY, J. 1996: A low oxygen tolerant East Pacific flat clam (*Posidonotis semiplicata*) from the Lower Jurassic of the Canadian Cordillera. – *Can. J. Earth Sci.* 33, 993–1006.

- CONTI, M. A., MONARI, S. 1991: Bivalve and gastropod fauna from the Liassic Ammonitico Rosso facies in the Bilecik area (Western Pontides, Turkey). – *Geologica Romana* 27, 245–301.
- CSÁSZÁR G., GALÁCZ A., VORÓS A. 1998: A gerecsei és vértés-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. (An overview of the Cretaceous research in the Gerecse Mountains and the Vértés foreland). (In Hungarian with English abstract.) – *Általános Földtani Szemle* 27, 133–152.
- CSÁSZÁR G., GALÁCZ A., VORÓS A. 1998: A gerecsei jura. (The Jurassic of the Gerecse Mts.)(In Hungarian with English abstract). – *Földtani Közlöny* (this volume)
- FÜLÖP, J. 1976: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 16, 1–229.
- GÉCZY, B. 1976: Lower Liassic ammonites. – In: Fülöp, J.: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 16, 30–32.
- GÉCZY, B. 1984: Provincialism of Jurassic ammonites; examples from Hungarian faunas. – *Acta Geologica Hungarica* 27(3–4), 379–389.
- HEINZE, M. 1991: Evolution benthonischer Faunengemeinschaften im subborealen Jura des Pariser Beckens und in der äthiopischen Faunenprovinz von Kachchh (Indien) ein Vergleich. – *Beringeria* 4, 3–103.
- HOFMANN, K. 1884: Bericht über die auf der rechten Seite der Donau zwischen -Szöny und Piszke im Sommer 1883 ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. – *Földtani Közlöny* 14, 323–342.
- JOHNSON, A.L.A. 1984: The palaeobiology of the bivalve families Pectinidae and Propemussiidae in the Jurassic of Europe. – *Zitteliana* 11, 3–235.
- KOCH, N. 1909: Die geologischen Verhältnisse des Kalvarienhügels von Tata. Supplement zum – *Földtani Közlöny* 39(5), 285–307.
- KOVÁCS, L. 1943: Über eine neue *Posidonomya*-Art aus den älteren Schichten des unteren Lias im Bakonygebirge. – *Földtani Közlöny* 73, 260–267.
- KULCSÁR, K. 1914: Die Mittelliasischen Bildungen des Gerecsegebirges. – *Földtani Közlöny* 44, 150–175.
- MONARI, S. 1994: I bivalvi giurassici dell'Appennino umbro-marchigiano (Italia Centrale). 157–187 – In: *Studi Geologici Camerti* Vol. Spec. 1994, "Biostratigrafia dell'Italia centrale."
- NEUMAYR, M. 1879: Zur Kenntniss der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. – *Abhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt* 7(5), 1–46.
- SZABÓ, I. 1961: Die Ausbildungen der mesozoischen Scholle von Tata aus der Jurazeit. – *Annales Inst. Geol. Publ. Hung.* 49(2), 599–605.
- SZABÓ J. 1998: Paleogeográfiai és paleoökológiai következtetések egy felsősinemuri gastropoda-fauna kapcsán (Hierlatzi Mészskő, Nagy Teke-hegy, Gerecse). [Palaeogeographical and palaeoecological conclusions in connection with an Upper Sinemurian gastropod fauna (Hierlatz Limestone Formation, Nagy-Teke-hegy, Gerecse Mts., Hungary)](In Hungarian). – *Földtani Közlöny*. (This volume)
- SZENTE, I. 1996a: Bivalve ecology in the Pliensbachian (Lower Jurassic) of the Bakony Mts. (Hungary). Description of a new species of *Eopecten*. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* 18, 19–29.
- SZENTE, I. 1996b: Bivalve assemblages from the Austrian and Hungarian Hierlatzkalk (Lower Jurassic): a comparison. – In: DUDICH, E. & LOBITZER, H. (Eds.): *Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research*, 137–145.
- VIGH G. 1943: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. (Die geologischen und paläontologischen Verhältnisse im nordwestlichen Teile des Gerecse-Gebirges.) (In Hungarian with German abstract). – *Földtani Közlöny* 73, 537–550.
- VIGH G. 1953: Részletes felvétel és kőületgyűjtés a Gerecse Ny-i részében. (Levé détaillé et recueillage de fossiles dans la partie occidentale du Gerecse.) (In Hungarian with French abstract). – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1943 évről*, befejező rész, p. 42.
- VIGH, G. 1961: Esquisse géologique de la partie occidentale de la Montagne Gerecse. – *Annales Inst. Geol. Publ. Hung.* 49, 569–589.
- VIGH G. 1968: Jura időszaki képződmények (Jurassic rocks). – In: SZENTES F. (ed.): *Magyarország Magyarországi 200 000-es földtani térképsorozatához, L-34-I. Tatabánya*. (Explanatory notes to the geological map series of 1:200 000 of Hungary. L-34-I. Tatabánya.) 29–41. (In Hungarian).
- VIGH, Gy. 1934: Geologische Notizen aus dem Gerecse-Gebirge. – *Jahresberichte der Königlich Ungarischen Geologischen Anstalt für 1917–1924*, 91–99.

- VIGH Gy. 1935: Adatok a Gerecse-hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. (Beiträge zur Kenntnis der Geologie des westlichen Teiles vom Gerecse-Gebirge.) (In Hungarian with German abstract). – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1925–1928. évekről*, 87–100.
- VÖRÖS, A. 1987: Pliensbachian brachiopod biogeography of the "Mediterranean microcontinent". – *Acta Geol. Hung.* **30**(1–2), 59–80.
- VÖRÖS A. 1997: Magyarország jura brachiopodái. Faunafejlődés és paleobiogeográfia a Tethys nyugati részén. (Jurassic Brachiopods of Hungary. Faunal changes and biogeography in the western Tethys). (In Hungarian with short English summary). *Studia Naturalia* **11**, 1–110, Hungarian Museum of Natural History
- WIGNALL, P. B. 1994: Black shales. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No. 30.
- A kézirat beérkezett: 1998. 06. 12.

A Pisznicei Mészkö hettangi és kora-sinemuri (kora-jura) brachiopoda faunája a Keleti-Gerecsében és a tatai Kálvária-dombon

Hettangian and Early Sinemurian (Early Jurassic) brachiopod
fauna of the Pisznice Limestone in the eastern Gerecse Mts.
and in the Kálvária Hill at Tata

DULAI Alfréd¹
(11 ábra, 2 táblázat)

Summary

A surprisingly rich Early Sinemurian brachiopod fauna has been found during new bed-by-bed collections at 4 localities of the eastern Gerecse. The basal layers of the Pisznice Limestone yielded 45 brachiopod taxa from the area of the Pisznice Basin. The diversity of the fauna and the ratio of the order Spiriferida increase from the inside of the basin towards the horst. The brachiopods of the upper, thinner-bedded part of the Vöröshíd quarry are Early Sinemurian (*Semicostatum* Zone) in age, while the fauna of the lower, thick-bedded section probably belong to the Bucklandi Zone. The latter section can be correlated with the basal layers of Lábatlan localities based on the large number of common brachiopod species. The taphonomical and palaeoecological features of the fauna suggest slow sedimentation, without any resedimentation or transportation at Tölgyhát quarry, and the Póckő and Kisgerecse localities. The diverse brachiopod fauna of these localities represent the composition of an Early Jurassic moderate to deep-water community. The resedimentation is more important in the Vöröshíd quarry, at the margin of the basin. The cyclicity of taphonomical features can be correlated with the cyclicity of resedimentation events. The relatively low ratio of isolated brachiopod valves confirms LANTOS' opinion (in press), that the slopes between the horst and the basin were less steep in the Gerecse than in the Bakony Mountains. The characteristic Mediterranean brachiopod taxa can be found in larger numbers at the Lower Sinemurian localities of the Bakony than at the Gerecse Mountains.

A small brachiopod faunula (9 taxa) has been found in the oncoidal basal layers in the Kálvária Hill at Tata. At the moment this is the only brachiopod fauna of Hungary which is Hettangian in age and established by ammonites. The relatively high diversity is very important because this is an early example of the recovery of the brachiopod fauna after the end-Triassic mass extinctions. The brachiopods suggest a calm environment and slow sedimentation at Kálvária Hill.

Manuscript received: 02. 06. 1998

¹ Magyar Természettudományi Múzeum, Föld- és Őslénytár, 1431 Budapest, Pf. 137;
E-mail: dulai@paleo.nhmus.hu

Összefoglalás

Réteg szerint végzett új gyűjtések során gazdag alsó-sinemuri brachiopoda fauna került elő a Keleti-Gerecse 4 lelőhelyéről. A Pisznicai Mészkö bazisrétegeiből összesen 45 brachiopoda taxon vált ismertté a Pisznicai medence területén. A fauna gazdagsága és a Spiriferida rend részaránya a medence belsejétől a magaslat felé haladva növekszik. A Vöröshídi-kőfejtő felső, vékonyan rétegzett sorozatából előkerült brachiopodák a Semicostatum Zónába tartoznak, míg az alsó, vastag pados összlet faunája feltételezen a Bucklandi Zónába sorolható. Ez utóbbi rétegtör a közös brachiopoda fajok nagy száma alapján korrelálható a lábatlani lelőhelyek bazisrétegeivel. A medence belsejében fekvő lelőhelyeken (Tölgyhát, Póckő, Kisgerecse) a tafonómiai és paleoökológiai jellemzők áthalmazódásuktól mentes, nyugodt, lassú üledékképződést jeleznek. Itt kis példányszámú, de változatos, mélyebb-vízi brachiopoda együttesek találhatók. A medence pereménél lévő Vöröshídi-kőfejtőben jelentős szerepet játszik az áthalmazódás. A tafonómiai jellemzők ciklusossága az üledékáthalmazódási események ciklicitásával hozható összefüggésbe. Az izolált brachiopoda teknők viszonylag alacsony aránya megerősíti LANTOS (1997) véleményét, mely szerint itt kevésbé volt meredek a lejtő a medence és a hátság között, mint a Bakonyban. A jellemző Mediterrán brachiopoda taxonok gyakrabban fordulnak elő a bakonyi alsó-sinemuri lelőhelyeken, mint a Gerecsében.

A tatai Kálvária-domb onkoidos bazisrétegeiből 9 taxonból álló faunula került elő. Jelenleg ez az egyetlen brachiopoda fauna Magyarországon, ami ammonitessékkal igazoltan hettangi korszakbeli. A viszonylag nagy faunagazdagság azért jelentős, mivel a triász végi tömeges kihalást követő faunaujjáéledésnek ez az egyik legkorábbi dokumentált előfordulása. A brachiopodák nyugodt környezetre és lassú üledékképződésre utalnak.

Bevezetés

A Gerecsére jellemző északias dőlés miatt a hegység déli részén csak triász képződményeket ismerünk a mezozoikumtól, míg a hegység északi részén előbukkannak a fiatalabb mezozoos (jura és kréta) képződmények is (VÉGH-NEUBRANDT 1960). A felső-triász Dachsteini Mészkö Lofer-ciklusai nagy távolságokon keresztül korrelálhatók (HAAS 1988), a triászra üledékhézaggal települő alsó-jura képződmények viszont jóval nagyobb változatosságot mutatnak. Ennek oka, hogy a Dunántúli-középhegységben a triász végén kialakult karbonátos platform a jura elején differenciáltan süllyedni kezdett, így kiemelt helyzetben lévő magaslatok, közöttük pedig mélyebb medencék alakultak ki (GALÁZ & VÖRÖS 1972; VÖRÖS & GALÁZ 1998). A platform tektonikus szétesése a Bakonyban valószínűleg már a hettangi korszak során elkezdődött (DULAI 1993). A jura képződmények eltérő fácieskifejlődése alapján VIGH G. (1961b) két részre osztotta a Gerecse-hegységet: Középső- és Keleti-Gerecsére, valamint Nyugati-Gerecsére. A két terület közötti határ nagyjából egybeesik a Süttő és Tardos községek között húzódó műúttal, illetve a Malom-völgygel. A Nyugati-Gerecse jura üledékei egy kiemelt helyzetben lévő hátságához kapcsolódnak, míg a Keleti-Gerecse medence üledékekkel jellemezhető a jura során ("Teke horst" és "Pisznice basin" VÖRÖS & GALÁZ (1998) munkájában).

A területen alsó-jura brachiopodákat eddig szinte kizárólag a Nyugati-Gerecsében vizsgálták, főleg a nagyon gazdag hierlatzi típusú mészkövekből. Ezen kívül többen tanulmányozták a hátságtól nyugatra fekvő tatai Kálvária-dombot. HOFMANN (1884) publikálta az első faunalistát és leírt egy új fajt ("*Rhynchonella*"

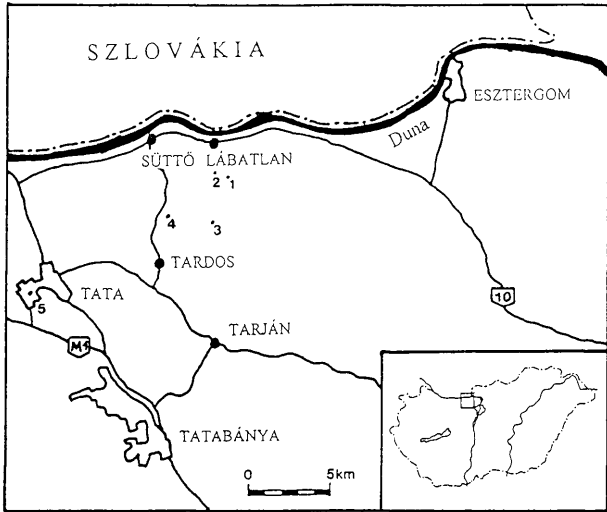
securiformis). KOCH (1909) 19 líász brachiopodát sorolt fel a tatai Kálvária-domb-ról. KULCSÁR (1914) ábrázolt is néhány példányt a Gerecséből. VIGH G. (1943) 61 brachiopoda fajt írt le a Nyugati-Gerecse sinemuri és plienschachi képződményeiből, elsősorban a hierlatzi típusú mészkövekből. VIGH G. (in FÜLÖP 1975) 41 alsó-jura brachiopoda fajt sorolt fel a tatai Kálvária-dombról.

Mint a felsorolt irodalomból is látható, a Keleti-Gerecse alsó-jura brachiopoda faunája eddig szinte teljesen ismeretlen volt. A jelen tanulmány célja, hogy a Keleti-Gerecse négy medence fáciesű lelőhelyéről ismertesse a felső-triász kőzetekre üledékhézaggal települő legidősebb jura képződmény, a Piszznicei Mészkö bázisrétegeinek a brachiopoda faunáját.

Közismert tény, hogy mezozoos képződményekben az ammonitesek alkalmazhatók leginkább rétegtani szintezésre. A brachiopoda fajoknak jóval hosszabb az időbeli elterjedésük, ezért kevésbé használhatók biosztratigráfiai célokra. A Piszznicei Mészkö bázisrétegeiben azonban a brachiopodák a leggyakoribb ősmaradványok, sőt nem ritka, amikor egy-egy rétegből csak brachiopodák kerülnek elő. Ilyen esetekben felértékelődik a brachiopodák szerepe biosztratigráfiai és korrelációs szempontokból is. Néhány esetben ammoniteseket is találunk a brachiopodák társaságában, így lehetővé válik a vizsgált szelvények korának pontos meghatározása, valamint a brachiopoda fajok rétegtani elterjedésének pontosítása. A bázisrétegek kora választ ad arra a kérdésre, hogy a legkésőbbi riász és a leg korábbi jura képződmények között tapasztalható üledékhézag után mikor kezdődött ismét az üledékképződés a medence területeken. A fauna tafonómiai és paleoökológiai jellemzőinek vizsgálata alapján lehetőség nyílik az egykori öskörnyezet rekonstrukciójára. Az előkerült brachiopodák néhány esetben pontosítják, illetve kibővítik egy-egy taxon elterjedési területét, és egyértelműen utalnak a paleobiogeográfiai kapcsolatokra.

Lelőhelyek és faunájuk

A lelőhelyek földrajzi helyzetét az 1. ábra mutatja. A Keleti-Gerecse négy lelőhelye közül a Tölgyháti-kőfejtő és a póckői feltárás Lábatlan határában található. A harmadik lelőhely a Kisgerecse oldalában fekszik, az országos kék jelzés mentén, ahol szintén jól tanulmányozható a Dachsteini Mészkö és a Piszznicei Mészkö üledékhézagos egymásra települése. A negyedik lelőhely a Tardostól északra fekvő Vöröshídi-kőfejtő, amely már közel fekszik a magaslat és a medence határához. A Tölgyháti-kőfejtőben és Póckón a Dachsteini Mészkö felett települő 3,5 méter vastagságú összletből, míg a Kisgerecse oldalában mintegy 80 cm vastag szelvényből gyűjtöttem. A Vöröshídi-kőfejtő esetében nagyobb vastagságú, közel 14 m-es szelvényt gyűjtöttünk be réteg szerint. A Keleti-Gerecse lelőhelyein túlmenően a tatai Kálvária-domb kőfejtője nyugati részének rekultivációs munkáihoz kapcsolódva begyűjtöttem a triász-jura határ fölött települő, fossziliákban gazdagabb onkoidos réteg faunáját. Erre azért volt szük-



1. ábra. A vizsgált lelőhelyek földrajzi helyzete. 1. Látatlan, Tölgyháti-kőfejtő; 2. Látatlan, Póckő; 3. Kis-Gerecse; 4. Tardos, Vöröshídi-kőfejtő; 5. Tata, Kálvária-domb

Fig. 1 Sketch map showing the location of the studied localities. 1. Látatlan, Tölgyhát quarry; 2. Látatlan, Póckő; 3. Kis-Gerecse; 4. Tardos, Vöröshíd quarry; 5. Tata, Kálvária Hill

ség, mert a korábbi gyűjtések nem réteg szerint történtek, így a gyűjteményekben lévő példányoknak a pontos rétegtani helyzete bizonytalan.

Látatlan, Tölgyháti-kőfejtő

A klasszikus jura lelőhelynek számító Tölgyháti-kőfejtő alján a felső-triász Dachsteini Mészkö bukkan elő, mintegy 3 méter vastagságban. Erre a képződményre üledékhézaggal települ egy többé-kevésbé folyamatos jura rétegsor, melynek legalsó tagja a mintegy 20 méter vastag, pados megjelenésű, bioklasztos Pisznicei Mészkö. A vörösés szürke, szilánkosan törő mészkö alsó része rosszul rétegzett és helyenként 1-2 cm-es intraklasztokat tartalmaz.

Vékonycsiszolatokban és felületi csiszolatokban crinoidea töredékek, bentsz foraminiferák, ostracodák, brachiopodák, gastropodák és juvenilis ammonite-

sek láthatók a mészkőben (KONDA 1988), de a makrofauna elemek közül csak a brachiopodák szabadíthatók ki a Piszncei Mészkö bázisrétegeiből. KONDA (1988) szerint ezek a rétegek viszonylag magas hidrodinamikai energiájú környezetben rakódtak le. A képződmény korát VIGH Gusztávra hivatkozva a középső-hettangitól a sinemuri korszakig tartó intervallumba helyezi, de ősmaradványokkal ezt nem támasztja alá.

A vizsgált brachiopodák a Piszncei Mészkö legalsó 3,5 méteres szelvényéből származnak. A kőzetnek ez a része nagyon vastagon rétegzett, így ezt a szakaszt csak két rétegre lehet felosztani (2. ábra). A Tölgyháti-kőfejtő mindkét rétegeiből közel azonos mennyiségű brachiopoda került elő (60 illetve 56 példány). Azonban az 1. rétegben a példányoknak több mint a fele, a 2. rétegben pedig a példányok 3/4 része meghatározhatatlan töredék volt. Ennek ellenére változatos brachiopoda fauna fordul elő ezen a lelőhelyen: a meghatározható 24 és 15 példány mindkét rétegben 5 nemzetséget képvisel 8 illetve 7 fajjal. A lelőhelyről meghatározott fajok az I. táblázat 1. oszlopában láthatók.

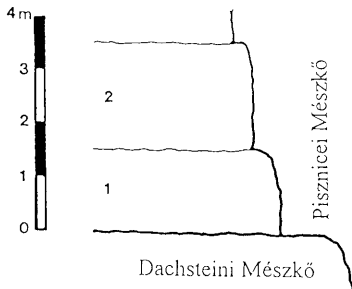
A fauna taxonómiai összetétele

A brachiopodák mellett mindössze egy meghatározhatatlan ammonites keresztmetszet került elő a gyűjtés során. A brachiopodákon belül a terebratulidák és a rhynchonellidák alkotják a domináns csoportokat (46–46%) (3. ábra). A spiriferidák (8%) jelentéktelenek az 1. rétegben, viszont gyakoribbá válnak a felső rétegben.

Viszonylag kevés nemzetség fordul elő ezen a lelőhelyen, ennek megfelelően szinte mindegyik aránya igen magas: *Calcirhynchia* (31%), *Zeilleria* (26%), *Phymatothyris* (20%), *Cuneirhynchia* (15%), *Liospiriferina* (8%).

Rétegtani elterjedés

A Tölgyháti-kőfejtő vizsgált szelvény szakaszában meghatározható ammonites nem került elő. A brachiopodák eloszlását a két elkülönített rétegben a 4. ábra mutatja. A fajok egy része csak az alsó rétegben van meg (*Liospiriferina guembeli*, *Zeilleria alpina*, *Z. choffati*), míg mások csak a felső rétegben (*Z. batilla*). A leggyakoribb fajok mindkét rétegben megtalálhatók (*Calcirhynchia plicatissima*, *Cuneirhynchia cartieri*, *Liospiriferina alpina*, *Phymatothyris* aff. *cerasulum*, *Zeilleria mutabilis*).



2. ábra. A Piszncei Mészkö begyűjtött szakaszának szelvénye a Tölgyháti-kőfejtőben

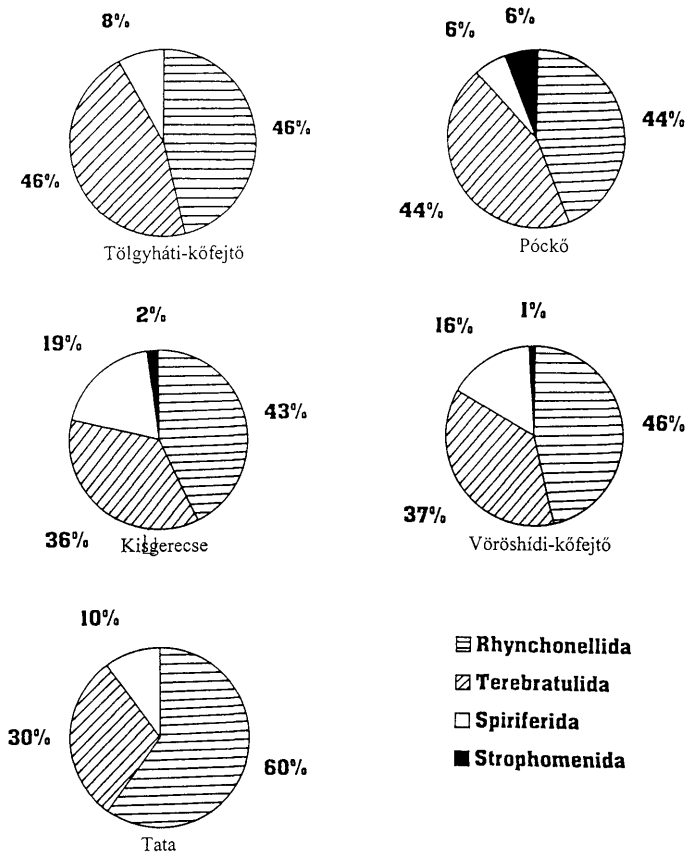
Fig. 2 Studied section of the Pisznce Limestone in the Tölgyhát quarry

A vizsgált lelőhelyek brachiopoda faunája
The brachiopod fauna of the studied localities

I. táblázat – Table I.

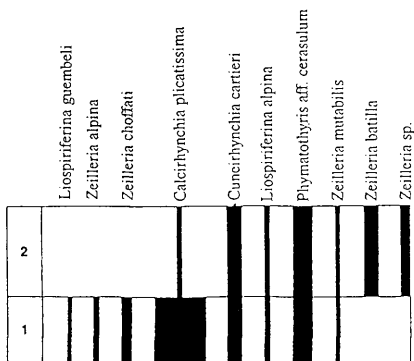
Név	Lábatlan			Tardos		Tata
	Tölgyháti kőfejtő (1)	Póckő (MÁFI) (2)	Póckő új gyűjtés (3)	Kis-Gerecse (4)	Vöröshídi kőfejtő (5)	Kálvária-domb (6)
<i>Apringia paolii</i> (CANAVARI)					13	
<i>Pisirhynchia pisoides</i> (ZITTEL)					17	
<i>Pisirhynchia retroplicata</i> (ZITTEL)					5	
<i>Cirpa variabilis</i> (SCHLOTHEIM)		1		1	1	
<i>Cirpa subcostellata</i> (GEMMELLARO)				1		
<i>Cirpa fronto</i> (QUENSTEDT)					1	
<i>Cirpa ? latifrons</i> (STUR in GEYER)		1				2
<i>Cirpa ? aff. planifrons</i> (ORMÓS)						1
<i>Calcirhynchia plicatissima</i> (QUENSTEDT)	12	1	12	4	29	3
<i>Calcirhynchia aff. plicatissima</i> (QUENSTEDT)				1		
<i>Calcirhynchia laevicosta</i> (STUR in GEYER)			1	1		
<i>Calcirhynchia fasciostata</i> (UHLIG)			1	2	1	
<i>Calcirhynchia zugmayeri</i> (GEMMELLARO)				1	7	
<i>Salgirella alberti</i> (OPPEL)			1			
<i>Prionorhynchia greppini</i> (OPPEL)			2		1	
<i>Prionorhynchia polyptycha</i> (OPPEL)				2		
<i>Prionorhynchia pseudopolyptycha</i> (BÖCKH)		1				
<i>Prionorhynchia</i> sp.			4			
<i>Cuneirhynchia cartieri</i> (OPPEL)	6		6	6	8	2
<i>Cuneirhynchia fraasi</i> (OPPEL)		1	2	2		
<i>Piarorhynchia caroli</i> (GEMMELLARO)				8		
<i>Gibbirhynchia orsinii</i> (GEMMELLARO)					2	
" <i>Rhynchonella</i> " <i>triquetra</i> (GEMMELLARO)			5	13	11	
<i>Liospiriferina alpina</i> (OPPEL)	2	1	2	8	14	1
<i>Liospiriferina guembeli</i> (NEUMAYR)	1	1				
<i>Liospiriferina aradasi</i> (GEMMELLARO)			1	2		
<i>Liospiriferina angulata</i> (OPPEL)				4		
<i>Liospiriferina aequiglobata</i> (UHLIG)				3	4	
<i>Liospiriferina obtusa</i> (OPPEL)					1	
<i>Liospiriferina moriconii</i> (CANAVARI)					7	
<i>Liospiriferina</i> sp.		2	3	1	7	
<i>Dispiriferina segregata</i> (DI STEFANO)					1	
<i>Lobothyris andleri</i> (OPPEL)			3	5		
<i>Lobothyris</i> cf. <i>subgregaria</i> (DAL PIAZ)				1	3	
<i>Lobothyris</i> sp.						1
<i>Linguothyris aspasia</i> (ZITTEL)		1			47	
<i>Rhapidothyris ovimontana</i> (BOSE)					1	
<i>Rhapidothyris</i> cf. <i>beyrichi</i> (OPPEL)					8	
<i>Phymatothyris</i> aff. <i>cerasulum</i> (ZITTEL)	8		26	4	12	
<i>Phymatothyris</i> sp.				10		
<i>Zeilleria</i> cf. <i>alpina</i> (GEYER)	1		1		1	
<i>Zeilleria mutabilis</i> (OPPEL)	2	3	1	1	2	1
<i>Zeilleria choffati</i> (HAAS)	2	2	3			
<i>Zeilleria</i> cf. <i>batilla</i> (GEYER)	3					
<i>Zeilleria perforata</i> (PIETTE)				11		1
<i>Zeilleria venusta</i> juv. (UHLIG)		1				
<i>Zeilleria</i> sp.	2	2		2	4	
<i>Bakonyithyris</i> cf. <i>pedemontana</i> (PARONA)					1	
<i>Bakonyithyris</i> sp.		1				
<i>Antiptychina rothpletzi</i> (DI STEFANO)					2	
<i>Koninckodonta</i> sp.		1	5	3	3	

1. Lábatlan, Tölgyhát quarry; 2. Lábatlan, Póckő (MÁFI collection); 3. Lábatlan, Póckő (new collection); 4. Tardos, Kis-Gerecse; 5. Tardos, Vöröshídi quarry; 6. Tata, Kálvária Hill



3. ábra. A brachiopoda fauna taxonómiai összetétele a vizsgált lelőhelyeken

Fig. 3 The taxonomic composition of the brachiopod fauna of the studied localities



4. ábra. A brachiopoda fajok elterjedése a Tölgyháti-kőfejtőben (függőleges oszlopok szélessége: 1 mm = 1 példány)

Fig. 4 Stratigraphic distribution of the determined species within the studied layers of Tölgyhát quarry (width of vertical bars: 1 mm = 1 specimen)

Tafonómiai és paleoökológiai jellemzők

Az izolált teknők aránya

A brachiopoda héjak az erősebb zárszerkezetüknek köszönhetően általában nem esnek olyan könnyen szét az elpusztulásuk után, mint a kagylók. Ezért az izolált brachiopoda teknők magas aránya rendszerint áthalmazódásra, vagy erősen mozgatott környezetre utal. Az izolált teknők aránya nagyon alacsony a Tölgyháti-kőfejtő 1. rétegében (14%), viszont eléggé magas a 2. rétegben (60%).

A brachiopodák pátitos kitöltése

A brachiopodák részben finom szemcsés, mikrites mészsizappal, részben pedig durva szemcsés, pátitos kalcittal töltődtek ki. Ezek arányának vizsgálatával becsléseket tehetünk az üledékképződés sebességére. Lassú üledékképződés esetén van arra lehetőség, hogy a finomszemcsés mészsizap teljesen kitöltse az elpusztult brachiopoda belsejét. A pátitos kalcit képződése a két teknő között arra utal, hogy gyorsabb volt a betemetődés, vagyis nagyobb volt az üledékképződés sebessége. A réteg szerint begyűjtött lelőhelyeken az egyes rétegekben hasonlítottam össze a pátitos kalcit mennyiségét. A Tölgyháti-kőfejtő 1. rétegében 56%, míg a 2. rétegben 25% a pátitos kitöltés aránya, vagyis a pátitos kalcit mennyisége a felére csökkent a vizsgált szelvény magasabb részében.

A brachiopodák méreteloszlása

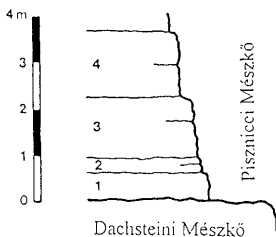
A Tölgyháti-kőfejtő 1. rétegében 8,4 mm, a 2. rétegben pedig 10,1 mm az átlagméret, vagyis a szelvény magasabb részében kis mértékben növekszik a példányok mérete. Vannak olyan fajok, amelyeknek a példányai az átlagméret körüli méretet mutatnak (*Calcirhynchia plicatissima* és *Cuneirhynchia cartieri*). Ugyanakkor a *Zeilleria* és a *Liospiriferina* nemzetségek példányai általában nagyobbak, míg a *Phymatothyris* aff. *cerasulum* és a meghatározhatatlan terebratulidák példányai kisebbek, mint az adott rétegekre jellemző átlagos méretek.

Lábatlan, Póckő

Ez a lelőhely mindössze néhány száz méter távolságban fekszik a Tölgyháti-kőfejtőtől, ezért a Pisznicsei Mészkö tulajdonságai nagyon hasonlóak a két lelőhelyen. Jelentős különbség azonban, hogy itt a képződmény vékonyabban rétegzett, ezért az ugyanolyan vastagságban (3,5 m) begyűjtött szelvényben 4 réteget lehet elkülöníteni (5. ábra).

A MÁFI gyűjteményében több mint 20 brachiopoda található a póckői lelőhelyről, amelyek igen változatos faunát képviselnek. Ezeket a példányokat KULCSÁR K., VÍGH Gy. és VADÁSZ E. gyűjtötte a század első felében. A kis faunula revíziója alapján meghatározott taxonok az I. táblázat 2. oszlopában láthatók. Sajnos ezeknek a példányoknak a pontos rétegtani helyzete ismeretlen a póckői szelvényen belül. Ezért a további vizsgálatok során csak azokat a példányokat veszem figyelembe, amelyek a réteg szerinti gyűjtés során kerültek elő. Az új gyűjtés során meghatározott brachiopoda taxonok az I. táblázat 3. oszlopában láthatók.

A begyűjtött példányoknak körülbelül a fele a póckői lelőhelyen is meghatározhatatlan töredékek bizonyult. A példányszám kiemelkedően magas a 4. rétegben (97), viszonylag magas az 1. rétegben (41), alacsony a 3. rétegben (17), míg a 2. rétegből alig került elő ősmaradvány (3). A példányszám egyenlőtlen eloszlása ellenére a diverzitás sokkal kiegyensúlyozottabb képet mutat. A fajok és a nemzetségek száma az 1., a 3. és a 4. rétegben majdnem ugyanakkora. Érdekeség, hogy a fajok és a nemzetségek száma nagyobb az 1. rétegben, mint a 4. rétegben, pedig a példányszám kétszer akkora a 4. rétegben. Szintén figyelemreméltó, hogy a 3. rétegben a 10 meghatározható példány 7 fajt képvisel, vagyis a diverzitás kiemelkedően magas. Viszonylag sok faj fordul elő a lelőhelyen, de csak néhány példánnyal képviselve.



5. ábra. A Pisznicsei Mészkö begyűjtött szakaszának szelvénye a póckői lelőhelyen

Fig. 5 The studied section of the Pisznic Limestone at Póckő

A fauna taxonómiai összetétele

A póckői lelőhelyen a brachiopoda rendek eloszlása szinte teljesen megegyezik a Tölgyháti-kőfejtőben észlelt arányokkal (3. ábra). Itt is a terebratulidák és a rhynchonellidák uralkodnak, és itt is pontosan megegyezik a két rend részaránya (44–44%). Némi különbség abban jelentkezik, hogy a spiriferidák mellett a strophomenidák is jelen vannak néhány példánnyal (6–6%).

A nemzetségek közül a *Phymatothyris* a leggyakoribb (33%), de viszonylag jelentős mennyiségben van jelen a *Calcirhynchia* (18%) és a *Cuneirhynchia* (10%) is. A többi nemzetség jóval kisebb arányban fordul elő (*Salgirella*, *Prionorhynchia*, *Liospiriferina*, *Koninckodonta*, *Zeilleria*, *Lobothyris*).

Rétegtani elterjedés

Sajnos ezen a lelőhelyen sem került elő ammonites a vizsgált rétegsorban. A brachiopoda fajok eloszlása itt változatosabb, mivel a 3,5 méter vastag rétegsorban négy réteget lehet elkülöníteni. Néhány faj csak a legalsó rétegekben fordul elő (*Salgirella alberti*, *Calcirhynchia laevicosta*, *Koninckodonta* sp., *Zeilleria mutabilis*, *Prionorhynchia greppini*) (6. ábra). A leggyakoribb fajok – más lelőhelyekhez hasonlóan – a rétegsor alsó és felső részéről egyaránt ismertek (*Calcirhynchia plicatissima*, *Cuneirhynchia cartieri*, *Phymatothyris* aff. *cerasulum*). Ez utóbbi faj rendkívül magas példányszáma szembetűnő a 4. rétegben. Vannak olyan fajok, amelyek csak a vizsgált rétegsor középső részén fordulnak elő (*Calcirhynchia fascicostata*, *Cuneirhynchia fraasi*, "*Rhynchonella*" *triquetra*, *Lobothyris andleri*). Néhány taxon csak a legfelső rétegből került elő (*Zeilleria alpina*, *Z. choffati*, *Liospiriferina alpina*, *L. aradasi*).

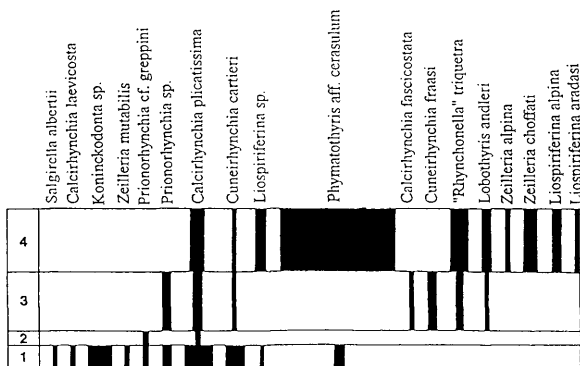
Tafonómiai és paleoökológiai jellemzők

Az izolált teknők aránya

A póckői szelvényben a szétesettség szintén növekszik a magasabb rétegek felé haladva. A növekedés folyamatos, de a két határérték közelebb van egymáshoz: nem annyira alacsony az alsó rétegben és nem olyan magas a felső rétegben, mint a Tölgyháti-kőfejtőben (1. réteg: 21%; 2. réteg: 33%; 3. réteg: 35%; 4. réteg: 45%). Ha a vizsgált szelvényekben előkerült valamennyi példányt figyelembe vesszük, akkor a két lelőhelyen közel megegyezik a magányos teknők aránya (37% illetve 38,5%).

A brachiopodák pátitos kitöltésének aránya

A pátit-mikrit arány 50%-os a póckői lelőhely 1. rétegében, vagyis hasonlóan magas, mint a Tölgyháti-kőfejtő alsó rétegében. A mátrix teljesen mikrites a 2. rétegben, de itt mindössze 3 példány került elő. A pátitos kitöltés aránya csökken a 3. és a 4. rétegben, de nem olyan jelentősen, mint Tölgyháton (37,5% illetve 35%). Mindkét lelőhelyre jellemző, hogy a példányok túlnyomó többsége, vagy teljesen mikrites mészsizzappal, vagy teljesen pátitos kalcittal töltődött ki. Nagyon ritka az olyan példány, ami csak részben töltődött ki pátitos kalcittal.



6. ábra. A brachiopoda fajok elterjedése a póckői lelőhelyen (függőleges oszlopok szélessége: 1 mm = 1 példány)

Fig. 6 Stratigraphic distribution of the determined species within the studied layers of Pöckő (width of vertical bars: 1 mm = 1 specimen)

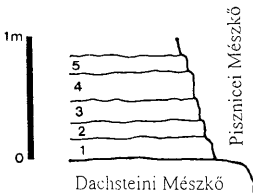
A brachiopodák méreteloszlása

A póckői lelőhelyen az átlagos méretek az 1. rétegtől felfelé haladva a következők: 8,1 mm; 9,3 mm; 10,4 mm; 8,4 mm. Az átlagos méret itt is fokozatosan növekszik a szelvény magasabb rétegei felé, kivéve a 4. réteget, ahol a méret ismét lecsökken. Ez a kis méretű fajok (*Phymatothyris* aff. *cerasulum*, "*Rhynchonella*" *triquetra*, *Terebratulida* indet.) kiemelkedően magas számával hozható összefüggésbe. A leggyakoribb fajoknál (*Calcirhynchia plicatissima*, *P.* aff. *cerasulum*) kimutatható, hogy kis méretű juvenilis és nagy méretű felnőtt példányok egyaránt előfordulnak a faunában (DULAI, in press).

Tardos, Kis-Gerecse

A Pusztamarótra vezető utat keresztező kék jelzésen Tardos község felé haladva a triász és jura kőzetek egymásra települése figyelhető meg a túristaút mellett. A felső-triász Dachsteini Mészköre itt is üledékhézaggal települ az alsó-jura Piszncei Mészköre. Ezen a lelőhelyen szintén a jura képződmény legalsó rétegeiből gyűjtöttem a faunát (7. ábra). Az alsó öt rétegből előkerült fauna felsorolása az I. táblázat 4. oszlopában látható.

A begyűjtött példányoknak csaknem a fele itt is meghatározhatatlan töredék. A példányszám kiemelkedően magas a 4. rétegben (72), viszonylag magas az



7. ábra. A Pisznicai Mészkö begyűjtött szakaszának szelvénye a Kis-Gerecse oldalában

Fig. 7 The studied section of the Pisznic Limestone at Kis-Gerecse

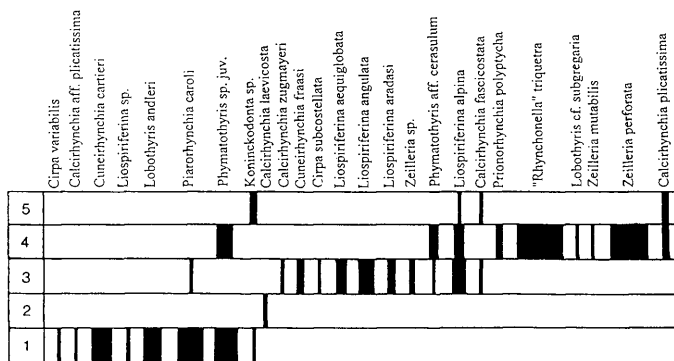
re is érvényes tehát, hogy sok faj fordul elő, de a többségük csak néhány példányban.

A fauna taxonómiai összetétele

Az előkerült brachiopoda faunában a rhynchonellidák a leggyakoribbak (43%), de a terebratulidák (36%) és a spiriferidák (19%) mennyisége is jelentős (3. ábra). A strophomenidák aránya elhanyagolható. A nemzetségek közül csaknem azonos mennyiségben fordul elő néhány taxon: *Liospiriferina* (19%), *Phymatothyris* (16%), *Zeilleria* (14%) és a "*Rhynchonella*" *triquetra* (13%). Viszonylag gyakori még a *Calcirhynchia* (9%) és a *Piarorhynchia* (8%), míg a többiek csak kis számban fordulnak elő (*Cirpa*, *Prionorhynchia*, *Gibbirhynchia*, *Cuneirhynchia*, *Lobothyris*, *Koninckodonta*).

Rétegtani elterjedés

A lábatlani lelőhelyekhez hasonlóan itt sem kerültek elő ammonitesek. A brachiopodák rétegsorbeli elterjedésének érdekessége (8. ábra), hogy a 25 taxon között egyetlen sincs, amelyik valamennyi rétegben előfordulna. Számos faj csak a legalsó rétegből került elő (*Cirpa variabilis*, *Calcirhynchia* aff. *plicatissima*, *Cuneirhynchia cartieri*, *Liospiriferina* sp., *Lobothyris andleri*). Szintén nagyon gyakori a legalsó rétegben a *Piarorhynchia caroli* és a *Phymatothyris* sp., amelyek feljebb is előfordulnak a rétegsorban (a 3. és a 4. rétegben). A *Koninckodonta* sp. rendelkezik a leghosszabb elterjedési intervallummal a rétegsorban, hiszen a legalsó és a legfelső rétegben egyaránt előfordul 1–2 példányban. A *Calcirhynchia laevicosta* csak a 2. rétegből ismert. Nagyon sok taxon csak a 3. rétegben van jelen (*Calcirhynchia zugmayeri*, *Cuneirhynchia fraasi*, *Cirpa subcostellata*, *Liospiriferina aequiglobata*, *L. angulata*, *L. aradasi*, *Zeilleria* sp.). Néhány faj a vizsgált rétegsor felső rétegeiben fordul elő (*Phymatothyris* aff. *cerasulum*, *Liospiriferina alpina*, *Calcirhynchia fascicostata*, *C. plicatissima*). Viszonylag sok faj a 4. rétegre korlátozódik (*Prionorhynchia polyptycha*, "*Rhynchonella*" *triquetra*, *Lobothyris* cf. *subgregaria*, *Zeilleria mutabilis*, *Z. perforata*).



8. ábra. A brachiopoda fajok elterjedése a kis-gerecsei lelőhelyen (függőleges oszlopok szélessége: 1 mm = 1 példány)

Fig. 8 Stratigraphic distribution of the determined species within the studied layers of Kis-Gerecse (width of vertical bars: 1 mm = 1 specimen)

Tafonómiai és paleoökológiai jellemzők

Az izolált teknők aránya

Az izolált brachiopoda héjak aránya az 1. rétegben nagyon alacsony (17%). A 2. rétegben "valamennyi" példány kétteltnős, de mivel csak két példány került elő, ez az eredmény félrevezető lehet. A 3. rétegben kiugróan magas a szétzettség (67,5%), ami azzal magyarázható, hogy ebben a rétegben sokkal nagyobb a spiriferidák aránya mint a többi rétegben (a spiriferidák a gyengébb zárszerkezetük miatt könnyebben szétesnek, mint a rhynchonellidák, vagy a terebratulidák). A 4. és az 5. rétegben ismét erősen lecsökken az izolált teknők aránya.

A brachiopodák pátitos kitöltése

A pátitos kitöltés igen magas az 1. rétegben és a 2. rétegben (50% fölött), bár a 2. réteg a kis példányszám miatt bizonytalan. A 3. rétegben a pátitos kitöltés aránya nagyon erősen lecsökken (5%), majd a begyűjtött rétegsor felső részén, a 4. és 5. rétegben a pátitos kitöltés ismét magasabb értékeket mutat, de nem haladja meg a 25%-ot.

A brachiopodák méreteloszlása

A példányok átlagmérete nagyon kicsi az 1. rétegben (8,5 mm), majd jóval nagyobb a 2. és a 3. rétegben, ahol meghaladja a 13 mm-t. A szelvény felső

részében ismét csökken az átlagméret, mivel a 4. és az 5. rétegben egyaránt 10 mm körül van a brachiopodák maximális átmérőjének az átlaga.

Tardos, Vöröshídi-kőfejtő

A Süttő és Tardos községek között húzódó műút mentén, Tardostól mintegy 5 km-re északra található a Vöröshídi-kőfejtő. A bányászattal feltárt vastag szelvény alsó részét Dachsteini Mészkö építi fel, amelyre éles határral települ a Pisznicei Mészkö. A jura rétegsor alsó részén lévő mészkövet VÍGH G. (1961a) a liász béta aljára, az *Arietites stellaris* szintbe helyezte. Ez az elnevezés a mai értelmezés szerint a felső-sinemuri aljának (Obtusum Zóna) felel meg. Az alapszelvénynek tekintett rétegsor szedimentológiai vizsgálatát KONDA (1987) végezte el, aki a faunáról mindössze annyi megjegyzést tett, hogy brachiopoda metszetek láthatók a falban, amelyek kiszabadíthatatlanok a kőzetből. Az utóbbi években LANTOS (in press) végzett szedimentológiai és tektonikai megfigyeléseket a területen.

Az 1993-as Laczkó Dezső Kövületvadász Tábor során mintegy 14 m vastag szelvényt gyűjtöttünk be rétegről rétegre (9. ábra). Ez a szelvény szakasz kőzettilag két részre osztható: a Dachsteini Mészköre üledékhézaggal vastagon rétegzett, vöröses, enyhén crinoideás mészkő települ mintegy 8 m vastagságban. Efölött vékonyabban rétegzett, barnásszürke mikrites mészkő található. Mint később látni fogjuk, a litológiai váltásnál a brachiopodák elterjedésében is markáns változás figyelhető meg. A Vöröshídi-kőfejtőből előkerült 29 taxon felsorolása az 1. táblázat 5. oszlopában látható.

A fauna taxonómiai összetétele

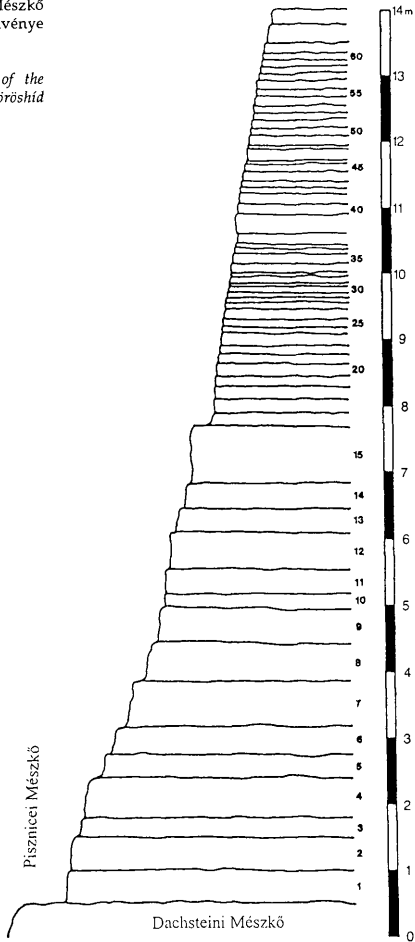
A Vöröshídi-kőfejtőben a rhynchonellidák alkotják a legjelentősebb rendet (46%), de gyakoriak a terebratulidák (37%) és a spiriferidák (16%) is (3. ábra). A strophomenidák mennyisége elhanyagolható. A leggyakoribb nemzetség a *Linguithyris* (22%), a *Calcirhynchia* (18%) és a *Liospiriferina* (16%). Viszonylag gyakori még a *Pisirhynchia* (10%), az *Apringia* (6%) és a *Phymatothyris* (6%). Ezen kívül sok nemzetség fordul elő néhány példánnyal (*Cirpa*, *Prionorhynchia*, *Cuneirhynchia*, *Gibbirhynchia*, "*Rhynchonella*", *Dispiriferina*, *Lobothyris*, *Rhaphidothyris*, *Zeilleria*, *Antiptychina*, *Koninckodonta*).

Rétegtani elterjedés

A vizsgált rétegsor mentén ammonitesek szinte kizárólag a felső, vékonyabban rétegzett összletben fordultak elő. A lelőhelyről előkerült ammoniteseket PÁLFY J. vizsgálta. A 3. rétegben talált rossz megtartású példány a kormeghatározás szempontjából keveset mond (*Arietitidae* gen. et sp. indet.). A 39. réteg anyaga (*Adnethiceras* sp., *Sulciferites* sp., *Agassicerias* sp., *Phylloceras* sp., *Lytoceras* sp.) az alsó-sinemuri középső részét jelzi (Semicostatum Zóna) (PÁLFY, szóbeli közlés). A törmelékből előkerült egy *Adnethiceras* sp. példány, ami a kőzet anyaga alapján az alsó, vastagpados rétegekből származik. Ez a lelet azért fontos, mert az *Adnethiceras* nemzetség a hettangi emeletben még nem jelentkezik, ami

9. ábra. A Pisznicsei Mészakő begyűjtött szakaszának szelvénye a Vöröshídi-kőfejtőben

Fig. 9 The studied section of the Pisznicze Limestone in the Vöröshíd quarry



arra utal, hogy a vastag pados liász összlet is a kora-sinemuri során keletkezhetett (Bucklandi Zóna?). A brachiopodák elterjedésében jelentős változás következik be az alsó, vastag pados és a felső, vékony réteges összlet határánál (10. ábra). Számos faj csak a jura rétegsor alsó részén (főleg a 2. és a 3. rétegben) fordul elő (*Gibbirhynchia orsinii*, *Rhaphidothyris beyrichi*, *Calcirhynchia zugmayeri*, *C. fascicostata*, *Lobothyris* ? cf. *subgregaria*, *Zeilleria mutabilis*, *Dispiriferina segregata*, *Cuneirhynchia cartieri*). A *Liospiriferina alpina* és a *Calcirhynchia plicatissima* szintén gyakori az alsó rétegekben, de ezek a rétegsor felső részén is sok rétegben előfordulnak. A *Koninckodontia* sp. a rétegsor alsó és középső részén fordul elő néhány példányban. A "*Rhynchonella*" *triquetra* átmeneti helyzetben van, hiszen csak a litológiai változás környékén található meg a vastag pados összlet tetején és a vékony réteges sorozat alsó részén. A *Liospiriferina moriconii* és a *Phymatothyris* aff. *cerasulum* a vékonyan rétegzett szelvény szakaszra jellemző, csakúgy mint a *Linguithyris aspasia*, amely néhány rétegben igen nagy számban fordul elő. A rétegsor felső részére jellemző taxonok között van olyan ami jól ismert más sinemuri rétegsorokból is (*Liospiriferina obtusa*, *Prionorhynchia greppini*, *Antiptychina rothpletzi*, *Zeilleria alpina*), de ugyanakkor számos olyan faj is előkerült innen (alsó-sinemuri, Semicostatium Zóna), amit korábban a Bakonyban (VÖRÖS 1982) csak pliensbachi rétegekből ismertünk (*Apringia paolii*, *Pisirhynchia retroplicata*, *Rhaphidothyris ovimontana*, *Pisirhynchia pisoides*, *Bakonyithyris pedemontana*).

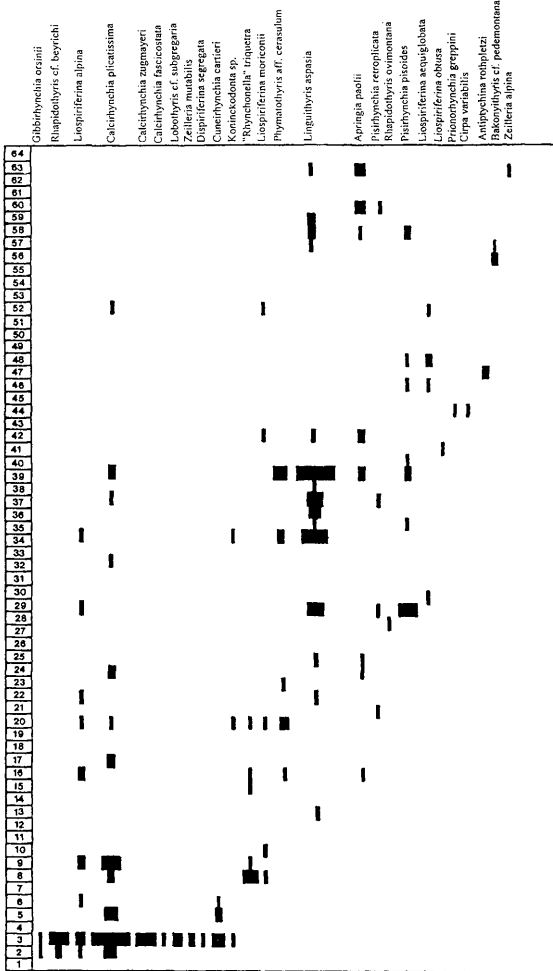
Tafonómiai és paleoökológiai jellemzők

Az izolált teknők aránya

Az izolált teknők mennyisége jelentős változásokat mutat a vizsgált rétegsor mentén (11. ábra, A). A vastag pados összlet alsó részén egyenletes, 50%-os értékeket láthatunk. Felfelé haladva, kisebb ingadozások után a vastag pados összlet felső részén egyre nagyobb szétesettség tapasztalható, és a 13-14. rétegben az izolált teknők aránya eléri a 100%-ot. Az előlött települő vékonyabban rétegzett sorozatban az izolált teknők aránya szintén jelentős ingadozást mutat, de jóval kisebb különbségek vannak az egyes rétegek esetében. Itt már sehol nem tapasztalunk 100%-os szétesettséget. A legmagasabb érték 80%-os, de a rétegek többségében inkább 50% közelében mozog az izolált teknők aránya.

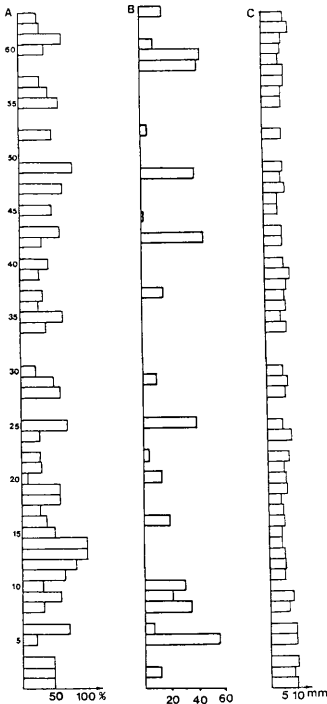
A brachiopodák pátitos kitöltése

A pátitos kitöltés aránya szintén nagyon változó a rétegsor mentén (11. ábra, B). Sok rétegnél látható 0% a diagramon. Ezek egy részénél nem volt értékelhető példány, míg más rétegeknél teljesen mikrites az összes példány kitöltése. Az alsó, vastag pados összlet alsó rétegeiben alig van pátitos kalcit. Így például az egyik leggazdagabb faunát tartalmazó 3. rétegben a magas példányszám ellenére sem találtam pátitos kalcitra utaló nyomokat. Az 5. rétegben viszont kiemelkedően magas a pátit aránya (közel 60%). Szintén gyakori a pátit a 8-9-10. rétegekben. A vastag pados összlet felső részén egyáltalán nem észlelhető pátitos kitöltés.



10. ábra. A brachiopoda fajok elterjedése a Vöröshídi-kőfejtőben (függőleges oszlopok szélessége: 1 mm = 1 példány)

Fig. 10 Stratigraphic distribution of the determined species within the studied layers of Vöröshíd quarry (width of vertical bars: 1 mm = 1 specimen)



11. ábra. A tafonómiai és paleoökológiai vizsgálatok eredményei a Vöröshídkőfejtőben. A) Az izolált teknők aránya; B) A brachiopodák pátitos kitöltése; C) A brachiopodák méreteloszlása

Fig. 11 Taphonomical and palaeoecological features at Vöröshíd quarry. A) ratio of disarticulated valves; B) sparitic infilling of brachiopod shells; C) mean size of brachiopods

A felső, vékonyan rétegzett összletben általában csak néhány rétegben van pátitos kitöltés. Ezeknél viszont helyenként közel 40%-os értékek mutatkoznak (25. réteg; 42. réteg; 48. réteg; 58–59. réteg).

A brachiopodák méreteloszlása

Az összes vizsgált lelőhely közül itt a legkisebb a brachiopodák átlagos mérete. A legmagasabb értékek is alig haladják meg a 10 mm-t, de nem ritka, hogy egy-egy rétegben 5–6 mm a példányok átlagos nagysága (11. ábra, C). A vastag pados összlet alsó részén a legnagyobbak a méretek, felfelé haladva viszont jelentősen csökken a példányok nagysága. A vékonyan rétegzett összletben szinte végig kicsik az átlagméretek, csak néhány rétegben tapasztalható magasabb érték. A rétegsor legfelső részén ismét növekedni kezdenek a méretek.

Tata, Kálvária-domb

A tatai Kálvária-domb a hazai jura kutatás egyik klasszikus lelőhelye. A Dachsteini Mész- és a Pisznicei Mész közötti üledékhézagos településnek talán ez a legismertebb példája. A lelőhelyről többen is említettek alsó-jura brachiopodákat (KOCH N. 1909; SZABÓ 1961; VIGH G. in FÜLÖP 1975), azonban ezek a korábbi gyűjtések nem réteg szerint történtek, ezért az egyes taxonok rétegtani helyzete nem ismert. A kőfejtő kerítésen kívüli részének rekultivációjához kapcsolódva gyűjtöttem a brachiopodákat a triász-jura határ fölött települő onkoidos rétegből (a rétegsort lásd HAAS 1995 cikkében).

A begyűjtött példányok száma az előzetes várakozásokkal szemben eléggé alacsony volt. Annak ellenére sem került elő sok példány, hogy az erodáló-

dott kőzetfelszíneken gyakoriak a brachiopoda metszetek, és a rekultiváció során igen nagy mennyiségű kőzetanyag megvizsgálására volt lehetőség. A gyenge megtartási állapotot mutatja, hogy a példányoknak csak az 1/3 részét lehetett meghatározni. A diverzitás magas, a meghatározott fajok mindegyike csak 1–2 példányban ismert. A faunagazdagság különösen fontos, ha figyelembe vesszük, hogy a triász végi tömeges kihalást követő faunaújjaeledés egyik igen korai megnyilvánulásáról van szó. A Kálvária-dombról előkerült brachiopodák listája az I. táblázat 6. oszlopában látható.

A fauna taxonómiai összetétele

Ezen a lelőhelyen a brachiopodák 60%-a rhynchonellida, 30%-a terebratulida és 10%-a spiriferida (3. ábra). A kis példányszámú faunula mindössze 20 példányból áll, amely azonban 9 nemzetséget képvisel, tehát a diverzitás nagy. A gyakoribb nemzetségek közé tartozik a *Calcirhynchia* (20%), a *Cuneirhynchia* (20%), a *Cirpa* (15%) és a *Zeilleria* (15%), míg a többi nemzetség 5–10%-ban fordul elő (*Salgirella*, *Liospiriferina*, *Lobothyris*, *Phymatothyris*, *Bakonyithyris*).

Rétegtani elterjedés

A Kálvária-domb alsó-jura rétegsorából már GÉCZY (in FÜLÖP 1975) jelezte, hogy a felső-hettangi és a sinemuri ammonitesek mellett nem kizárt a középső-hettangi formák jelenléte sem. Az 1997-es rekultivációhoz kapcsolódva PÁLFY J. végzett gyűjtést az onkoidos pad faunájából, és a rossz megtartású fauna alapján megállapította, hogy az *Alsatites* és a *Paracaloceras* ? nemzetségek együtt fordulnak elő (PÁLFY et al. 1998). Ez az együttes előfordulás az alpi Megastoma Zóna felső részére és a Marmorea Zóna alsó részére jellemző, tehát az üledék-képződés a középső-hettangi során, vagy legkésőbb a késő-hettangiban elkezdődött a Kálvária-domb területén.

Tafonómiai és paleoökológiai jellemzők

Az onkoidos réteg brachiopodáinak túlnyomó többsége kettős teknővel őrződött meg, és a példányoknak alig több, mint 10%-a fosszilizálódott izolált teknőkkel. A szétesett példányok szinte kivétel nélkül a spiriferidákhoz tartoznak, amelyek sokkal könnyebben szétesnek, mint a többi brachiopoda. A pátitos kitöltés aránya is alig haladja meg a 10%-ot és a példányok túlnyomó többsége teljes egészében mikrites mészsizzappal van kitöltve. Az egyes fajok méretei változóak, az átlagos méret azonban meglehetősen alacsony, nem éri el a 11 mm-t.

A többségében kettős teknővel megőrződött, szinte teljes egészében mikrites mészsizzappal kitöltött brachiopoda példányok nyugodt, áramlásoktól mentes környezetet jeleznek, ahol lassú volt az üledékképződés, így a brachiopodák teknői közötti tér is teljes egészében kitöltődhetett a finomszemű üledékkel.

A lábatlani lelőhelyek és a Vöröshídi-kőfejtő korrelációja a brachiopodák elterjedése alapján

Mivel a Tölgyháti-kőfejtőben és Póckón ammonitesek nem kerültek elő a vizsgált rétegsorokban, érdemes megpróbálni a szelvények korrelációját a brachiopodák alapján. A Keleti-Gerecse területén a Vöröshídi-kőfejtővel célszerű az összehasonlítást elvégezni, ahol ammonitesek is előfordulnak, igaz csak a rétegsor felsőbb részén.

Számos olyan brachiopoda faj van a lábatlani anyagban, amelyek előfordulnak a Vöröshídi-kőfejtő alsó, vastag pados rétegeiben is. A vöröshídi lelőhely alsó 10 rétegeből 10 fajt sikerült elkülöníteni, amelyek közül 6 előfordul a lábatlani lelőhelyeken is. A *Calcirhynchia plicatissima* mindkét területen gyakori a vizsgált rétegsorokban. A *Cuneirhynchia cartieri* és a *Zeilleria mutabilis* valamennyi rétegben jelen van a lábatlani lelőhelyeken, viszont a Vöröshídi-kőfejtőben csak a vastag pados rétegekben található. A *Liospiriferina alpina* és a *Koninckodonta* sp. a Vöröshídi-kőfejtőben a vastag pados képződményben és a vékony réteges sorozat alsó részén fordul elő. A "*Rhynchonella*" *triquetra* Vöröshídon a 10. és a 20. rétegek között került elő, tehát átmeneti helyzetben van a két, közzétanilag eltérő képződmény között. A *Phymatothyris* aff. *cerasulum* kissé eltérően viselkedik a két területen, mivel ez a faj nagyon gyakori a lábatlani lelőhelyeken, viszont a Vöröshídi-kőfejtőben csak a felső, vékonyan rétegzett szakaszból ismert.

Ugyanakkor a Vöröshídi-kőfejtő felső részéből számos olyan brachiopoda faj került elő, amelyek hiányoznak a lábatlani lelőhelyeken (*Linguithyris aspasia*, *Apringia paolii*, *Pisirhynchia pisoides*, *P. retroplicata*, *Liospiriferina aequiglobata*). Mindezek alapján a Tölgyháti-kőfejtő és Póckő vizsgált rétegei a brachiopodák elterjedése alapján feltehetően korrelálhatók a Vöröshídi-kőfejtő alsó, vastag pados liász rétegeivel. Természetesen ammonitesek hiányában ez a korreláció kissé bizonytalan.

A lábatlani lelőhelyeken előforduló összes faj ismert a sinemuri képződményekből, de számos faj a hettangi emeletben is gyakori. Ugyanakkor azt is figyelembe kell venni, hogy a Vöröshídi-kőfejtő törmelékéből előkerült *Adnethiceras* sp. kora-sinemuri alkorszakra utal. Mivel ott a vékonyan rétegzett összletből a *Semicostatum* Zónára utaló ammonitesek kerültek elő, az alsó vastag pados összlet korát esetleg a Bucklandi Zónában feltételezhetjük. Így a Pisznicsei Mész-kő legalsó 3,5 méteres szakasza a lábatlani feltárásokban is feltehetően a legkorábbi sinemuri során rakódott le, de a brachiopodák alapján azt sem lehet kizárni, hogy már a hettangi legvégén elkezdődött az üledékképződés. Ez a koradat jó összhangban van REZESSY (1996) eredményeivel, aki a Pisznicsei Mész-kő ciklussztratigráfiai vizsgálatát végezte el a Gerecse három szelvényében (lábatlani Tölgyháti-kőfejtő, tardosi Bánya-hegy, tatai Kálvária-domb). Az üledékes ciklusok korrelációja alapján a jura üledékképződés legkorábban a Kálvária-dombon kezdődött, majd a Tölgyháti-kőfejtőben, és legvégül a Bánya-hegyen. Mivel a legutóbbi biosztratigráfiai vizsgálatok a Kálvária-dombon a középső-hettangira teszik a bázisrétegek korát (PÁLFY et al. 1998), a Tölgyháti-kő

fejtő bázisrétegeinek (késő-hettangi)–kora-sinemuri kora jó egyezést mutat a ciklussztratigráfiai eredményekkel.

Lerakódási környezet a Keleti-Gerecsében

A Nyugati- és a Keleti-Gerecse jura képződményeiben mutatkozó különbségek már régóta ismertek (VIGH Gy. 1935; VIGH G. 1961b). Az is közismert, hogy a Nyugati-Gerecse üledékhézagos jura rétegsorai egy hátsághoz kapcsolódtak, a Keleti-Gerecsében viszont medence fáciesű, közel folyamatos rétegsorok találhatóak. A közelmúltban LANTOS (in press) végzett részletes szedimentológiai és mikrotektonikai vizsgálatokat a két terület határán. Szerinte a Malom-völgyben húzódó, É–D-i lefutású fácieshatár egy aktív jura tektonikai vonalhoz kötődik, amely balos oldalelmozdulásként értelmezhető. Vizsgálatai szerint a Gerecsében sokkal kevésbé volt meredek a lejtő a hátság és a medence között, mint a lizotrikus normálvetőkhöz kapcsolódó bakonyi hátságok esetében.

Az általam vizsgált lelőhelyek közül a Tölgyháti-kőfejtő, Póckő és a Kis-Gerecse a medence területére esik, míg a Vöröshídi-kőfejtő viszonylag közel volt a hátság és a medence határához. Az első három lelőhelyen a brachiopodák többnyire ketteknösen fosszilizálódtak a Pisznicei Mészkö bázisrétegeiben. Mindenképpen meg kell említeni, hogy az izolált héjak aránya sokszor azért mutat viszonylag magas értékeket, mert nagyon nehéz a kőzetből kiszabadítani a példányokat és emiatt sok a meghatározhatatlan töredék. Ugyanakkor az izolált spiriferidák arra utalnak, hogy némi vizáramlás és mozgatottság a medence területén is létezett. A spiriferidák azonban a gyengébb zárszerkezetük miatt sokkal könnyebben szétesnek, mint a rhynchonellidák, vagy a terebratulidák.

A példányok többsége mikrites mészsizzappal töltődött ki, ami arra utal, hogy lassú volt az üledékképződés és a példányok hosszú idő alatt temetődtek be. Pátitos kalcittal általában csak a nagyon kis méretű példányok töltődtek ki, amelyeknél a mikrites mészsizzap sem a búbnál, sem a mellső peremnél nem tudott bejutni a zárt állapotban fosszilizálódott teknők közé. A példányok többsége kis-közepes méretű (a kis-gerecsei lelőhelyen valamivel nagyobbak, mint Lábatlannál). A lábatlani lelőhelyek két leggyakoribb fajánál (*Calcirhynchia plitacissima*, *Phymatothyris* aff. *cerasulum*) méreteloszlása azt mutatja (DULAI, in press), hogy a gyakori taxonoknál a juvenilis példányoktól a felnőtt példányokig folyamatos átmenet tapasztalható. Ez arra utal, hogy nagyobb mértékű szállítódás vagy áthalmazódás nem érte a faunát, mert abban az esetben a példányok méret szerint elkülönültek volna. Tehát ennél a három lelőhelynél áthalmazódásoktól mentes, nyugodt és lassú üledékképződést tételezhetünk fel, ahol kis példányszámú, de változatos, mélyebbvízi brachiopoda együttesek őrződtek meg.

A Vöröshídi-kőfejtőben LANTOS (in press) szerint a jura tengeralatti magaslat lejtőlábái üledékei tárulnak fel. Szedimentológiai vizsgálatai alapján a liász rétegsor legalsó részén sekély és mozgatott vízi üledékek vannak, mint azt a bekérgezett szemcsék is mutatják. A rétegsorban felfelé haladva az egyre mélyebbre süllyedő aljzaton egyre növekszik a magasabb térszínről a medencébe

beáramló crinoideás törmelékanyag mennyisége. Ezeket az eredményeket a brachiopodák vizsgálata is megerősíti. Az alsó, vastagpados összletben a legnagyobb az izolált teknők aránya, ami a mozgatott víznek illetve az akkor kezdődő áthalmazódásoknak tudható be. A rétegsor felső, vékonyan rétegzett részén végig közepes és magas szétesettségi értékek tapasztalhatók az egyre gyakoribb üledékbeszállítóddással összhangban. Némi ciklusosság is felismerhető a grafikonon, csakúgy, mint a pátitos kitöltődés grafikonján, ahol a magas pátitos arányok ciklikus megjelenést mutatnak a rétegsor felső részén (11 ábra, A, B oszlop). Feltehetően ott növekszik meg a pátitos kitöltés aránya, ahol egy-egy üledékáthalmazódási esemény miatt gyorsabb a betemetődés. A brachiopodák tafonómiai jellemzői szintén alátámasztják LANTOS (in press) véleményét, mely szerint itt kevésbé meredek és szélesebb lehetett a lejtő, mint a Bakonyban. Ugyanis a bakonyi medence peremi (Márkó) és medence belseji (Lókúti-domb) lelőhelyeken sokkal jelentősebb az izolált brachiopoda teknők aránya, mint amit a Vöröshídi-kőfejtőben tapasztalhatunk.

Paleobiogeográfia

A brachiopodák nagyon rövid planktonikus lárvaállapot után szesszilis életmódot folytatnak, ezért a fajok térbeli elterjedése behatárolt. Az óceán barriert jelent a számukra, így az egyes taxonok elterjedése egy-egy selfterületet jelölhet ki.

A jura brachiopoda provinciák első kidolgozása AGER (1967, 1971, 1973) nevéhez fűződik, aki három provinciát (ÉNy-európai, Mediterrán és Etiópiai) jelölt ki a Tethys nyugati részén. A Mediterrán brachiopodák paleobiogeográfiai kapcsolataival részletesen foglalkozott VÖRÖS (1977, 1980, 1984a, 1984b), aki a brachiopodák elterjedése alapján bevezette a Mediterrán mikrokontinens fogalmát, és a Mediterrán provinciát tovább bontotta Kárpáto-szicíliai és Appennino-dunántúli szubprovinciákra.

Mivel a különböző lelőhelyeket nagyon eltérő módon gyűjtötték be és dolgozták fel, a numerikus koeficiensek alkalmazása félrevezető eredményeket szolgáltathat. Ezért VÖRÖS (1980, 1984a) jellemző taxonok kijelölésével dolgozott. A sinemuri emeletben 9 jellemző taxont jelölt ki: az ÉNy-európai jelleget mutatja a *Cincta numismalis*, a *Zeilleria perforata*, valamint a *Spiriferina walcotti* jelenléte. Mediterrán faunajellegre utal a *Linguithyris aspasia*, a *Zeilleria venusta*, a *Liospiriferina angulata*, a *Liospiriferina obtusa*, a *Cuneirhynchia cartieri* és a *Rhynchonellina* nemzetség.

Az általam vizsgált bakonyi és gerecei alsó-sinemuri lelőhelyeken a VÖRÖS (1980, 1984a) által kijelölt jellemző taxonok előfordulása a következőképpen jellemezhető. A Lókúti-domb alsó-sinemuri faunájában a hat jellemző Mediterrán taxon közül öt megtalálható, a hatodik pedig közeli rokon formával képviselteti magát (*Zeilleria aff. venusta*). A márkói Som-hegyen mind a hat jellemző Mediterrán taxon előfordul, sőt a *Rhynchonellina* nemzetség alkotja a fauna nagy részét.

Ugyanakkor a Gerecse területén a Tölgyháti-kőfejtőben a jellemző Mediterrán taxonok közül csak a *Cuneirhynchia cartieri* fajt sikerült megtalálni. A póckői lelőhelyről a MÁFI gyűjteményében előfordul a *Linguithyris aspasia* és a *Zeilleria venusta*, míg az általam gyűjtött új anyagban a *Cuneirhynchia cartieri* vált ismertté. A Kis-Gerecse oldalából gyűjtött anyagban a *C. cartieri* és a *Liospiriferina angulata* példányai kerültek elő. Az előzőeknél gazdagabb vöröshídi faunában a jellemző taxonok fele fordul elő (*Cuneirhynchia cartieri*, *Liospiriferina obtusa*, *Linguithyris aspasia*), melyek közül a *L. aspasia* a lelőhely leggyakoribb brachiopodája.

Tehát megállapítható, hogy a jellemző Mediterrán brachiopodáknak tekintett taxonok kisebb-nagyobb mennyiségben előfordulnak a vizsgált lelőhelyeken. Feltűnő különbség van azonban a Bakony és a Gerecse között. A bakonyi lelőhelyeken (Lókút, Márkó) valamennyi kijelölt jellemző Mediterrán taxon megtalálható, míg a gerescei lelőhelyeken egy, kettő, vagy három fordul elő, tehát a legjobb esetben is csak a jellemző taxonok fele. Vagyis a vizsgált bakonyi alsó-sinemuri lelőhelyek látszólag erősebben mutatják a Mediterrán jeleket, mint a gerescei lelőhelyek. Természetesen ebben az is szerepet játszik, hogy a bakonyi lelőhelyeken jóval nagyobb a meghatározható példányok száma, mint a Gerecseben.

Az előforduló nemzetségek elterjedését és gyakoriságát az egyes lelőhelyeken a II. táblázat foglalja össze. Mint a táblázatból is szembetűnik, néhány nemzetség valamennyi lelőhelyen, vagy majdnem valamennyi lelőhelyen előfordul. Az összes vizsgált gerescei alsó-jura lelőhelyen megtalálható a *Calcirhynchia*, a *Cuneirhynchia*, a *Liospiriferina*, a *Lobothyris* és a *Zeilleria*. Figyelemreméltó, hogy az alsó-sinemuri képződményekben a *Cuneirhynchia* kivételével azok a taxonok fordulnak elő minden lelőhelyen, amelyek már a Kardosréti Mészköben is megtalálhatók. A *Cuneirhynchia* viszont az egyik leggyakoribb nemzetség a tatai Kálvária-dombon, tehát ennek is ismerjük a hettangi gyökereit. Szintén érdemes megfigyelni, hogy néhány nemzetség a vizsgált alsó-sinemuri szelvényekben csak a Gerecseben fordul elő. A *Piarorhynchia* eddig csak a Gerecseben került elő, ott is csak egy lelőhelyen. A bizonytalan generikus besorolású "*Rhynchonella*" *triquetra* szintén csak a Gerecseből ismert, de ott a Keleti-Gerecse csaknem valamennyi vizsgált lelőhelyén megtalálható kisebb-nagyobb mennyiségben.

Eredmények, következtetések

A dolgozat részletes adatokat közöl a Keleti-Gerecse alsó-jura brachiopoda faunájáról. A Pisznicsei Mészkö négy lelőhelyéről gazdag fauna került elő. A Tölgyháti-kőfejtőben 10 taxon, Póckón 18 taxon, a Kis-Gerecse oldalában 25 taxon, a Vöröshídi-kőfejtőben 29 brachiopoda taxon került elő a réteg szerint végzett új gyűjtések során. A faunalistákat összesítve, jelenleg 45 brachiopoda taxon ismert a Pisznicsei Mészköből a Keleti-Gerecse területén. Az előző felsorolásból is jól látható, hogy a fauna gazdagsága fokozatosan növekszik a medence belsejétől a magaslat irányába haladva. Ez minden bizonytalansággal van

Az előforduló nemzetségek elterjedése és gyakorisága (%)
Distribution and frequency (%) of the occurring genera

II. táblázat – Table II.

Név	Lábatlan		Tardos		Tata Kálvária-domb (5)
	Tölgyháti kőfejtő (1)	Póckő (2)	Kis-Gerecse (3)	Vöröshídi kőfejtő (4)	
<i>Apringia</i>				6,2	
<i>Pisirhynchia</i>				10,5	
<i>Cirpa</i>		2	3	0,9	15
<i>Calcirhynchia</i>	30,7	15,2	9,3	17,6	20
<i>Prionorhynchia</i>		7,1	2	0,6	
<i>Cuneirhynchia</i>	15,4	9,1	6,2	3,9	20
<i>Gibbirhynchia</i>			1,1	1,0	
<i>Piarorhynchia</i>			8,2		
" <i>Rhynchonella</i> "		5	13,4	5,3	
<i>Salgirella</i>		1			5
<i>Liospiriferina</i>	7,7	10,1	18,7	15,7	10
<i>Dispiriferina</i>				0,6	
<i>Lobothyris</i>		3	6,2	1,5	5
<i>Linguiothyris</i>		1		22,4	
<i>Rhapidothyris</i>				4,3	
<i>Phymatothyris</i>	20,5	26,3	15,5	5,8	5
<i>Zeilleria</i>	25,7	13,1	14,4	1,4	15
<i>Bakonyiathyris</i>		1			5
<i>Antiptychina</i>				0,9	
<i>Koninckodonta</i>		6,1	2	1,4	

1 - Lábatlan, Tölgyhát quarry; 2 - Lábatlan, Póckő; 3 - Tardos, Kis-Gerecse; 4 - Tardos, Vöröshíd quarry; 5 - Tata, Kálvária Hill

összefüggésben, hogy a medence peremi területein a hátságról átülepített példányok megnövelik a fajszaót.

A fauna taxonómiai összetételében a medence belsejében (Tölgyháti-kőfejtő, Póckő) a terebratulidák és a rhynchonellidák uralkodnak és a két csoport aránya megegyezik. A spiriferidák elhanyagolható mennyiségben vannak jelen. A hátság irányába haladva a rhynchonellidák mennyisége gyakorlatilag változatlan marad, viszont a spiriferidák aránya jelentősen megnövekszik a terebratulidák rovására. Ez nem támasztja alá SANDY (1995) feltételezését, mely szerint a plienbachiból vett példák alapján a spiriferidák a mélyebb vízi self környezetekben voltak gyakoribbak.

A vizsgált lelőhelyek közül csak a Vöröshídi-kőfejtőben kerültek elő ammonitesek, a felső, vékonyan rétegzett sorozatból (Semicostatum Zóna). Az alsó, vastag pados összlet törmelékéből előkerült *Adnethiceras* sp. alapján feltételezhető, hogy ez a képződmény is a kora-sinemuriban rakódott le (Bucklandi Zóna?). A közös fajok nagy száma alapján a Vöröshídi-kőfejtő vastag pados összlete korrelálható a lábatlani lelőhelyek bázisrétegeivel (DULAI, in press). A bázisrétegek esetében azonban mindhárom lelőhelyen elképzelhető, hogy már a ké-

ső-hettangiban elkezdődött az üledékképződés. Ezek a koradatok jó összhangban vannak REZESSY (1996) ciklussztratigráfiai eredményeivel.

A brachiopodák tafonómiai és paleoökológiai jellegei alapján néhány következtetést vonhatunk le a Keleti-Gerecsében uralkodó lerakódási környezetről a kora-jura során. Az egykori medence területére eső Tölgyháti-kőfejtő, Póckő és a Kis-Gerecse faunájára jellemző, hogy a brachiopodák többnyire kétkétkösen fosszilizálódtak és a példányok többsége mikrites mészsizzalpal töltődött ki. A gyakori fajoknál juvenilis és felnőtt példányok egyaránt előfordulnak. Tehát ezen a három lelőhelyen áthalmozódásoktól mentes, nyugodt és lassú üledékképződés valószínűsíthető, ahol kis példányszámú, de változatos, mélyebbvízi brachiopoda együttesek őrződtek meg.

A Vöröshídi-kőfejtő viszonylag közel volt a hátság és a medence határához és itt a jura tengeralatti magaslat lejtőlábi üledékei tárulnak fel (LANTOS, in press). Az idézett szerző alul sekély, mozgatótt vízi üledékeket, majd a rétegsorban felfelé haladva egyre növekvő mennyiségű átülepített crinoideás törmelék anyagot mutatott ki. Ezeket az eredményeket alátámasztják a brachiopodák tafonómiai és paleoökológiai bélyegei is. Alul a legnagyobb az izolált teknők aránya, de a rétegsor felső részén is végig közepes-magas szétesettségi értékek tapasztalhatók. Ezeknél a rétegeknél ciklusosság is megfigyelhető az izolált teknők és a pátitos kitöltés grafikonján, ami az üledékáthalmozódási események ciklusosságával hozható összefüggésbe. A brachiopoda vizsgálatok szintén megerősítik LANTOS (in press) véleményét, mely szerint itt kevésbé meredek és szélesebb lehetett a lejtő a medence és a hátság között, mint a Bakonyban. A bakonyi medence peremi (Márkó) és medence belseji (Lókúti-domb) lelőhelyeken sokkal jelentősebb az izolált brachiopoda teknők aránya, mint amit a Vöröshídi-kőfejtőben tapasztalunk, tehát ott nagyobb mértékű volt az áthalmozódás.

A VÖRÖS (1980, 1984a) által kijelölt 6 jellemző Mediterrán sinemuri taxon közül a Tölgyháti-kőfejtőben 1 faj, a póckői lelőhelyen 3 faj, a Kis-Gerecse oldalában 2 faj, míg a Vöröshídi-kőfejtőben 3 faj vált ismertté. Ugyanakkor a hasonló korú bakonyi medence peremi (Márkó, Som-hegy) és medence belseji (Lókúti-domb) lelőhelyeken valamennyi jellemző Mediterrán sinemuri taxon előfordul. Ez a különbség utalhat a két terület közötti faunaelterésekre, de adódhat a vizsgált faunák példányszámának jelentős különbségéből is, hiszen a bakonyi lelőhelyeken jóval gazdagabb és nagyobb példányszámú brachiopoda faunák kerültek elő.

A nemzetségek lelőhelyenkénti eloszlását vizsgálva megállapítható, hogy azok a nemzetségek fordulnak elő az összes vizsgált lelőhelyen (*Calcirhynchia*, *Cunirrhynchia*, *Liospiriferina*, *Lobothyris*, *Zeilleria*), amelyek már a hettangi képződményekből is ismertek (Kardosréti Mészkö, illetve tatai Kálvária-domb). Néhány nemzetség eddig csak a Gerecséből ismert az alsó-sinemuri szelvényekben (*Piarorhynchia* és a bizonytalan generikus besorolású "*Rhynchonella*" *triquetra*).

A Keleti-Gerecsében található 4 lelőhelyen kívül a magaslat túloldalán is történt új gyűjtés ("Tata Basin", VÖRÖS & GALÁCZ 1998). A tatai Kálvária-dombon található Pisznicei Mészkö bázisrétegeiből egy kis példányszámú, de nagyon változatos (9 taxon) brachiopoda fauna került elő. A kísérő ammonitesek azt

mutatják, hogy ezen a területen már a középső-hettangiban, vagy legkésőbb a késő-hettangiban elkezdődött az üledékképződés (PÁLFY et al. 1998). Ez egyúttal azt is jelenti, hogy az onkoidos padból gyűjtött fauna jelenleg az egyetlen Magyarországon, ami ammonitesekkel igazoltan hettangi korszakbeli, hiszen a bakonyi Kardosréti Mészkből még soha nem került elő ammonites. Ez a faunagazdagság különösen fontos, ha figyelembe vesszük, hogy a triász végi tömeges kihalást követő faunaujjáéledés egyik igen korai megnyilvánulásáról van szó.

A Kálvária-dombon a rhynchonellidák alkotják a domináns rendet (60%) és a terebratulidák csak 30%-ban vannak jelen. Ez alapvetően különbözik a Kardosréti Mészkbő fauna összetételétől, ahol szinte kizárólag terebratulidák fordulnak elő (96%). A különbség valószínűleg környezeti okokra vezethető vissza: az erősen mozgott sekélyvízi környezethez a rövid karvázú terebratulidák tudtak a legjobban alkalmazkodni. A tatai onkoidos réteg brachiopodáinak túlnyomó többsége kettős teknővel őrződött meg és az izolált héjak szinte kivétel nélkül a spiriferidákhoz tartoznak. A pátitos kitöltődés aránya szintén nagyon alacsony. Ezek alapján a Tatai-medence területén nyugodt, lassú üledékképződéssel jellemezhető környezetet tételezhetünk fel a hettangi idején.

Köszönetnyilvánítás

Hálás köszönettel tartozom dr. VÖRÖS Attilának, aki munkámat mindvégig hasznos tanácsokkal segítette. A Vöröshídi-kőfejtő és a Kálvária-domb ammonites vizsgálatainak publikálatlan eredményeit dr. PÁLFY József bocsátotta önzetlenül a rendelkezésemre. Szintén köszönettel tartozom dr. CSÁSZÁR Géza támogatásáért (OTKA T 16785). Köszönöm dr. VÖRÖS Attila és dr. PÁLFY József gondos és segítőkész lektori észrevételeit. A póckői anyag gyűjtésében BENKOVICS László, DULAI Teréz, GERNER Péter és ROSTA Éva volt segítségemre. A Vöröshídi-kőfejtőben végzett gyűjtésben számos középiskolás és egyetemi hallgató vett részt.

Irodalom–References

- AGER, D.V. 1967: Some Mesozoic brachiopods in the Tethys region. – In: ADAMS, C.G., AGER, D.V. (Eds.): Aspects of Tethyan Biogeography. *The Systematics Association Publication*, 7, 135–151.
- AGER, D.V. 1971: Space and time in brachiopod history. – In: MIDDLEMISS, F.A., RAWSON, P.F., NEWALL, G. (Eds.): Faunal Provinces in Space and Time. *Geological Journal Special Issue* 4, 95–110.
- AGER, D.V. 1973: Mesozoic Brachiopoda. – In: HALLAM, A. (Ed.): *Atlas of palaeobiogeography*. Elsevier, 431–436.
- DULAI, A. 1993: Hettangian (Early Jurassic) megafauna and paleogeography of the Bakony Mts. (Hungary). – In: PÁLFY, J., VÖRÖS, A. (Eds.): *Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe*, Hungarian Geological Society, Budapest, 31–37.
- DULAI, A. (in press): Early Jurassic brachiopod fauna from the basal layers of the Pisznice Limestone of Lábatlan, eastern Gerecse, Hungary. – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* 90.
- FÜLÖP, J. 1975: Tatai mezozóos alaphegységgrögök. – *Geologica Hungarica Series Geologica* 16, 1–225.

- GALÁZC A., VÖRÖS A. 1972: A bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. – *Földtani Közlöny* 102/2, 122–135.
- HAAS J. 1988: Felsőtriász szelvények korrelációja a lofer-ciklusok alapján (Gerece hegység). – *Földtani Közlöny* 117, 375–383.
- HAAS J. 1995: Az Északi Gerece felsőtriász karbonát platform képződményei. – *Földtani Közlöny*, 125/3–4, 259–293.
- HOFMANN K. 1884: Jelentés az 1883 év nyarán a Duna jobb partján Szöny és Piszke között fogatosított földtani részletes felvételekről. – *Földtani Közlöny* 14, 174–190.
- KOCH N. 1909: A tatai Kálváriadomb földtani viszonyai. – *Földtani Közlöny* 39, 255–275.
- KONDA J. 1987: Gerece, Süttő, Vöröshídi-kőfejtő. – Magyarország geológiai alapszelvényei, Magyar Állami Földtani Intézet, 1–6.
- KONDA J. 1988: Gerece, Lábatlan, Tölgyháti kőfejtő. – Magyarország geológiai alapszelvényei, Magyar Állami Földtani Intézet, 1–6.
- KULCSÁR K. 1914: A Gerecehegység középső liászkorú képződményei. – *Földtani Közlöny* 44, 54–80.
- LANTOS Z. 1997: Karbonátos lejtő-üledékképződés egy oldalelmozdulással szabályozott liász seamount oldalában (Gerece). – *Földtani Közlöny* 127/3–4, 291–320.
- PÁLFY J., DULAI A., SZENTE I. 1998: Tata, Kálvária-domb. Rhaeti (felső triász) Dachsteini Mészkk és hettangi (alsó jura) Pisznicei Mészkk. – Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 1. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 1998. május 8–9., Tata, 16–18.
- REZESSY A. 1996: A Pisznicei Mészkk ciklussztratigráfiai vizsgálata gerecei szelvényeken. – Szakdolgozat, ELTE TTK, Budapest, 84 p.
- SANDY, M.R. 1995: Early Mesozoic (Late Triassic - Early Jurassic) Tethyan brachiopod biofacies: possible evolutionary intra-phylum niche replacement within the Brachiopoda. – *Paleobiology* 21/4, 479–495.
- SZABÓ I. 1961: A tatai mezozoós rög júra kifejlődései. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 49/2, 469–474.
- VÉGH-NEUBRANDT E. 1960: A Gerece-hegység felső-triász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. – *Geologica Hungarica Series Geologica* 12, 1–74.
- VIGH, G. 1943: A Gerece hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. – *Földtani Közlöny* 73, 301–369.
- VIGH G. 1961a: A Gerece-hegység nyugati felének földtani vázlata. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 49/2, 445–462.
- VIGH, G. 1961b: A Gerecei júra üledékek fácieskérdései. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 49/2, 463–468.
- VIGH Gy. 1935: Adatok a Gerece hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. – *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1925–28-ról*, 87–100.
- VÖRÖS, A. 1977: Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate tectonic implications. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 21/1, 1–16.
- VÖRÖS A. 1980: Liász és dogger brachiopoda provinciák a nyugati Tethysben. – *Földtani Közlöny* 110/3–4, 395–416.
- VÖRÖS A. 1982: A bakonyi pliensbachi brachiopoda fauna rétegtani értékelése. – *Földtani Közlöny* 112/4, 351–361.
- VÖRÖS, A. 1984a: Lower and Middle Jurassic brachiopod provinces in the western Tethys. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 24, 207–233.
- VÖRÖS, A. 1984b: Pliensbachian brachiopod zones in the Bakony Mts. (Hungary) and their correlation with other European areas. – *Int. Symp. Jur. Stratigr.* (Erlangen), Vol. 1, 295–301.
- VÖRÖS, A., GALÁZC, A. 1998: Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 104/1, 69–84.

Pygopid brachiopods and Late Jurassic palaeorelief in the Gerecse Mts., Hungary

Pygopid brachiopodák és a késő-jura domborzat a Gerecésben

Miklós KÁZMÉR¹

(Figures 3)

Abstract

Late Jurassic/Early Cretaceous pygopid brachiopods are sensitive indicators of palaeorelief within the bathyal realm. *Pygope catulloi* and *Pygope diphya* – both bearing a small, umbonal perforation – were adapted to live in a deeper environment which would have been poor in nutrients; while *Pygope janitor* and *Pygites diphyoides* – with large, central perforations – inhabited a less deep environment. The distribution of 144 pygopid specimens in 7 Tithonian sections outlines the horst-and-graben structure of the Gerecse Mts. in the Late Jurassic period. The western and eastern parts were deeper, while the central Gorba High known as the site of lacunose sedimentation was a shallower environment within the bathyal, aphotic zone.

Manuscript received: 07. 05. 1998

Összefoglalás

A felső-jura/alsó-kréta Pygopidae brachiopodák érzékeny jelzői a batiális régió vízmélység-különbségeinek. A *Pygope catulloi* és a *Pygope diphya* – mindkettőnek kicsi, búbközeli perforációja van – a mélyebb, táplálékban szegényebb vízmélységekhez alkalmazkodott. A *Pygope janitor* és a *Pygites diphyoides* – nagyméretű, központi helyzetű perforációval – kevésbé mély vizek lakója volt. Hét gerecsei szelvényben 144 Pygopidae példányt vizsgáltam meg. A Nyugati- és a Keleti-Gerecésben egyaránt a mélyebb vízi fajok találhatóak, míg középen, az erősen hézagos rétegsorairól ismert Gorba-háton a sekélyebb batiális övre jellemző fajok fordulnak elő.

Introduction

The most spectacular brachiopods of the Mesozoic era belong to the family Pygopidae (MUIR-WOOD 1965). There are two genera, containing four species, and all of these bear perforations on the valves. Members of the group *Pygope janitor* + *Pygites diphyoides* bear large, central perforations, while those of the *Pygope catulloi* + *Pygope diphya* group bear minor perforations displaced towards the umbo (JARRE 1962) (Fig. 1).

¹ Department of Palaeontology, Eötvös University: H-1083 Budapest, Ludovika tér 2, Hungary, E-mail: kazmer@ludens.elte.hu

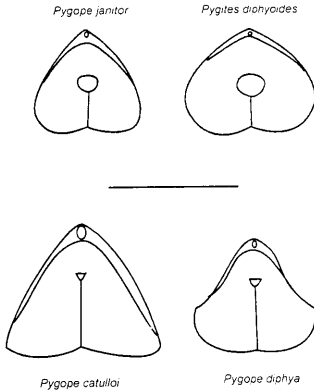


Fig. 1 Valves of the *Pygope janitor* + *Pygites diphyoides* brachiopod group bear large, central perforations, while those of the *Pygope catulloi* + *Pygope diphya* group bear minor perforations displaced towards the umbo

1. ábra. A *Pygope janitor* és a *Pygites diphyoides* brachiopoda nagyméretű, központi helyzetű perforációt, míg a *Pygope catulloi* és a *Pygope diphya* kicsi, búbközei perforációt visel.

environments (great depth, scarce food), not suitable for other species. They flourished there with virtually no competitors. The *janitor* + *diphyoides* group had a central perforation, developed later during ontogeny. These could not live under so harsh conditions as the previous group, but lived in a less deep environment which provided more food, successfully competing with other organisms. The *catulloi* + *diphya* pair, successful in deep water, were unable to compete in the shallow bathyal environment (KÁZMÉR 1990, 1993).

This understanding of pygopid palaeoecology is here tested on the horst-and-graben structure of the Gerecse Mountains, Hungary (VÖRÖS & GALÁ CZ 1998; CSÁSZÁR et al. 1998; FODOR & LANTOS 1998). A N-S trending topographic high outlined by discontinuous Jurassic sedimentation has been recognised and recently named Gorba High (CSÁSZÁR 1995). Pygopid fauna from seven Tithonian profiles arranged perpendicularly to the Gorba High (Fig. 2) have been studied and their composition is presented here.

AGER (1967) recognised that Pygopidae were the most typical Tethyan forms among Mesozoic brachiopods. VÖRÖS (in SANDY 1988) provided an interpretation: *diphya* occupied the southern, Apulian margin of Tethys (i.e. the Mediterranean microcontinent), while *janitor*, originating from there, was dispersed on the northern margin. Reviewing published material from 62 localities ranging from the Subalpine chains in Switzerland as far as the Balkans, KÁZMÉR (1990, 1993) extended VÖRÖS' ideas to the *diphya* + *catulloi* and *janitor* + *diphyoides* species groups, and offered a palaeoecological explanation for their apparently separate (mostly mutually exclusive) distribution.

Members of the *catulloi* + *diphya* group developed the umbonal perforation at a young stage of their ontogeny. It made it possible for these species to inhabit hostile

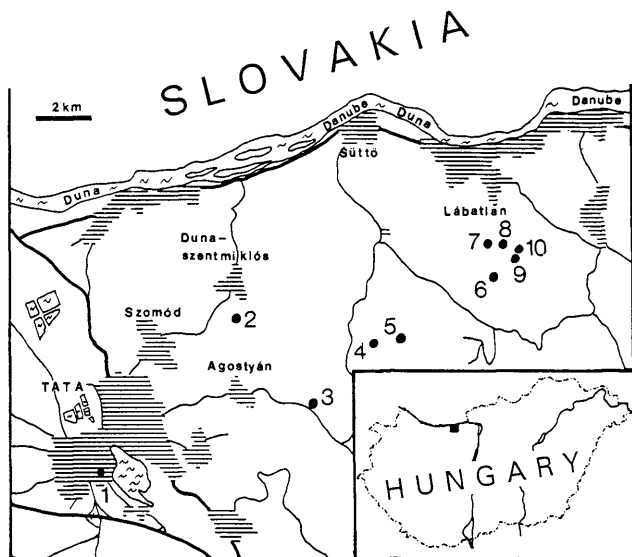


Fig. 2 Locations of pygopid-bearing successions in the Upper Jurassic of the Gerecse Mountains (modified after SZENTE, this volume). Localities: 1. Kálvária Hill, Tata; 2. Szomód; 3. Agostyán; 4. Szél-hegy shaft; 5. Pap-rét; 6. Törökbükk; 7. Ördögát; 8. Tölgyhát; 9. Dogger-bánya; 10. Martonkút

2. ábra. A Pygopidae faunákat szolgáltató lelőhelyek a gerecsei felső-jurában (SZENTE, 1998 után, módosítva). 1. Tata, Kálvária-domb; 2. Szomód; 3. Agostyán; 4. Szél-hegyi akna; 5. Pap-rét; 6. Törökbükk; 7. Ördögát; 8. Tölgyhát; 9. Dogger-bánya; 10. Martonkút

Material

One hundred and forty-four Tithonian brachiopods of the Pygopidae family (MUIR-WOOD 1965) have been identified. Most of them are from museum collections made by the late Gyula and Gusztáv VIGH, and they were kindly offered to the author for study by István FÓZDY, Head of the Department of Education, Hungarian Natural History Museum, together with specimens collected by himself.

Although pygopids are "jewels" of many palaeontological collections due to their large size and uncommon shape, our faunas are not spectacular. Most of

the specimens have been fragmented before being embedded in the sediment, indicating particularly high-energy conditions (see FÓZY et al. 1994 for details).

The number of *Triangope triangulus* (VALENCIENNES 1819) specimens is listed for each locality to show that the distribution of these pygopid forms does not show any particular pattern on the species level.

Detailed descriptions of the respective localities (except Tata, Agostyán, Tardos-Szászvég, Dogger-bánya, and Marton-kút) can be found in the monographic study of FÓZY (1993).

Kálvária Hill, Tata

Here there is purple and light-grey cephalopod limestone of undistinguished Tithonian-Berriasian age (FÜLÖP 1976:70). VIGH in FÜLÖP (1976:73) listed fifty *T. triangulus* and five *P. diphya* specimens. A large, additional specimen is a fragment of the *catulloi* group.

Agostyán

Here can be found dark red, clayey limestone with rich, poorly preserved crinoid and echinoid fauna. VIGH (1961) mentions the occurrence of *P. diphya*, but does not give the number of specimens.

Tűzkő Hill (= Lőtér), Szomód

This locality comprises crinoid limestone of Tithonian-Berriasian age (FÓZY 1993; CSÁSZÁR et al., this volume). There are eight specimens of *T. triangulus* in a dark limestone containing frequent crinoid ossicles.

Szászvég, Tardos

Nothing has been published about this locality. Gyula and Gusztáv VIGH collected a small fauna in 1941 one *T. triangulus* and one fragment of the *janitor* group.

Szél-hegy shaft, Tardos

In this locality can be found a rich Lower Tithonian fauna of ammonites, bivalves and brachiopods in sparitic crinoid limestone (FÓZY 1993; FÓZY et al. 1994). The locality has yielded forty-three *T. triangulus* and sixteen *P. janitor* specimens.

Papré-árok, Tardos

This locality is composed of pink, purple, very hard limestone. The Tithonian is only 0.36 to 1 m thick. Ammonites from a few beds bear trace fossils: borings, worm tubes and grazing traces (FÓZY 1993). It has yielded four *T. triangulus* specimens and three fragments of the *janitor* group.

Törökbükk

One *T. triangulus* specimen from a thin, condensed biancone-like limestone (FÓZY 1993) has been found here.

Ördöggát

This locality has yielded one *T. triangulus* specimen from the Lower Tithonian limestone (FÓZY 1993).

Tölgyhát quarry, Lábatlan

This represents the most famous, complete Jurassic sequence in the Gerecse Mountains. The Lower Tithonian, pink limestone beds (CECCA et al. 1993; FÓZY 1993) have yielded four *T. triangulus* specimens and one fragment of the *catulloi* group.

Dogger-bánya, Lábatlan

There is an unpublished profile about this disused quarry. It has yielded three *T. triangulus* specimens.

Marton-kút, Lábatlan

Nothing has been published about this locality. It has yielded one *P. catulloi* specimen and one unidentified one (of the *janitor* group?) from Bed 16/a.

Palaeorelief

A broad reconstruction of palaeorelief in the Transdanubian Range has been published for the Early Jurassic (KÁZMÉR 1987; FODOR & LANTOS 1998) and for the Early Cretaceous periods (KÁZMÉR 1988). The detailed study of CSÁSZÁR (1995) and CSÁSZÁR et al. (in press) for the Gerecse and Vértes region outlined a Late Jurassic elevation in the Gerecse. This Gorba High runs north-south between the Danube and Tatabánya. Remarks concerning discontinuous Jurassic sedimentation in the centre of the Gerecse and more complete sequences in the east and west have already been made by VIGH (1935). GALÁCZ and VÖRÖS (1972), GALÁCZ et al. (1985) and recently VÖRÖS & GALÁCZ (1998) have provided a key, interpreting similar sequences in the Bakony as local basins and elevated blocks, respectively.

FÓZY (1993) subdivided the Upper Jurassic ammonite-bearing successions into basins (Margit-hegy, Tölgyhát, Törökbükk, Ördöggát, Szomód) and elevated blocks (Pap-rét, Szél-hegy quarry). He recognised the Asszony-hegy and Szél-hegy shaft successions as gravity slides deposited on a slope. FÓZY's observation on the unusual presence of trace fossils (borings, worm tubes and grazing traces) on ammonites in the Pap-rét profile suggests a low sedimentation rate, which may be an indication of exposure the forces of erosion.

CSÁSZÁR (1995) was the first to make a sketch map and cross-sections of the Gorba High (his Fig. 10, and Figs. 11–12, respectively). Following his ideas a sketch cross-section is offered, indicating the suggested position of pygopid-bearing successions in the Gerecse Mountains (Fig. 3). This is the first attempt to estimate the relative altitude of the Gorba High. Its relief was

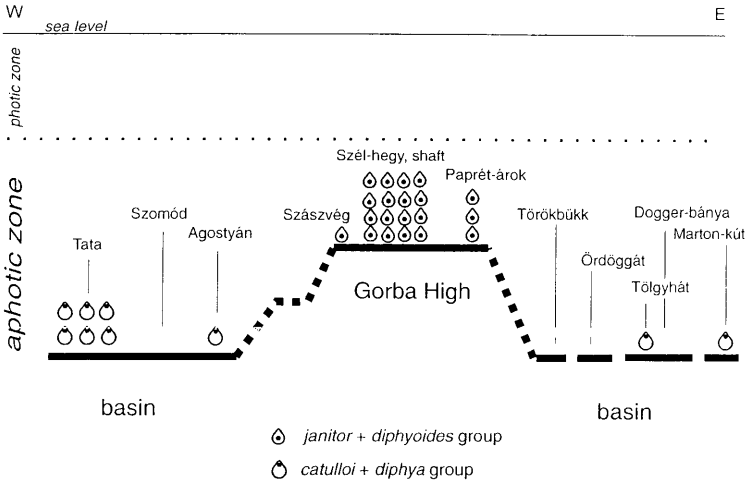


Fig. 3 Cross-section of the Gorba High and adjoining basins in the Late Jurassic (after Császár 1995, modified). *Pygope catulloi* and *Pygope diphya* (the brachiopods with small, umbonal perforation) occur in the basins, while *Pygope janitor* and *Pygites diphyoides* (with large, central perforation) occupy the elevated blocks. Localities with no brachiopod symbols yielded only *Triangope triangulus*. Not to scale

3. ábra. A Gorba-hát és a szomszédos medencék metszete a késő-jura idején (Császár 1995 után módosítva). A *Pygope catulloi* és a *Pygope diphya* brachiopoda-faj (mindkettő kicsi, búbközeli perforációt visel) a medencékben fordul elő, míg a *Pygope janitor* és a *Pygites diphyoides* (nagy, központi helyzetű perforációval) a kiemelt blokkokra korlátozódik. A brachiopoda-jelek nélküli lelőhelyek csak *Triangope triangulus*-t szolgáltattak. Nem méretarányos ábra

certainly much higher above the neighbouring basin landscape than is indicated by the thickness differences between incomplete and complete successions only. Completeness of the successions is rather a matter of chance. Of course, sites exposed to currents on top of elevations have offered less possibility to preserve sediments than localities in better protected basins. I suggest, that the elevation of the top of the Gorba High compared to the deepest nearby basin was in the range of a few hundred metres at least. This accentuated relief has developed in the aphotic zone.

Three independent observations support the existence of the Gorba High, the most pronounced of local elevations in the Gerecse Mountains: (1) incomplete Jurassic successions of reduced thickness (Főzy 1993; Császár 1995) and (2) shallow bathyal pygopid species on the high compared to deeper water species in the adjacent basins (this paper), and (3) low sedimentation rate as

indicated by trace fossils on ammonite shells in the Paprét profile (FÓZY 1993). Poorly documented sedimentary features suggesting slope sedimentation (FÓZY 1993) corroborate the existence of significant differences in relief during Late Jurassic age.

Acknowledgements

Attila VÖRÖS helped me gain insight into the wonderful world of brachiopods. László Fodor introduced me into the new geodynamic concepts on the Gerecse Mountains. Géza CSÁSZÁR expressed his keen interest and provided his support through OTKA grant T016785. Two reviewers, Attila VÖRÖS and Alfréd DULAI, provided helpful comments. I am grateful to all of them for their help and understanding.

References

- AGER, D.V. 1967: Some Mesozoic brachiopods in the Tethys region. – In: ADAMS, C.G., AGER, D. V. (eds.): Aspects of Tethyan Biogeography. *Systematics Association Publications* 7, 135–151, London.
- CECCA, F., FÓZY, I., WIERZBOWSKI, A. 1993: Ammonites et paléocéologie: étude quantitative d'associations du Tithonien inférieur de la Téthys occidentale. – *Geobios, Mémoire Spécial* 15, 39–48, 4 figs, Lyon.
- CSÁSZÁR G. 1995: A gerecsei és vértesi-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. (An overview of the Cretaceous research in the Gerecse Mountains and the Vértesi foreland.) – *Általános Földtani Szemle* 27, 133–152, 13 figs, Budapest.
- CSÁSZÁR G., GALÁCZ A., VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura – fácieskérdések, alpi analógiák. – *Földtani Közlemények* (this volume), 17 figs, Budapest. (In Hungarian with English abstract)
- FODOR, L., LANTOS, Z. 1998: Liász törései szerkezetek a Nyugati-Gerecseben. – *Földtani Közlemények* (this volume), 7 figs, Budapest. (In Hungarian with English abstract)
- FÓZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földtani Közlemények* 123/4, 441–464, Budapest.
- FÓZY, I., KÁZMÉR, M., SZENTE, I. 1994: A unique Lower Tithonian fauna in the Gerecse Mts, Hungary. – In: PALLINI, G. (ed.): *Proceedings of the 3rd International Symposium "Fossili, Evoluzione, Ambiente"*, Pergola, 25–30 October 1990. *Palaeopelagos, Special Publication* 1, 155–165, 2 figs, 2 pls, Roma.
- FÜLÖP, J. 1976: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* 16, 229 p., 61 figs, 52 pls, Budapest.
- GALÁCZ, A., HORVÁTH, F., VÖRÖS, A. 1985: Sedimentary and structural evolution of the Bakony Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary): palaeogeographic implications. – *Acta Geologica Hungarica* 28/1–2, 85–100, Budapest.
- GALÁCZ, A., VÖRÖS, A. 1972: Jurassic history of the Bakony Mountains and interpretation of principal lithological phenomena. – *Földtani Közlemények* 102/2, 122–135, Budapest. (In Hungarian with English abstract).
- JARRE, P. 1962: Révision du genre *Pygope*. – *Travaux de Laboratoire de Géologie, Faculté de Science, Grenoble* 38, 23–120.
- KÁZMÉR, M. 1987: Lower Liassic facies zones in the Bakony unit of Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 27, 89–100, 6 figs, Budapest.
- KÁZMÉR, M. 1988: Lower Cretaceous facies zones in the Bakony unit of Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 28, 161–188, 3 figs, Budapest.

- KÁZMÉR M. 1990: Titon-neokom Pygopidae (Brachiopoda) ősföldrajz az alpi-kárpáti régióban. (Tithonian-Neocomian palaeogeography of Pygopidae (Brachiopoda) in the Alpine-Carpathian region) Abs. – *Általános Földtani Szemle* 25, 327–335, 2 figs, Budapest.
- KÁZMÉR, M. 1993: Pygopid brachiopods and Tethyan margins. – In: PÁLFY, J., VÖRÖS, A. (eds.): *Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe*. Hungarian Geological Society, Budapest, 59–68, 5 figs.
- MUIR-WOOD, H. M. 1965: Mesozoic and Cenozoic Terebratulidina. – In: MOORE, R.C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part H (Brachiopoda), 762–816, Lawrence.
- SANDY, M. R. with a contribution by A. VÖRÖS 1988: Tithonian Brachiopoda. – In: RAKÚS, M., DER COURT, J., NAIRN, A.E.M. (eds.): *Evolution of the Northern Margin of Tethys, Vol. I*. Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle série 154 (I), 71–74, Paris.
- SZENTE, I. 1998: Early Jurassic bivalves from the Gerecse Mts. and Tata (Hungary). – *Földtani Közlöny* (this volume), 2 pls, Budapest.
- VIGH, G. 1961: Esquisse géologique de la partie occidentale de la montagne Gerecse. – *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* 49, 569–589, Budapest.
- VIGH, Gy. 1935: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des westlichen Teiles vom Gerecse-Gebirge. – *Jahresberichte der königlichen ungarischen Geologischen Anstalt über die Jahre 1925–1928*, 87–100, Budapest. (In Hungarian with German summary)
- Vörös, A., Galács, A. 1998: Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 104/1, 69–84, Milano.

Jura radiolaritok a Dunántúli-középhegységben

Jurassic Radiolarites in the Transdanubian Range

DOSZTÁLY Lajos¹

Abstract

The Lókút Radiolarite Formation is one of the most widespread formations in the Transdanubian Range. It is well-known from the deep boreholes in the Zala Basin, from the Bakony Mountains, the Gerecse Mountains and the Pilis Mountains. Previously the radiolarites were approached uniformly from both lithological and stratigraphical points of view. The interval between the footwall and the hanging wall dated with the help of Ammonites was automatically filled with radiolarites. The current research proved that the formation of the radiolarites started in the west first in the Bajocian (Sümege) and in the eastern part of the Bakony Mountains (Bakonycsérnye) in the Bathonian. At present radiolarites older than Callovian are not known in the Gerecse Mountains. There is only one place in the Pilis Mountains (Pilisszentkereszt, Öreg-szirt) where there is known radiolarite of the Oxfordian-Kimmeridgian age. As a general trend the formation of the radiolarite starts later and later eastward and the time gap between the underlying limestones and the radiolarites is increasing.

The ceasing of the formation of radiolarites shows a more uniform picture. In most areas it stops in the Oxfordian and only in a few cases in the Early Kimmeridgian.

The thickness of the Lókút Radiolarite changes within rather wide borders. It exceeds one hundred metres in the vicinity of the Zala Basin and Sümege. It is thinner in the centre and eastern part of the Bakony Mountains (mainly a few tens of metres) and only a few metres in the Gerecse Mountains.

The Lókút Radiolarite Formation contains radiolarites in the Bakony Mountains and radiolaritic cherts in the Gerecse Mountains. The former radiolarites silicified during diagenesis. In Tata the matrix of the radiolaritic cherts is composed of silicified nannoplankton. In the Pilis Mountains clayey radiolarites occur.

Manuscript received: 04. 06. 1998

Összefoglalás

Az egységesen a Lókúti Radiolarit Formációba sorolt középhegységi radiolarit az egyik legelterjedtebb jura képződmény a Dunántúli-középhegységben. Ismert a Zalai-medence mélyfúrásaiból, a Bakonyból, a Gerecseből és a Pilisből is. A korábban a radiolaritokat mind közzettanilag, mind sztratiográfiai szempontból egységesen kezelték. Az ammonitessel datált fekvő és fedő képződmények közötti időintervallumot automatikusan a radiolarittal töltötték ki. Jelen radiolaria vizsgálatok kimutatták, hogy a radiolarit képződés a nyugati részen indult meg legkorábban (Sümege – bajóci). A Bakony hegység keleti részén (Bakonycsérnye) a bathban kezdődött. A Gerecseben jelenleg nem ismerünk a kallóvinál idősebb radiolaritokat. A Pilisben csupán egyetlen helyről

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia u. 14.

ismert radiolarit (Pilisszentkereszt, Öreg-szirt), ahol kora oxfordi–kimmeridgei. Általánosnak mondható a tendencia, hogy kelet felé haladva egyre később indul meg a radiolarit képződése, és egyre nagyobb az üledékhézag a fekü mészkövek és a radiolaritok között.

A radiolarit képződés megszűnése egységesebb képet mutat. A legtöbb területen az oxfordiban befejeződik, csupán néhány területen húzódik át a kora kimmeridgeibe.

A Lókúti Radiolarit vastagság adatai meglehetősen szélsőségesen váltakoznak. A Zalai-medencében és Sümeg környékén vastagsága meghaladja a száz métert. A Bakony középső és keleti felében ennél vékonyabb, általában néhány tíz méter. A Gerecsében csupán néhány méter vastag.

A Lókúti Radiolarit Formációba a Bakony területén radiolaritok, a Gerecsében radioláriás tűzkövek tartoznak. Az eredetileg radioláriás mészszipapok a diagenézis során kovásodtak. Tatán a radioláriás tűzkövek mátrixát kovásodott nannoplankton alkotja. A Pilisben agyagközs radiolarit fordul elő.

Bevezetés

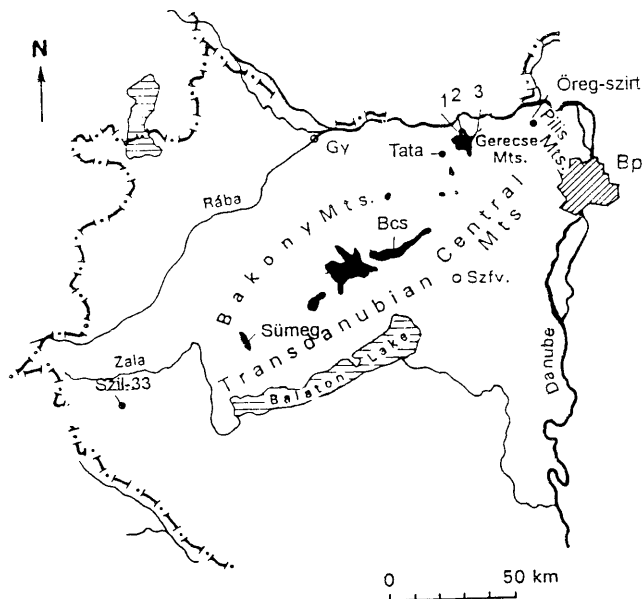
A Dunántúli-középhegység egyik legelterjedtebb és legjellegzetesebb jura képződménye a radiolarit. Ennek ellenére egészen a közelmúltig nem állt rendelkezésre sztratifráfiai adat a radiolaritból. Korábban általánosan elfogadott gyakorlat volt, hogy az ammonitesekkel jól datált fekü és fedő képződmények közötti szakaszt automatikusan kitöltötték a radiolarittal. A vizsgálatok célja volt tisztázni a radiolarit képződés kezdetének és befejeződésének időpontjait. A munkát nehezítette, hogy a diagenetikus folyamatok során a radiolária tartalmú kőzetek átkovásodtak, így a radioláriák kinyerése a legtöbb esetben nem lehetséges.

A jelenleg rendelkezésre álló adatok azt sugallják, hogy a radiolarit képződése legkorábban (bajóci) nyugaton kezdődött el (Zalai-medence, Sümeg), és kelet felé haladva egyre később indult meg. Kivételt képeznek az egykori tengeralatti magaslatok, ezeken ugyanis a medencebelieknel jóval később képződött a radiolarit, ill. teljesen hiányozhat is. A radiolaritok és a fekü mészkövek közötti üledékhézag szintén kelet felé növekszik. A radiolarit képződés a legtöbb esetben már az oxfordiban befejeződött, de néhány helyen átnyúlik a kimmeridgeibe is (Sümeg).

Korábban kevés adat állt rendelkezésünkre a radiolaritok kőzetanáról. Tisztázódott, hogy klasszikus radiolaritok csupán a Bakonyban fordulnak elő. A Pilisben agyagközs kifejlődésű, a gerecsei radiolaritokat pedig helyesebb radioláriás tűzkőnek nevezni. Vizsgálatokkal lehetett tisztázni, hogy Tatán a tűzkövek eredeti anyaga radioláriás nannoplankton iszap volt. A vizsgált feltárások elhelyezkedését az 1. ábra mutatja.

Vizsgálati módszerek

A radiolaritok mellett a fekü és fedő meszes képződmények is vizsgálatra kerültek. Az oldás a radiolaritok esetében 5%-os HF-dal, a mészkövek esetében 10%-os HCl-val történt. Az utólagosan kovásodott radiolaritok és mészkövek esetében a radioláriák kinyerése szinte lehetetlen volt. A gerecsei tűzkövek ese-



1. ábra. A jura formációk elterjedése a Dunántúli-középhegységben. Bcs - Bakonycsérnye; Bp - Budapest; Gy - Győr; Szfv - Székesfehérvár; Szil-33 - Szilvagy-33. sz. fúrás; 1. Margit-hegy; 2. Paprét-árok; 3. Bagoly-völgy

Fig. 1 The spread of Jurassic formations in the Transdanubian Range

tében előfordult, hogy a kovásodás még nem terjedt ki az egész rétegre, így annak alsó ill. felső szakaszán megmaradt a mészkő. Általában ezekből lehetett a radioláriákat kinyerni. A radiolaritok közötti agyagrétegekből alig-alig kerültek elő radioláriák.

Kőzettani megfigyeléseket a HF-dal maratott felszíneken lehetett tenni. Itt jól kirajzolódott a rétegződés. Ugyancsak láthatóvá vált, hogy a kovásodás sok esetben metszette a rétegződést. Az elektronmikroszkópos vizsgálatokkal sikerült a radiolaritok és tűzkövek mátrixáról információkat szerezni.

A sztratigráfiai értékelésnél BAUMGARTNER et al. (1995) zonációja szolgált alapul.

A korszerű radiolária zonációk a taxonok együttes előfordulásaira épülnek. Az 1995-ös évben jelent meg az INTERRAD Jurassic-Cretaceous Working Group (Projektvezető: P. O. BAUMGARTNER) munkája, amely a középső-jurától a kora-krétaig terjedő időszakra dolgozott ki radiolária zonációt. A munkában

amerikai, ázsiai és zömmel európai specialisták vettek részt. A munka kezdetén egységesítették a radiolária rendszertant (DUMITRICA 1995). Igyekeztek összegyűjteni az adott időszakra vonatkozó teljes radiolária irodalmat (a munkában magyarországi adatok is helyet kaptak), majd azt közösen revidiálták. A munka során 54 szelvény részletes feldolgozását vették alapul, amelyet kiegészítettek irodalmi adatokkal. A rendkívül nagy adatbázist SAVARY & GUÉX (1991) Bio-Graph programjának továbbfejlesztett változatával végezték (GUÉX). A program segítségével az aaleni korszaktól az apti korszakig terjedő időszakra 127 egyedi asszociációt kaptak. Ezt 22 zónában csoportosították (Unitary Association Zones – a továbbiakban UAZ). Az elkészült zonációt orto- és parasztratigráfiai csoportokkal próbálták a kronosztratigráfiai egységekhez kapcsolni. Az ammonites, nannoplankton, Calpionella eredményeken kívül a paleomágneses adatokat is felhasználták a korrelációhoz.

Radiolária vizsgálatok

Zalai medence

A Zalai medence területén, Szilvagy környékén számos mélyfúrás harántolt radiolaritot. Vizsgálati anyag csupán a Szilvagy-33. sz. fúrásból állt rendelkezésre. A terület rétegsorát BÉRCZINÉ MAKK A. (1980) munkája alapján ismerjük. E szerint a faunával igazolt liász crinoideás mészkőre mészmárga következik, közbetelepült ooidos mészkövekkel. A Szilvagy-33. sz. fúrás leírása alapján a radiolarit közvetlen fekéjében található mészmárgák Bositrákat tartalmaznak. Ez az Eplényi Mészkő Formációnak feleltethető meg. A zöldesszürke, májbarna radiolaritok mellett kovás mészkövek is előfordulnak. A radiolarit nincs teljes vastagságban feltárva. A legnagyobb álvastagság 139 méternek adódott. Tekintve, hogy a rétegek dőlése 50–70° közötti, a valódi vastagság ennél jóval kisebb. Ez azonban még így is sokkal magasabb érték, mint amivel a Bakonyban ill. a Gerecsében találkozhatunk. Csupán Sümeg környékén ismertek hasonló ill. vastagabb radiolarit rétegsorok.

A radiolaritra rétegzetlen, tűzkőgumós mészkövek települnek, amelyet a bennük tömegesen előforduló Lombardiák alapján kimmeridgei korúnak tartottak (BÉRCZINÉ MAKK A. 1980).

A vizsgált két radiolarit minta viszonylag jó megtartási állapotú radioláriákat tartalmazott.

A 3435,25–3441,25 m közötti szakaszcson az alábbi fontosabb radiolária taxonok kerültek elő: *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA, *Emiluvia sedecimporata* (RÜST), *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL et SANFILIPPO), *Paronaella pristidentata* BAUMGARTNER, *Tritrabs* cf. *casmalaensis* (PESSAGNO), *Tritrabs hayi* (PESSAGNO). Ezek alapján a minta kora késő-oxfordi–kora-kimmeridgei (UAZ 10.).

A 3542,5–3559,25 m közötti szakaszcson *Archaeodictyomitra* cf. *mirabilis* AITA, *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL et SANFILIPPO), *Eucyrtidiellum* cf. *unumaense* (YAO), *Stichocapsa robusta* MATSUOKA taxonok váltak ismertté. Ezek alapján a minta kora késő-bath–kora-kallóvi (UAZ 7.).

Mivel a 3542,5–3559,6 méterközből származó minta a radiolarit alsó szakaszról származik, feltételezhetjük, hogy a radiolarit képződése a korábban gondoltaktól később csupán a bath korszak idején kezdődött el. A 3435,25–3441,25 méterközből származó minta viszont arról tanúskodik, hogy a radiolarit képződése tovább tartott a korábban feltételezetteknél.

Bakony

A Bakony hegység területén az egyik legjellegzetesebb jura képződmény a radiolarit. Képződése már a bajóciiban megindult és a kallóvi idején általánosan elterjedt volt. Nem csak területi elterjedése jelentős, hanem maximális vastagsága (150 méter) is kiemelkedő a 3–400 méter összvastagságot meg nem haladó középhegységi jura rétegsorban. A fekü felől több szelvényben is folyamatosan tűnik az átmenet. A fekü képződmények részletes ammonites vizsgálatai már korábban kiderítették, hogy a radiolarit képződésének kezdete eltérő (GÉCZY 1968). A medencékben korábban (bajóci), a tengeralatti magaslatokon jóval később (bath) indult meg a radiolarit képződés (GALÁCS 1980), sőt egyes magaslatokon teljesen hiányozhat is. A vastagságviszonyok is eltérőek, a medencékben többszöröse a magaslatokon tapasztaltaknak. A legnagyobb vastagság Sümegen ismert, ahol közel 150 méter. Hasonló érték feltételezhető a Zalai medence egyes részein is (BÉRCZINÉ MAKK 1980). A radiolária vizsgálatok szerint itt, a legnagyobb vastagságú területeken indult meg legkorábban a radiolarit képződés. Ugyancsak ezeken a területeken tartott a legtovább (Szilvagy-33, Sümeg).

A scanning elektronmikroszkópos vizsgálatok azt bizonyították, hogy Sümegen szinte kizárólag radiolária vázából áll a kőzet (*I. tábla, 1–2. ábra*). A mátrixban helyenként felismerhetők a radiolária vázak töredékei, de az átülepítésre, áthalmazásra utaló üledékes jegyek – akár a Gerecsében, akár a Bükkben tapasztaltakkal ellentétben – nem, vagy nagyon ritkán fordultak elő. A radioláriák mellett kis mennyiségben szivacsstűk, ill. elvértve néhány bentosz foraminifera található. Amennyiben a radiolaritképződéssel egyidejűleg élt szervezetek maradványairól van szó, ez azt jelzi hogy a radiolarit képződés mindenképpen a karbonátkompenzációs szint felett történt. HAAS J. idősebb jura képződmények klasztjait találta a Süt-26. sz. fúrás radiolaritjaiban (HAAS et al. 1984). Ezek az extraklasztok mindenképpen azt jelzik, hogy a radiolarit képződés viszonylag közel zajlott a kiemelt helyzetben lévő területekhez. Az intraklasztokhoz hasonlóan a foraminiferák is áthalmazódhattak.

A radiolaritokat ért kovásodás a legfőbb oka, hogy mindössze Sümegről és Bakonycsernyéről sikerült eddig értékelhető radiolária faunákat kinyerni a kőzetekből. Az alábbiakban ezek részletes ismertetése következik.

Sümeg

Sümeg környékén a felszínen radiolarit kizárólag a Mogyorós-dombról ismert. Itt fúrással (Süt-26. sz. fúrás) is sikerült feltárni, és tisztázni a fekü felé a települési viszonyait. Ebből tudjuk, hogy a radiolarit folyamatosan fejlődik

ki a fekvő Eplényi Mészkköből (HAAS et al. 1984). Már a bositrás mészkőben is jelen vannak a radioláriák, mennyiségük felfelé fokozatosan növekszik. A két formáció határa mesterséges, a radioláriák uralkodóvá válásánál húzták meg a határt (HAAS et al. 1984). A fedő felé az átmenet szintén folyamatosnak tekinthető.

A vizsgált szelvény, egy ideiglenes árok volt, amelyet a 86-os főúttal párhuzamosan, attól mintegy 20 méter távolságra Ny-ra mélyítettek. Az árok mélysége átlagosan 1 méter, amelyben a rétegek közel merőlegesen álltak. A szelvény rétegsora a MÁFI Oktatási Bázis bekötő útjától indult és mintegy 500 méter hosszban tárta fel a Mogyorósdombi Mészkkő, Lókúti Radiolarit, Eplényi Mészkkő, Kardosréti Mészkkő és a Dachsteini Mészkkő Formáció képződményeit.

A radiolarit rétegtör vastagságát korábban fúrási adatokból szerkesztve 150-160 méternek tartották (HAAS et al. 1984). Itt az árokban a vastagsága 150 méternek adódott. A szelvényben tektonikus ismétlődést nem lehetett megfigyelni. A radiolária fauna is folyamatos fiatalodást mutatott, így a 150 méteres adat a radiolarit valódi vastagságát adja.

Minták az Eplényi Mészkkő felső szakaszától a Mogyorósdombi Mészkkő aljáig kerültek vizsgálatra. A vizsgált minták az alábbi képződményekből származtak:

1-2. minta: Eplényi Mészkkő F. (mészkkő)

3-33. minta: Lókúti Radiolarit F. (radiolarit)

34-38. minta: Mogyorósdombi Mészkkő F. (mészkkő)

Az Eplényi Mészkkő Formációhoz sorolható bositrás mészkövek közül az 1. minta tartalmazott gazdag radiolária faunát. A minta kora késő-bajóci (UAZ 4.). Az első radiolarit minta (3.) késő-bajóci vége-kora-bath (UAZ 5.). Az 5-18. rétegek közötti szakasz kora- és középső-bath (UAZ 5-6.). A 20-28. rétegek közötti szakasz kora késő-bath-kora-kallóvi (UAZ 7.). A 30-31. minta kora a középső-kallóvitól az oxfordi végéig terjedhet (UAZ 8-9.). A 32. minta makroszkóposan némileg különbözött a korábbi radiolaritoktól, de sósavval nem pezsgett, és az oldási felszínen jól látszott, hogy radiolária vázak tömege építi fel. Kora késő-oxfordi vége-kora-kimmeridegi (UAZ 10.). A kora-kimmeridegi koradat jelentősen eltér a korábban gondoltaktól. Analógiák alapján úgy vélték, hogy a radiolarit felett következő márga kitölti a teljes oxfordi emeletet (HAAS et al. 1984). A márga feletti gumós mészkőről azt gondolták, alsó szakasza a teljes kimmerideget, felső szakasza az alsó-tithont fedi le. Az oxfordi és kimmeridegi emeleteket makrofaunával mindezideig nem sikerült igazolni. A mostani radiolarit koradat azt mutatja, hogy a radiolarit képződés egészen a kimmeridegi elejéig folyt, a márga, valamint a gumós mészkő alsó szakaszának képződése a késő-kimmeridegeire korlátozódik. A radiolária vizsgálatok eredményei összhangba hozhatók az ammonites vizsgálatok eredményeivel (VIGH G. in: HAAS et al. 1984). VIGH G. a sümegi Mogyorós-dombon végzett vizsgálatait során a radiolaritot követő márgában ill. az azt követő mészkő alsó szakaszában nem talált ammoniteseket. Faunát csupán a gumós mészkő felső szakaszából gyűjtött. Ennek kora azonban már tithon volt. A márga korát őslénytanilag bizonyítékok nélkül sorolták az oxfordiba, míg a mészkő alsó szakaszát a nagy tömegben előforduló Lombardiák miatt tartották kimmerideginek (HAAS et al.

1984). Mivel a kora-kimmeridgei alkorszakot sikerült a Zalai-medencéből is kimutatni (Szilvágy-33. sz. f.), úgy tűnik, itt a nyugati területeken tartott legtovább a radiolarit képződése.

A Mogyorósdombi Mészkö legalsó szakaszáról származó minták (34–38. rétegek) kora késő-tithon (UAZ 13.). (Az árokban a Lókúti Radiolarit és a Mogyorósdombi Mészkö közötti szakasz nem volt feltárva.)

A klasszikusnak számító Sűmeg, Mogyorós-dombi I. szelvényben csupán a radiolarit legteteje látható. Ebből – valamint a felette következő márgából és a gumós mészkö alsó szakaszából – nem sikerült radioláriákat kinyerni.

Az alábbiakban a korbesorolások szempontjából legfontosabb taxonok következnek.

1. *Ares cylindricus flexuosus* (TAKEMURA), *Emiluvia lombardensis* BAUMGARTNER, *Eucyrtidium quinatum* TAKEMURA, *Hexasaturnalis hexagonus* (YAO), *Homoeoparonaella elegans* (PESSAGNO), *Mirifusus proavus* TONIELLI, *Turanta morinae* PESSAGNO et BLOME

3. *Palinandromeda* cf. *podbielensis* (OZVOLDOVA), *Parasaturnalis diplocyclis* (YAO), *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Tricolocapsa* sp. S in BAUMGARTNER et al., *Unuma echinatus* ICHIKAWA et YAO

20. *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA, *Williriedellium* cf. *carpathicum* DUMITRICA

21. *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI et KITO, *Protunuma* cf. *turbo* MATSUOKA, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Williriedellium* cf. *carpathicum* DUMITRICA

28. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Triactoma* cf. *foremanae* MUZAVOR

30. *Mirifusus dianae* (KARRER), *Triactoma* cf. *cornuta* BAUMGARTNER

32. *Acaeniotyle* cf. *umblicata* (RÜST), *Acanthocircus trizonalis dicranacanthos* (SQUINABOL), *Emiluvia* cf. *ordinaria* OZVOLDOVA, *Transhsuum* cf. *maxwelli* - (PESSAGNO)

34. *Acanthocircus trizonalis dicranacanthos* (SQUINABOL), *Pantanellium squinaboli* (TAN)

35. *Alievium helena* SCHAAF, *Hsuum raricostatum* JUD, *Pantanellium berriasium* BAUMGARTNER, *Pantanellium* cf. *riedeli* PESSAGNO, *Sethocapsa* cf. *kitoi* JUD

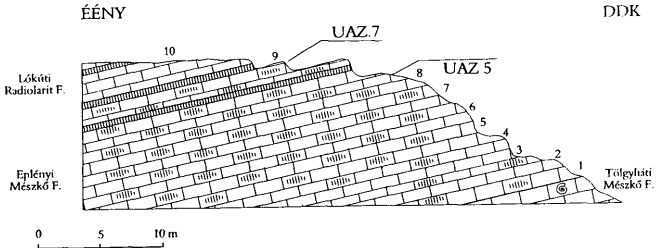
36. *Angulobracchia portmanni portmanni* BAUMGARTNER, *Archaeospongoprunum patricki* JUD, *Deviatus diamphidius diamphidius* (FOREMAN), *Deviatus diamphidius hipposidericus* (FOREMAN), *Emiluvia chica decussata* STEIGER, *Hsuum raricostatum* JUD, *Katroma milloti* SCHAAF, *Parapodocapsa furcata* STEIGER, *Pseudoeucyrtis fusus* JUD, *Pyramospongia barmsteinensis* (STEIGER), *Sethocapsa tricornis* JUD, *Tetratrabs radix* JUD, *Triactoma jonesi* (PESSAGNO), *Tritrabs ewingi worzeli* (PESSAGNO)

37. *Emiluvia pessagnoii multipora* STEIGER, *Holocryptocanium barbui* DUMITRICA

38. *Deviatus diamphidius* cf. *hipposidericus* (FOREMAN), *Emiluvia hopsoni* PESSAGNO, *Katroma milloti* SCHAAF, *Ristola cretacea* (BAUMGARTNER).

Bakonycsérnye, Tűzköves-árok

A Dunántúli Középhegység egyik legjobban ismert és vizsgált szelvénye a Tűzköves-árki (2. ábra). A radiolária vizsgálatok azonban mindezekig hiányoz-



2. ábra. A bakonycsérnyei liász-dogger alapszelvény felső szakasza, a mintavételi helyek valamint a radiolária zónák feltüntetésével

Fig. 2 The upper part of the Liassic-Dogger key section near Bakonycsérnye. Note the sampling points and the Radiolaria zones

tak. A most ismertetésre kerülő vizsgálati eredmények az Eplényi Mészköből és a Lókúti Radiolarit Formáció alsó szakaszáról származnak.

Az Eplényi Mészkö bosítás mészkövei végig tartalmaztak radioláriákat, sőt helyenként radioláriákban dúsabb, kovás szakaszok rétegződtek közbe. A Lókúti Radiolarit a szelvényben erősen kovásodott.

A mészköves szakaszról származó minták közül valamennyiből sikerült radioláriákat kinyerni. Ezek alapján a vizsgált szakasz kora késő-bajóci vége-kora bath (UAZ 5). A feküben található legfelső ammoniteses rétegekből korábban a bajóci legalsó zónáját sikerült kimutatni (GÉCZY 1961). Ezen adatok alapján feltételezhető, hogy a Tölgyháti Mészkö és az Eplényi Mészkö képződményei között időhézag található.

A radiolaritból csupán egyetlen minta (10.) szolgáltatott faunát. Ennek kora késő-bath-kora-kallóvi (UAZ 7). A 8. és 10. minta közötti szakaszról nem rendelkezünk információval, így csak feltételezhető, hogy folyamatos a rétegsor, amelyben a középső-bath alemelet is képviseltetve van.

Az alábbiakban a korbesorolás szempontjából fontosabb radiolária taxonok kerülnek bemutatásra.

1. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Tricolocapsa plicarum plicarum* YAO, *Unuma echinatus* ICHIKAWA et YAO

2. *Eucyrtidiellum* cf. *nodosum* WAKITA, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA

3. *Parahsuum stanleyense* (PESSAGNO), *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Transhsuum hisuikyoense* (ISOZAKA et MATSUDA)

5. *Ares cylindricus flexuosus* (TAKEMURA), *Hexasaturnalis tetraspinus* (YAO), *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Transhsuum medium* TAKEMURA

7. *Linaresa chrafatensis* EL KADIRI, *Palinandromeda* cf. *praepodbielensis* (BAUMGARTNER), *Parahsuum stanleyense* (PESSAGNO)

8. *Parasaturnalis diplocyclis* (YAO)

10. *Amphypindax tsunoensis* AITA, *Pantanellium* cf. *riedeli* PESSAGNO, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA.

Sümege az Eplényi Mészke legfelső rétegének faunája idősebb kort (UAZ 4.) mutat, mint Bakonycsernyén a legalsó rétegeké (UAZ 5.). Ez lehet a radiolarit keleti irányú fiatalodásának bizonyítéka.

A bakonycsernyei szelvény kapcsán mindenképpen említést kell tenni a *Parasaturnalis diplocyclis* (YAO) fajról. Az INTERRAD által kidolgozott zonációknál a faj legkésőbbi előfordulását a középső bajóciba (UAZ 3.) helyezik. Bakonycsernyén a faj a 8. rétegből került elő. Ettől mélyebb szakaszokból olyan taxonok (*Tricolocapsa plicarum plicarum*, *Ares cylindricus flexuosus*, *Stichocapsa robusta*) kerültek elő, amelyek egyértelműen a középső-bajócínál fiatalabb kort (UAZ 5.) jeleznek. Hasonló helyzet fordult elő Sümege is, ahol szintén az UAZ 5-ös zónát jelző taxonokkal együtt fordult elő. Ezen adatok alapján a taxon fajöltőjét ki kell terjeszteni a legkésőbbi-bajóci-kora-bathra is.

Gerecse

A Gerecse hegységi radioláriás képződményekre a bakonyi analógiák alapján szintén a Lókúti Radiolarit Formáció elnevezést alkalmazták. A hegységben jelentős területekről ismert, de egyes szelvényekből teljesen hiányzik (Pl: Asszony-hegy, Szel-hegy). A radiolarit fekvője a Tölgyhát Mészke. Néhány tatai feltárásban liász mészköveken kialakult keményfelszínre települ (FÜLÖP 1975). Fedőjét a Pálihálási Mészke Formáció képződményei alkotják. Egyes helyeken a Lókúti Radiolarit Formációba tagozódik az a mészkőpad is, amelyet korábban a radiolarit fedőjének tartottak. Az oxfordi mészkőbreccsa néven ismert mészkőréteg alapanyaga eredetileg radioláriás mészszip lehetett. A breccsásodás feltehetően egy a régióban egyidőben jelentkező gravitációs tömegmozgás hatására jött létre. A diagenézis során a radiolária vázak kovaanyaga kioldódott, ma már csak a kalcifikálódott vázak láthatók a vékonycsiszolatokban. Egyes feltárásokban gyenge megtartású ammoniteseket is tartalmaz. FÖZY (1993) szerint a faunák kora középső-oxfordi, esetleg a késő-oxfordi eleje. Ez a mészkőpad osztja két részre a radiolaritot.

KONDA J. vizsgálatai alapján az alsó szakasz mikrofaunája a fekihöz hasonlóan Bositrákat tartalmaz. A felső szakaszon Bositrák már nincsenek, és megjelennek a fedőre jellemző Lombardiák.

A radiolarit vastagsága a hegységben jelentős eltéréseket mutat. Egyes feltárásokból teljesen hiányzik, másokban csupán 1–2 méter vastag. Még a legnagyobb vastagságot mutató Margit-hegyi feltárásban sem éri el a húsz métert. Ezek az értékek jóval alatta maradnak a bakonyi rétegsorok adatainak.

A Gerecséből származó minták jelentősen különböznek a bakonyi radiolaritoktól. Eredetileg nagybajóci mésztartalommal rendelkeztek. Litológiai megnevezésüknél helyesebb a radiolarit név helyett a radioláriás tűzke elnevezést használni. A diagenézis során bekövetkezett kovásodás ellenére, a HF-dal maratott felszíneken láthatóvá válik az eredeti finom rétegződés. A rétegek 1–2 mm vastag radiolária dús ill. szegény sávok váltakozásából épülnek fel. A néhány centiméteres rétegeket 10–20 mini ciklus építheti fel. Gyakori jelenség, hogy a kovásodás nem volt teljes, ezért a rétegek alsó és felső szakaszán megmaradt az

eredeti mészkő anyag. Radioláriákat általában csak a meszes részekről sikerült kinyerni. A maratott felszíneken helyenként 1–2 mm-es litoklasztok ill. életnyomok figyelhetők meg.

A gerecsei minták elektronmikroszkópos vizsgálata során láthatóvá vált, hogy a radioláriák mellett karbonátvázú szervezetek is előfordulnak. A Tölgyháti kőfejtő rétegeiben a radiolária vázak mellett apró kagylóhéjak ill. töredékeik fordulnak elő. Tatán egyes rétegekben a tűzkövek alapanyagát nannoplankton alkotja. A kovásodott nannoplankton vázak kiváló megtartási állapotban maradtak fenn (I. tábla, 3–4. ábra). FÜLÖP (1975) munkájában már említett nannoplankton. (BÁLDINÉ BEKE M. a tűzkövek porráört anyagából határozott meg néhány taxont.) A tűzkő közötti agyagréteg is tömegesen tartalmazott nannoplankton. A mészvázú fossziliák tömeges jelenléte hangsúlyozza a már eddig is sugallt feltételezést, miszerint a radiolarit képződése a Gerecsében a karbonát kompenzációs szint felett történt.

Tata, Kálvária-domb

A fekü vörös agyagos mészkőre mintegy 1,2 méter vastagságban települ a radioláriás tűzkő. A tűzkövön belül több keményfelszín látható, amelyekre vékony agyagrétegek települnek. Az oxfordi mészkőbreccsa rétege fedi le a tűzkövet. A tűzkő aljáról előkerült a *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA faj, melynek a legkorábbi fellépése a késő-bathban volt (UAZ 7.). Ez azt jelzi, hogy a fekü mészkő (bajóci) és a tűzkő között jelentős üledékhézag van. A tűzkő felső határát a középső-oxfordi mészkőbreccsa határolja le. A keményfelszínnek arra utalnak, hogy nemcsak a fekü és a tűzkő között, hanem a tűzkövön belül is több üledékhézaggal lehet számolni. A tűzkőben található nannoplankton, és a ritkán előforduló foraminiferák alapján egyértelmű, hogy az üledékképződés a karbonátkompenzációs szint felett történt.

A tűzkőrétegek között több szintben néhány centiméteres agyagrétegek találhatók, amelyek a radioláriás tűzkő keményfelszínére települnek. Az agyagrétegekből több esetben kerültek elő víztiszta, bipiramisos kvarc kristályok. Ezekről feltételezhető, hogy egykori vulkáni tufaszórás nyomait jelzik. Hasonló korú, bentonitos agyagrétegek a Bakonyban is előfordulnak (CSASZÁR 1984). A Lombardiai-medencében szintén találhatók vékony bentonitos betelepülések a középső-oxfordi korú radiolaritokban (BAUMGARTNER et al. 1995). Tardoson, a Bánya-hegy melletti feltárásban az oxfordi mészkőbreccsa fekéjében lévő tűzköves mészkő oldási maradéka szintén tartalmazott a fentiekhez hasonló kvarc-kristályokat.

Margit-hegy

A szelvényben a radiolarit teljes vastagsága mintegy 17 méter, amelyet az ún. oxfordi mészkőbreccsa pad oszt ketté. Az alsó szakasz vastagsága 13 méter. A radiolarit ammoniteses mészkőre (Tölgyháti Mészkő Formáció) települ. A mészkőből előkerült gyenge megtartású ammonites fauna kora késő-bajóci. A

mészkö bositrás mikrit. A radiolarit alsó szakaszán szintén található Bositrák. A radiolarit tulajdonképpen radioláriás tűzkő, melynek tűzköve diagenetikus eredetű. A kiszorításos tűzkő szinte teljesen eltüntette az eredeti finom rétegződést, amely a HF-dal maratott felszíneken válik ismét láthatóvá. A tűzkövesedés a radiolária vázakra is hatással volt, a legtöbb esetben csupán körvonalokban megőrződött pszeuromorfózákat találni.

A radiolaritot ketté osztó mészköpad rossz megtartású ammonites faunájából csak az oxfordi emeletbe tartozás olvasható ki (FŐZY 1993).

A mészköpad fölött következő mintegy 4 méter vastag radiolarit makroszkóposan az alsóval egyező. Feltehetően ez is radioláriás mészkö volt, amely az utólagos diagenetikus folyamatok során tűzkövesedett.

A radiolarit felett éles határral agyagos gumós mészkö (Pálhálási Mészkö Formáció) települ. Az első rétegből előkerült fauna az alsó-tithon Hybonotum zónába tartozik (FŐZY 1993).

Radiolária vizsgálatok

KONDA József részletesen, rétegenként gyűjtötte be a szelvényt. Hagyatékából származott az alsó szakasz anyaga.

A radiolarit alsó három méter vastag szakaszának kora késő-bath-kora-kallóvi (UAZ 7.). Ez azt jelzi, hogy a fekü mészkö és radiolarit között hiányzik a legfelső-bajóci, valamint az alsó- és középső-bath. A következő, az oxfordi mészköbreccsáig tartó szakasz kora radioláriák alapján középső-kallóvi-késő-oxfordi korú. Ezt az intervallumot a fedő oxfordi mészköbreccsa középső-oxfordi kora némiképp leszűkíti.

A mészköbreccsa feletti radiolaritról kevésbé pontos adatok állnak rendelkezésre. Csupán annyit állíthatunk, hogy kora középső-oxfordi-késő kimmerid-gei. Ebben a szelvényben a radioláriák segítségével nem dönthető el, hogy van-e, és ha van, akkor mekkora az üledékhézag a radiolaritra éles határral következő mészkö között. A fedő mészkö kora ammonitesek alapján már kora-tithon.

A szelvényből előkerült fontosabb radiolária taxonok:

Alsó szakasz (1–15. réteg)

1. *Acanthocircus trizonalis angustus* BAUMGARTNER, *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO), *Ristola altissima altissima* (RÜST), *Saitoum cf. trichylum* DE WEVER, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Theocapsomma bicornis* BAUMGARTNER

4. *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO), *Mirifusus diana* cf. *diana* (KARRER), *Ristola altissima cf. major* BAUMGARTNER et DE WEVER, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Triactoma parablakei* YANG et WANG

Középső szakasz (16–32. réteg)

17. *Acanthocircus suboblongus suboblongus* (YAO), *Higumastra cf. coronaria* OZVOLDOVA, *Transhsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA)

A mészköbreccsa pad fölötti szakasz (1–5. réteg)

3. *Acanthocircus suboblongus suboblongus* (YAO), *Archaeodictyomitra cf. minoensis* (MIZUTANI), *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA), *Podobursa triacantha* (FISCHLI).

Paprét-árok

A szelvényben a Lókúti Radiolarit csupán néhány méteres vastagságban található. A feké Tölgyháti Mészkö ammoniteses rétegeire települő ún. radiolarit esetében jól látható még az eredeti kőzettípus is. A rétegek alsó és felső részén még mintegy 1–1 centiméter vastagságban megmaradt az eredeti radioláriás mészkö, a közöttük lévő szakasz viszont már teljesen kovásodott. A tűzkő itt is diagenetikus, látható amint a kovásodás – ha nagyon kis szögben is – metszi az eredeti rétegződést. A tűzköves szakaszról radioláriák már nem, csupán pszeudomorfózaiak nyerhetők ki. A radiolária fauna ebben a feltárásban a mészköves szakaszból származott, ahol is eredeti vázanyaggal őrződtek meg.

A radiolaritra a Pálhálási Mészkö rendkívül kondenzált rétegei települnek. Az ammonites fauna alapján a tithon legalja jelentkezik elsőként (FÖZY 1993).

A radiolária fauna a középső-kallóvitől az kora-kimmeridgeiig (UAZ 8–10.) tartó időintervallumot reprezentálja. Ettől pontosabb behatárolás azonban nem tehető. FÖZY (1993) cikkében azt jelzi, hogy a tűzköves radiolaritból gyűjtött ammonitesek középső-oxfordiak. Ezek alapján valószínű, hogy a radiolarit néhány méteres szakasza teljes egészében a középső- és felső-oxfordiba (UAZ 9.) tartozik. Ez azt valószínűsíti, hogy a feké felé meglévő üledékhézag mellett a fedő felé is jelentős a hiátus.

A fontosabb faunaelemek:

Acanthocircus trizonalis angustus BAUMGARTNER, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST), *Emiluvia orea orea* BAUMGARTNER, *Higumastra inflata* BAUMGARTNER, *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA), *Ristola altissima altissima* (RÜST), *Tritrabs cf. casmalaensis* (PESSAGNO).

Bagoly-völgy

A patakmederben meglehetősen rossz feltártsági viszonyok mellett, mintegy másfél méter vastagságban bukkan ki a radioláriás tűzkő. Közvetlen közelében sem a feké, sem a fedő nem látszik. Az eredetileg radioláriás mészkö tűzkövesedett padjai feltehetően nagyobb keménységük miatt preparálódtak ki, és az adott rétegsorban az eredeti vastagságukat mutatják. A Paprét-árki feltáráshoz hasonlóan a tűzkövesedés itt sem volt teljes, az eredeti radioláriás mészkö vékony részei megmaradtak. A fauna középső-oxfordi-kora-kimmeridgei (UAZ 9–10.) kort jelez. A gyűjtés alkalmával az oxfordi mészköpad nem látszott, de a fauna alapján úgy tűnik a radiolarit az e fölötti szakaszt képviseli.

Fontosabb faunaelemek:

Acanthocircus trizonalis angustus BAUMGARTNER, *Emiluvia sedecimporata* (RÜST), *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, *Saitoum cf. elegans* DE WEVER.

Kisgercese, víznyelő

A feltárásban az oxfordi mészköbreccsa, ill. az alatta települő radiolarit látható. A víznyelő mélyebb része le van zárva, így csupán a mészköpad alatti

mintegy két méteres szakasról lehetett mintát gyűjteni. Ezek a minták radioláriás tűzkövek. Itt a az eredeti anyag tűzkövesedése teljes egészében végbement. Ez meglátszott a radioláriák meglehetősen rossz megtartási állapotán is. A közvetlenül a mészkőbreccsa pad alatti radiolarit rétegből előkerült a *Stichocapsa robusta* MATSUOKA faj néhány példánya. Jelen ismereteink szerint ennek a fajöltője csupán a középső-kaloviig terjed. Ez esetben jelentős üledékhézag-nak kell lenni a radiolarit és a mészkőbreccsa pad között.

Pilis

A hegység területén a radiolarit előfordulása meglehetősen kis területre korlátozódik. A Keszthelytől É-ra található Öreg-szirt (Velka Skala) radiolarit rétegsorának faunája már korábban feldolgozásra került (DOSZTÁLY 1988). A szelvényben egy vastag mészkőrétegre agyagközös radiolarit települ. A mészkő rétegből FÓZY (1993) középső-oxfordi ammoniteseket határozott. Ez összhangban van a radiolarit korával, amely késő-oxfordi-kora-kimmeridgei. A BAUMGARTNER et al. (1995) zonációja alapján újraértékelt fauna, a mészkőtől a 38. réteggig biztosan felső-oxfordi (UAZ 9.), a 39. rétegtől legfelső-oxfordi-alsó-kimmeridgei (UAZ 9–10.). Az ittenihez hasonló agyagközös radiolarit rétegsor található a szicíliai Santa Anna feltárásban (DE WEVER et al. 1986; DE WEVER 1995). A szicíliai szelvényben a fekvő és fedő is jól datált ammonitesekkel és nannoplanktonnal. Ezt kiegészítve a radiolaria adatokkal, pontosan ismert a képződmény kora. A radiolarit és a köztük lévő agyagrétegeket leszámolva és elosztva a képződési idővel, azt az eredményt kapták, hogy egy-egy rétegre mintegy 20 000 év "képződési idő" jut. Hasonló értéket feltételezve az Öreg-szirt radiolarit szelvénye esetében (összesen 67 réteg), kevesebb mint másfél millió évet kapunk, összesített eredményként. Ennek alapján valószínűsíthető, hogy a vizsgált szelvény kora csupán késő-oxfordi.

Összefoglalás

A középső- és késő-jurában a pelágikus medencékben az alacsony terrigén anyag és platform eredetű karbonát beáramlás, a fenékáramlatok hiánya, valamint a mésvázú plankton alacsony produktivitása esetében a radiolarit volt a normál üledék (BAUMGARTNER 1987). A radiolarit képződés szempontjából kedvező feltételek a Dunántúli-középhegység medencéiben is fennálltak. Ennek köszönhetően a bajócitól az oxfordiig a radiolarit a legelterjedtebb képződmény. A radiolaritok ill. radioláriás képződmények bajóci végén kezdődő elterjedése nemcsak a Dunántúli-középhegységre jellemző. Ugyanebben az időben kezdődött meg a Bükkben és az Aggtelek-Rudabányai hegységben is radiolarit képződés.

A Dunántúli-középhegység egyes medencéiben eltérő a radiolaritok litológiája, vastagsága, valamint a képződés ideje is. A Bakonyban tisztán radiolária vázából álló radiolaritok találhatóak. A legnagyobb vastagság-adatok is itt for-

dulnak elő (Sümege). A nagy vastagságú radiolarit kialakulása minden valószínűség szerint feláramlási zónához köthető.

A Gerecséből ismert radiolaritok, radioláriás tűzkövek méisztartalma magasabb a bakonyiaknál. A méisztartalom egy része nannoplankton eredetű. A legtöbb esetben csupán néhány méter vastag radiolaritok általában jelentős üledékhézaggal települnek a fekü mészkövekre. Jelenleg nem ismerünk kallóvinál idősebb radiolaritot a hegységéből.

A Pilisben a magasabb terrigénanyag beáramlásnak köszönhetően agyagközös radiolaritok képződtek. Az agyagközös radiolarit ciklusai feltehetően 20 000 évesek és éghajlati változásokkal magyarázhatók.

Jelen ismereteink szerint a radiolarit képződés a nyugati területeken (Zalai medence, Sümege – bajóci) indult meg legkorábban. Kelet felé haladva egyre később kezdődik a radiolarit képződés, és egyre nagyobb az üledékhézag a fekü mészkövek és a radiolaritok között. A kimmeridzei idejére végbement az aljzat viszonylagos kiegyenlítődése. Ez, valamint a méisztvázú plankton szervezetek uralomra jutása okozhatta a radiolarit képződés megszűnését.

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat elkészülését az OTKA 016785 sz. pályázat támogatta.

Irodalom – References

- BAUMGARTNER, P.O. 1987: Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. – *Eclogae Geologicae Helveticae* 80/3, 831–879.
- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLONI, A., CARTER, E. S., CONTI, M., CORTESE, G., DANIELIAN, P., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOGHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D., YAO, A. 1995: Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. – *Mémoires de Géologie* (Lausanne) 23, 1013–1048.
- BAUMGARTNER, P.O., MARTIRE, L., GORICAN, S., ERBA, E., PILLEVUIT, A. 1995: New Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites and nannofossils from the Southern Alps (Northern Italy). – *Mémoires de Géologie* (Lausanne) 23, 737–749.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1980: Szilvágyi (DNY-Magyarország) triász-jura mikrobiofáciések. – *Földtani Közlöny* 110/1, 90–103.
- CSÁSZÁR G. 1984: Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához, Borzavár 138 p. MÁFI Kiadvány.
- DE WEVER, P. 1995: Radiolarians from the Sciacca Zone, Santa Anna, Sicily (Italy) – *Mémoires de Géologie* (Lausanne) 23, 839–845.
- DE WEVER, P., GEYSSANT, J.R., AZÉMA, J., DEVOS, I., DUÉE, G., MANIVIT, H., VRIELYNCK, B. 1986: La coupe de Santa Anna (zone de Sciacca, Sicile): Une synthèse biostratigraphique des apports des macro-, micro- et nannofossiles du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur. – *Revue de Micropaléontologie*, 29/5, 141–186.
- DOSZTÁLY L. 1988: A Pilis hegységi Öregszirt radiolaritjának őslénytani vizsgálata. (A paleontological study of the "Öregszirt" radiolarites in the Pilis Mountains). – *MÁFI Évi Jelentés az 1986. évről*, 229–239 (in Hungarian with English abstract).
- DUMITRICA, P. 1995: Systematic framework of Jurassic and Cretaceous Radiolaria. – *Mémoires de Géologie* (Lausanne) 23, 19–35.

- FÖZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary) – *Földtani Közlöny* 123/4, 441–464.
- FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozoós alaphegységrogók. (The mesozoic basement horst blocks of Tata) – *Geologica Hungarica ser. Geol.* 16, 1–225.
- GALÁCZ, A. 1980: Bajocian and Bathonian ammonites of Gyenespuszta, Bakony Mts., Hungary. – *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica*, 39, 1–227.
- GÉCZY, B. 1961: Die jurrassische Schichtenreihe des Tűzkövesgrabens von Bakonycsernye. – *Ann. Inst. Geol. Hung.*, 49, 507–567.
- GÉCZY B. 1968: Felsőliász ammonoideák Úrkútról. – *Földtani Közlöny* 98, 218–226.
- HAAS J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., GIDAI L., KAISER M., KRETZOI M., ORAVECZ J. 1984: Sűmeg és környékének földtani felépítése (Geology of the Sűmeg area) – *Geologica Hungarica ser. Geol.* 20, 1–353.
- KONDA J. 1991: Gerecse-hegységi malm Lóközi Radiolarit Formáció – Kézirat MÁFI Adattár, 17 p.
- SAVARY, J., GUEX, J. 1991: BioGraph: un nouveau programme de constuction des corrélations biochronologiques basées sur les associations unitaires. – *Bulletin de la Société Vaudoise des Science Naturalles* 80/3, 317–340.

A kézirat beérkezett: 1998. 06. 04.

Táblamagyarázat - Explanation of Plates

I. tábla – Plate I

- 1–2. Radiolarit, Sűmeg 8. minta
 1. N = 200X
 2. N = 400X
- 3–4. Kovásodott nannoplankton a Lóközi Radiolarit legfelső rétegéből. Tata, Kálvária-domb
 3. N = 2000X
 4. N = 4000X

II. tábla – Plate II

1. *Linaresia chrafatensis* EL KADIRI, Bakonycsernye - 7. N = 200X
2. *Transhsuum medium* TAKEMURA, Bakonycsernye - 5. N = 200X
3. *Parahsuum* cf. *stanleyense* (PESSAGNO), Bakonycsernye - 7. N = 320X
4. *Perispyridium* cf. *foremanae* PESAGNO et BLOME, Bakonycsernye - 10. N = 360X
5. *Unuma echinatus* ICHIKAWA et YAO, Bakonycsernye - 1. N = 400X
6. *Unuma echinatus* ICHIKAWA et YAO, Sűmeg - 8. N = 480X

III. tábla – Plate III

1. *Mirifusus* cf. *fragilis* BAUMGARTNER, Sűmeg - 1. N = 260 X
2. *Mirifusus* aff. *proavus* TONIELLI, Sűmeg - 1. N = 200X
3. *Eucyrtidellum quinatum* TAKEMURA, Sűmeg - 1. N = 400X
4. *Archaeodictyomitra amabilis* AITA, Sűmeg - 22. N = 480X
5. *Stichomitra takanoensis* AITA, Sűmeg - 8. N = 240X
6. *Hsuum matsukoi* ISOZAKI et MATSUDA, Sűmeg - 3. N = 300X

IV. tábla – Plate IV

1. *Tricolocapsa plicarum* YAO, Sűmeg - 8. N = 480X
2. *Tricolocapsa* cf. *conexa* MATSUOKA, Sűmeg - 20. N = 540X
3. *Parasaturnalis diplocyclis* (YAO), Sűmeg - 4. N = 130X
4. *Parvicingula dhimaensis* BAUMGARTNER, Sűmeg - 22. N = 400X
5. *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO), Sűmeg - 26. N = 360X

V. tábla – Plate V

1. *Podobursa helvetica* (RÜST), Sümeg - 26. N = 220X
2. *Ristola altissima major* BAUMGARTNER et DE WEVER, Sümeg - 26. N = 200X
3. *Podobursa helvetica* (RÜST), Sümeg - 26. N = 160X
4. *Pantanelium berriasianum* BAUMGARTNER, Sümeg - 36. N = 400
5. *Guexella* cf. *nudata* (KOCHER), Sümeg - 27. N = 480X
6. *Pantanelium berriasianum* BAUMGARTNER, Sümeg - 34. N = 320X

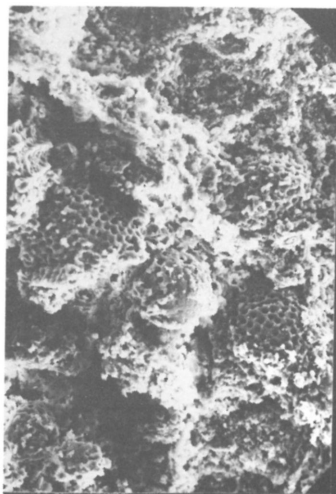
VI. tábla – Plate VI

1. *Katroma tetrastyla* STEIGER, Sümeg - 36. N = 200X
2. *Deviatus diaphidius hipposidericus* (FOREMAN), Sümeg - 36. N = 260X
3. *Favosyringium quadriaculeata* STEIGER, Sümeg - 36. N = 160X
4. *Hsuum raricostatum* JUD, Sümeg -36. N = 320X
5. *Sethocapsa tricornis* JUD, Sümeg - 36. N = 320X

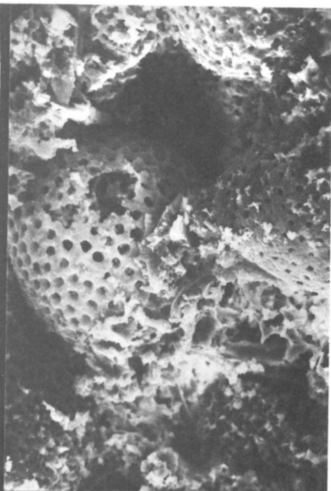
VII. tábla – Plate VII

1. *Archaeospongoprunum patricki* JUD, Sümeg - 36. N = 200X
2. *Pyramispongia barmsteinensis* (STEIGER), Sümeg - 36. N = 260X
3. *Pseudoecyrtis fusus* JUD, Sümeg - 36. N = 260X
4. *Parapodocapsa furcata* STEIGER, Sümeg - 36. N = 200X
5. *Angulobracchia portmanni portmanni* BAUMGARTNER, Sümeg - 36. N = 200X
6. *Acanthocircus trizonalis dicranacanthos* (SQUINABOL), Sümeg - 36. N = 100X

I. tábla - Plate I

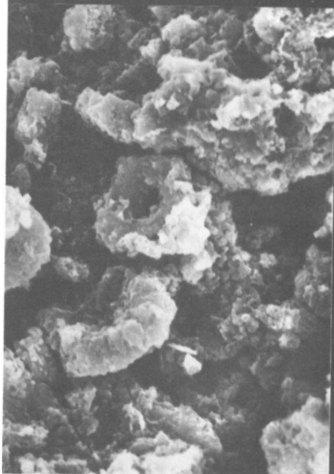


1



2

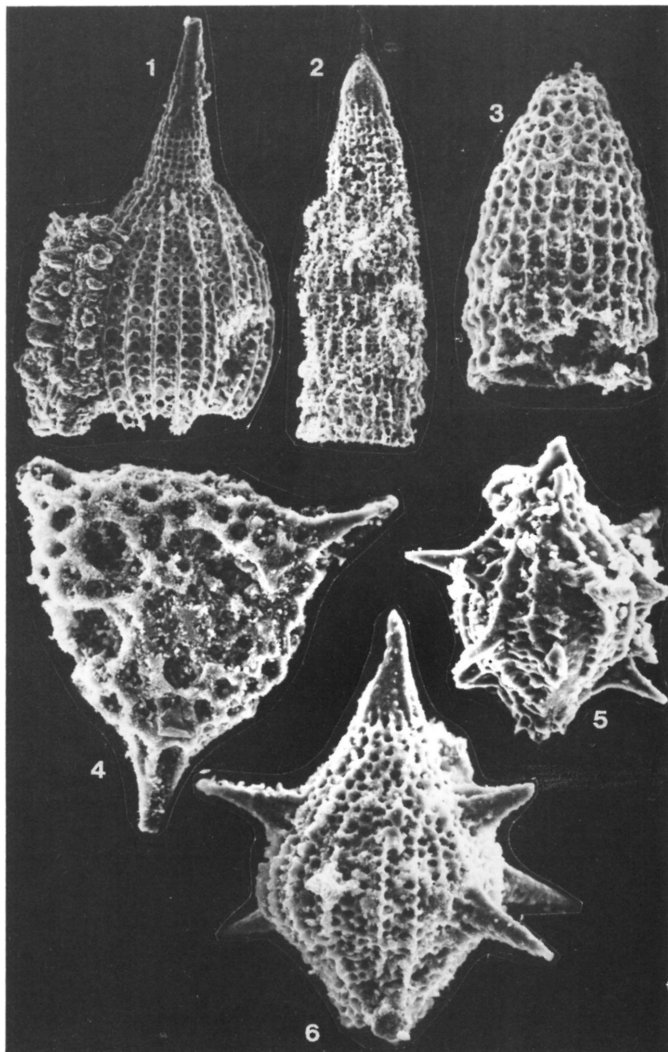
3



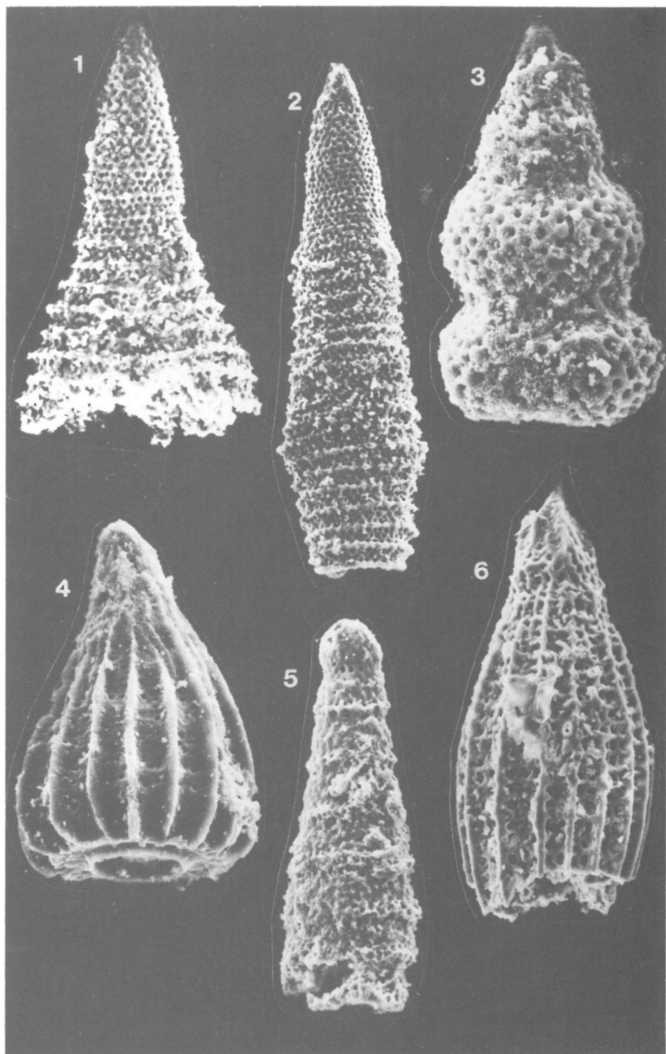
4



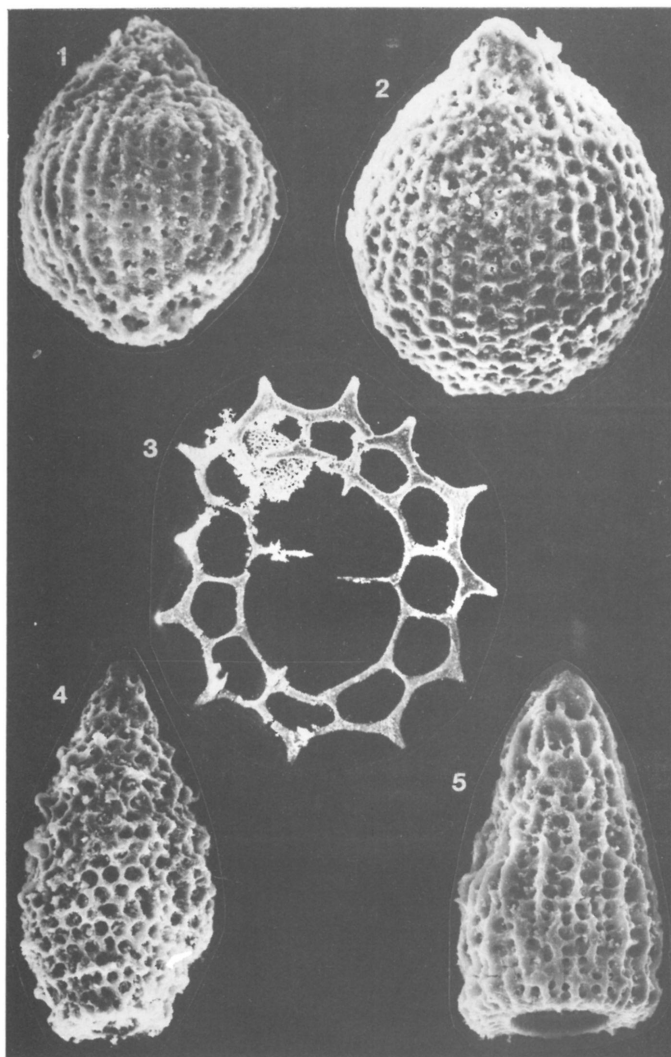
II. tábla - Plate II



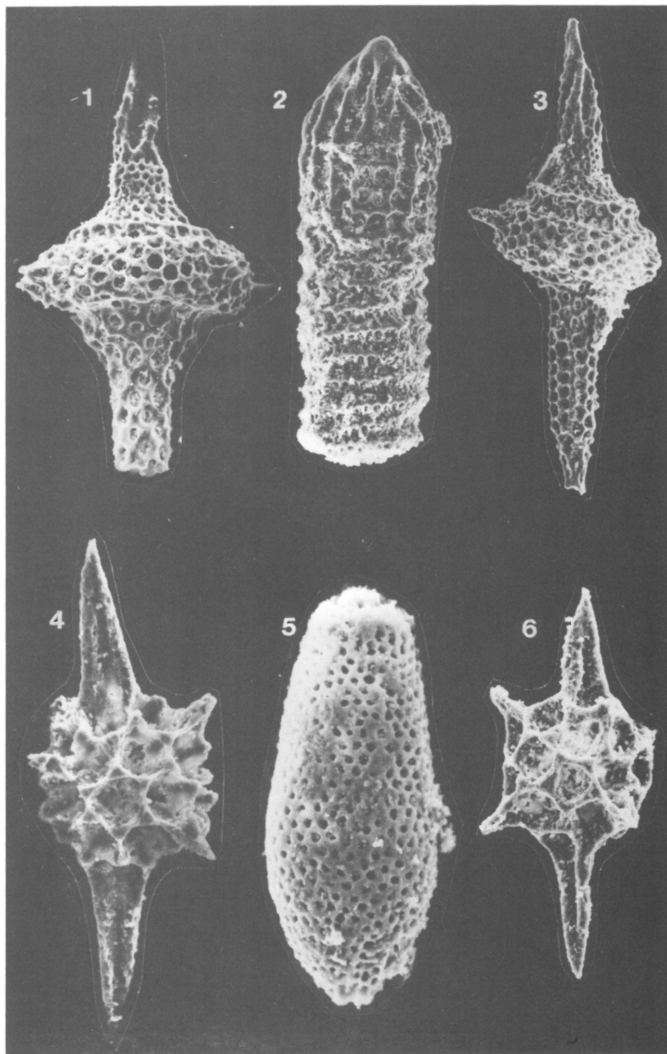
III. tábla – Plate III



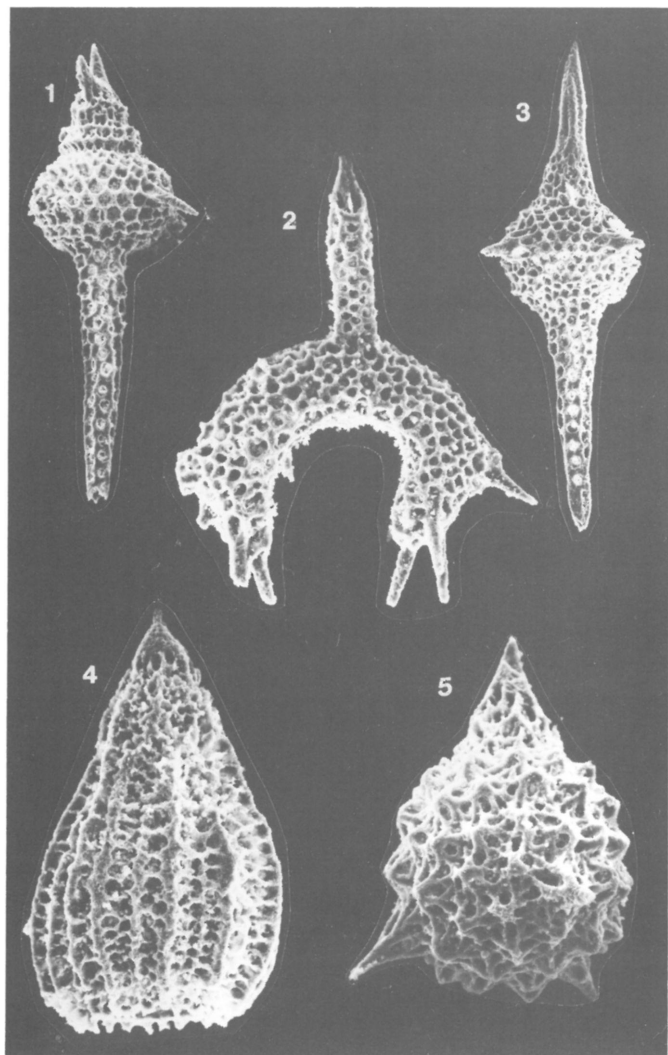
IV. tábla – Plate IV



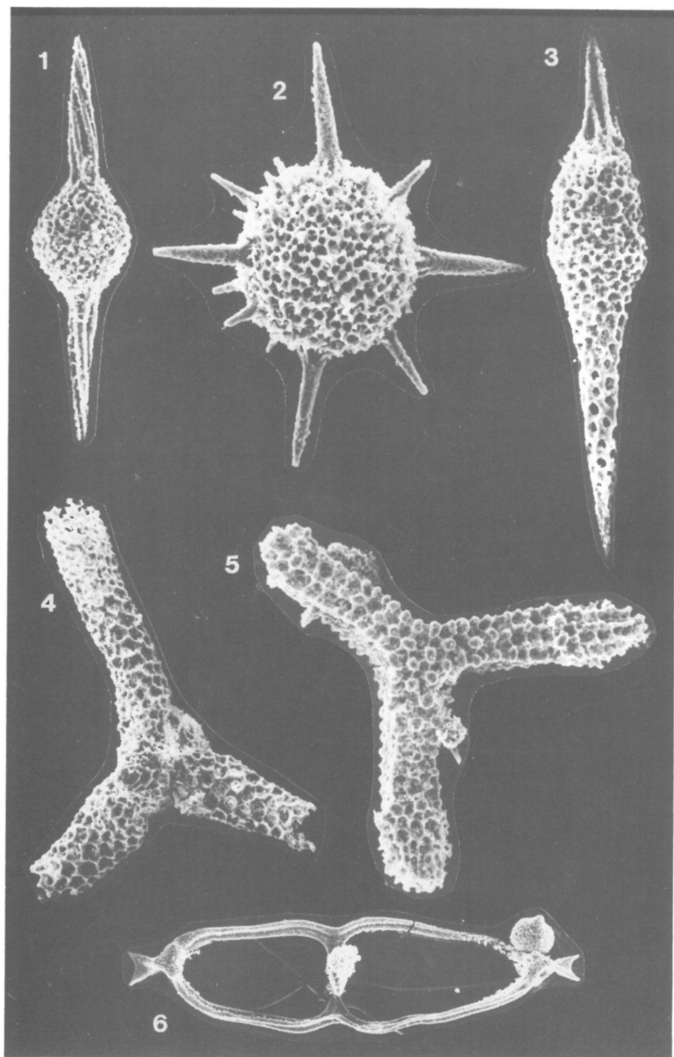
V. tábla – Plate V



VI. tábla – Plate VI



VII. tábla – Plate VII



A Pisznicei Mész kő ciklussztratigráfiai vizsgálata gercsei szelvényeken

Cyclostratigraphical investigation of the Lower Jurassic Pisznice Limestone in the Gerecse Mts. (Transdanubian Range, Hungary)

REZESSY Attila¹

(12 ábra)

Abstract

The purpose of this study is to make an attempt to establish whether cyclostratigraphy can be applied to the study of relatively deep-water, Lower Jurassic limestones. Beyond identifying cyclicity, an attempt has also been made to correlate the selected sections.

Field studies were made in three, relatively complete series of beds, located relatively far apart (5–20 kms from each other) in the Gerecse Mountains. (The Gerecse Mountains are situated about 50 kilometres to the north-west of Budapest, in the Transdanubian Mountains – Fig. 1.) Triassic limestones and dolomites are the most widespread Mesozoic deposits in the Gerecse, but Lower Jurassic successions also play an important role in the history of the region. The selection of these limestones for the purposes of the present study can be justified by the fact that the cyclothemes of the Dachstein Limestone (i.e. deposits of the carbonate platform), which constitute the underlying rocks of these formations, are well known. In the Early Jurassic epoch, as a sudden change, the depositional basin began to sink in a differentiated manner and neritic and pelagic deposits developed. Since deep-water carbonates are less sensitive to periodic climatic changes than their shallow water counterparts, various methods were used to examine their cyclicity. Out of several possibilities, thin-sections and stable isotopes were studied.

The three selected sections were successfully correlated via their cycles. 68 cycles were identified in the Upper Hettangian–Pliensbachian succession. The cycles are made up of 3–4 beds on average, and are 50–70 cm in thickness. The time-interval they represent is about 200–213 ky. This period cannot be correlated with any known periodic changes in the Earth's orbital elements. It is, however, worth mentioning that a 200 ky-period can be found among the glacial-interglacial periods. One of the possible explanations for this is that the superposition of the 40 ky-period of obliquity and the 100 ky-period of eccentricity can result in about 200 ky-cycles.

Manuscript received: 14. 04. 1998

Összefoglalás

A földtudományok – ezen belül a szedimentológia és a rétegtan – fejlődése az utóbbi három évtizedben felgyorsult. Fejlődésének következtében meghódította a világot mind a globális korreláció igényével fellépő szekvenciasztratigráfia, mind a nagy felbontást lehetővé tevő ciklussztratigráfia. Mindkét módszert már hazánkban is sikeresen alkalmazták törmelékes üledékekre, valamint sekélytengeri karbonátokra. Vizsgálataim célja annak megállapítása volt, hogy a viszonylag mélyebb

¹ Magyar Állami Földtani Intézet (Geological Institute of Hungary) 1143 Budapest, Stefánia út 14.

vízi, alsó-jura mészkövek esetében alkalmazható-e a ciklussztratigráfia módszere. A feladat nem kecsgetett könnyű sikerrel, hiszen a ciklusokat egy litológiai meglehetősen homogén rétegsorban kellett felismerni, amely eddig sem külföldön, sem itthon nem vonzotta a szakembereket. Az eddigi sikeres munkák két (pl. mészkő-márga, homokkő-márga), vagy többemű ciklusokat dolgoztak fel (pl. de BOER & WONDERS 1984; FOGARASI 1995), ill. közismert ciklikus felépítésű kőzeteket vizsgáltak (pl. HAAS & DOBOSI 1982; HAAS 1987a). A munka tehát bizonytalan kimenetelű vállalkozásként indult. A kérdés felvetője CSÁSZÁR Géza volt, aki már korábban felfigyelt "a Pisznicei Mészkő, a Kisgerecsei Márga és a Tölgyháti Mészkő két-, háromfokozatú" ciklusságára (CSÁSZÁR 1995a). A ritmicitás megállapításán túl, céлом volt a kiszemelt szelvények korrelációja is.

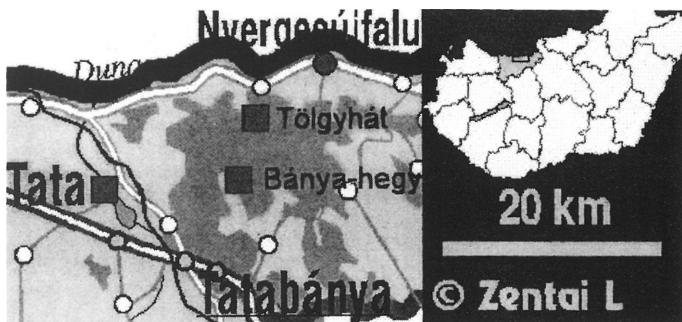
A szóban forgó kőzetek fekvőjét alkotó Dachsteini Mészkő lofer ciklotémái közismertek a hazai szakértők körében. A jura elején azonban az üledékgyűjtő fokozatosan kimélyült, így a karbonátképződés ritmusossága egyre kevésbé nyilvánvaló, hiszen a mélyebbvízi karbonátok nem reagálhatnak a környezetváltozásokra annyira érzékenyen, mint sekélytengeri rokonai. Ezért szükséges volt a ciklikusságot több szempontból megvizsgálni (az üledékarakter esetleges változásait és a bioallokémelek eloszlását vékonycsiszolatok vizsgálatával, a paleohőmérséklet változását a stabilizotópok vizsgálatával), hiszen a ciklicitás-vizsgálatok ezen kőzetek esetében kísérleti jellegűnek kell tekinteni. A visszaoldódás, ill. a sztililitok vizsgálata alapján célszerű volt a terepi megfigyeléseken túl, irodalmi adatokat felhasználva megbecsülni a hiányzó karbonátvastagságot.

A Gerecse hegység alsó-jura képződményei

A Dunántúli-középhegység rokonságát kutatva legnagyobb hasonlóságot a Keleti-Alpok (Északi Mészkő Alpok) kifejlődéseivel mutat (pl. NOSZKY 1961; GALÁ CZ & VÖRÖS 1972; GÉ CZY 1972; MÁRTON & MÁRTON 1985). Az utóbbi két évtized eredményei a délalpi rokonságot is alátámasztja: pl. HAAS (1987b) délalpi szomszédságot állapít meg, FÖZY (1993) pedig a felső-jura ammonites fauna mediterrán jellegét szögezi le, így az Appenninokkal, a Déli-Alpokkal és a Szubétiakkal rokonítja. GÉ CZY (1987) a plienschachi ammonitesek mediterrán jellegét írja le. A hasonlóságok alapján feltételezhető, hogy a terület az Északi Mészkő Alpok és a Déli-Alpok közötti helyzetben lehetett.

A Dunántúli-középhegység triász üledéksorát a lofer ciklusos képződmények zárják: a Földolomit és a rá folyamatos átmenettel települő Dachsteini Mészkő (VIGH Gy. 1925; JAKUCSNÉ 1955; VÉGHNÉ 1960; FÜLÖP 1975; HAAS & DOBOSI 1982; HAAS 1995).

A hettangiban a Tethys déli peremén megindult a karbonátplatform szétesése, a blokkosodás, a differenciált süllyedés és az óceánizáció, azonban csak ritkán megjelenő vulkanizmus kísérte ezt a tektonikus eseményt (BERNOULLI & JENKYNYS 1974). A süllyedés felgyorsulásával az üledékképződés nem tudott lépést tartani, a platform "megfulladt". A triász karbonátplatform feldarabolódásának és differenciált süllyedésének köszönhetően a kora-jura időszakot változatosabb fáciesű üledékek képződése jellemzi. Amíg a felső-triász képződmények kiterjedt karbonátplatform üledékei voltak, nagy rétegvastagsággal és nem túl változékony kifejlődéssel, addig az alsó-jura képződményeket kis rétegvastagság (kondenzált kifejlődés), és igen nagy (lito- és biofáciesbeli) horizontális változékonyság jellemzi (GALÁ CZ 1988). A jura időszak során érte el az Alpi-Mediterrán Tethys a legnagyobb fáciesdiverzitását (BERNOULLI & JENKYNYS 1974). A jura transzgresszió és óceánosodás sokféle kedvező ökológiai fülkét teremtett,



1. ábra. A három részletesen vizsgált gerecsei szelvény helyszíne

Fig. 1 Location map of the sections, studied in the Gerecse

amire az ammonitesek sokirányú specializálódással és alkalmazkodással reagáltak (GÉCZY 1972), így a jura tengerekben igen nagy gyakoriságot értek el.

A blokkosodás és a differenciált süllyedés hatására tenger alatti magaslatok (hátságok) és ezek közti mélyre zökkenő árkok alakultak ki. A jura során ez az elrendeződés jellemezte az üledékképződést (GALÁCS & VÖRÖS 1972). A magaslatokon bentosz szervezetek számára igen kedvezőek voltak a körülmények, de az elpusztult szervezetek vázait az áramlatok a medencébe sodorták. A medencékben vörös ammoniteses mészkő és ennek változatai képződtek. Anyaga főképp planktonikus eredetű, bentosz származású bioklaszt alárendelt mennyiségben van jelen (2. ábra).

A hegység középső és keleti részén a hettangi végén indult meg újra az üledékképződés, mely megszakítás nélkül a sinemuri végéig tartott, és a Pisznicsei Mészkö képződését eredményezte, melyben valamennyi szint képviselve van (VIGH G. 1961b). Ez a mészkő világosvörös wackestone szövetű biomikrit (KONDA 1985, 1989). Alsó fele rosszul rétegzett, helyenként finoman intraklasztos (KONDA 1985). A formáció teljes vastagságában előfordulhatnak a világosvörös, sárgászöld mikrittel kitöltött, szinszediment repedések, neptuni dajkók (és szillek). Ezek nagy része átfut a triász/jura határon (FÜLÖP 1975). Bioallokémelek: crinoidea töredékek, bentosz foraminiferák, ostracodák, brachiopodák, gastropodák, felfelé egyre gyakoribb juvenilis ammonoideák. A formációban mindenhol megtalálható a plankton *Globochaete*. Makrofaunáját kevés ammonites, egyes rétegekben jelentősen feldúsuló brachiopoda fauna alkotja. A Pisznicsei Mészkö képződési környezete a szubtidális, süllyedő platform, ahol az üledékképződés már nem tudott lépést tartani a süllyedés ütemével (KONDA 1985). KOCH (1909) két szintre osztja a tatai Kálvária dombon feltárt mészkövet: az alsó szintet a *Psiloceras megastoma* szintbe sorolja, mely a középső- és felső-

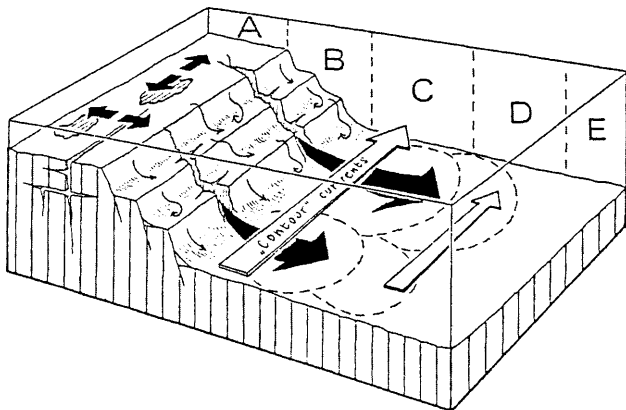
hettangi határán helyezkedik el. Lényegében ezt erősíti meg FÜLÖP (1975), KONDA (1985) is. DULAI (in press) brachiopoda vizsgálatai fiatalabb, késő-hettangi kort valószínűsítene.

A Tüzkövesárki Mészke Formáció jól rétegzett, sötétvörös Mn-gumós mészkő, ill. világosvörös mészkő (VIGH Gy. 1925; VIGH G. 1961a), sztilolitos réteglapokkal tagolva. Az üledék lerakódását az aljzattagolódás határozta meg (KONDA 1985). Az üledékképződés a hátság és a mélyebb vízi terület találkozásánál, a lejtőlábhoz csatlakozó területen zajlott, ahol a vízmélység már lehetővé tette a még bentonikus faunával jellemzett, vörös, ammoniteses mészkő képződését, de még a tenger alatti hátakról származó üledékanyag (fluxoturbidit) is lerakódhatott, valamint a lassú lejtőlaji iszapmozgás is lehetséges volt. A pliensbachi mészkőréteg folytonosan települ sinemuri képződményekre. A kőzet pliensbachi emeletre jellemző brachiopodákat tartalmaz (VIGH Gy. 1925; VIGH G. 1961b; KONDA 1989).

A Törökbükki Mészke. A Tüzkövesárki Mészkevel és a Hierlatzi Mészkekövek egy részével is egy rétegtani szintben a hegység több pontján crinoidea mészkövek jelennek meg. A tatai Kálvária-dombon a pliensbachi vörös, crinoidea kifejlődésű mészkövet FÜLÖP (1975) Törökbükki Mészke Formációként írta le. Szövege általában biomikrit. A crinoidea vázelemek kőzetalkotó mennyiségben vannak jelen, de a Globochaete, foraminifera, szivacstű, ostracoda, echinoidea, gastropoda és a molluszka (*Bositra*) maradványok is jelentős arányban szerepelhetnek. Véleményem szerint a mészkő lejtőlábi üledék, melyet a tengerlatti hátakról érkező, bioklasztosabb és a medence peremén leülepedő, pelitesebb rétegek váltakozása épít fel, majd a fokozatos süllyedés következtében fokozatosan háttérbe szorul az áramlatok üledéklesöprő hatása, azaz a helyben leülepedő mésziszap válik dominánssá. A rétegződést és az esetleges gradációt a bioturbáció zavarta meg.

A Hierlatzi Mészke (VIGH Gy. 1925; VIGH G. 1943, 1961a) a hegység nyugati részén fejlődött ki.

A toarci bázisán max. 40–50 cm vastagságú, sötétszürke, oxidos mangánércgumókat tartalmazó agyag, az Úrkúti Mangánérc jelenik meg, mely felett agyagos, gumós helyenként sárga foltos, gazdag ammonites faunájú márga, a Kisgeresei Márga települ, mely mindössze 2–3 (max. 4) méter összvastagságú, amely kora-, középső-toarci (VIGH Gy. 1925). Faunájára főleg cephalopodák jellemzőek: *Nautilus*, *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Hildoceras*, *Erycites* genusok fordulnak gyakran elő. FÜLÖP (1975) leírása szerint a toarci vörös, gumós mészmárka (fekvőjében keményfelszínnel) lassú, kondenzált (60–80 cm vastagságú), folyamatos mészoldással járó üledékképződésre utal. Megfigyelései szerint *Globochaete* maradványok, foraminiferák (*Nodosaria*, *Dentalina*, *Lenticulina*, *Astacolus*, *Marginulina*, *Lingulina*-félék), szivacstűk, crinoidea vázelemek, echinoidea tüskék, kagylóhéj-töredékek (*Bositra*), gastropodák, ammonitesek maradványai fordulnak elő. A márgából előkerült ammoniteseket GÉCZY (1975, 1981, 1985) határozta meg, a toarci ammonites zónáit faunával igazolta. A folyamatos süllyedés fokozatosan eltünteti a nagyfokú fáciesdiverzitást, progresszív fáci-



2. ábra. Gerecsei kora-jura üledékképződési környezetek: A. Tenger alatti hátak teteje. B. Hátak oldala, lejtője. C. Lejtőláb. D. Medence, közel a lejtőlábihoz. E. Medencebelső (VÖRÖS 1989 után)

Fig. 2 Main depositional environments in the Early Jurassic of the Gerecse Mts: A. Top of the high; B. Slope; C. Foot of the high; D. Basin margin (close to the slope); E. Basin, far from the slope (after VÖRÖS 1989)

esek (vörös, gumós mészkö) váltják fel a mangános üledékeket (BERNOULLI & JENKYNYS 1974).

A vizsgált szelvények rétegsora

A vizsgálatok megkezdéséhez szükség volt a három kiválasztott szelvény (1. ábra) részletes, rétegről-rétegre történő felvételére, az egyes rétegek leírására. Mindhárom szelvényben (2. ábra) korábban folytak vizsgálatok, amelyek azonban kevésbé voltak részletesek. Az egyes rétegek leírására ezen oldalakon nincs lehetőség (hiszen mintegy 700 elemi ciklusról van szó), ezért az ábrákon kívül csak a szelvény rövid jellemzése áll módomban.

A medencében folyó üledékképződést (leginkább a Bánya-hegyen), melyet főképp mészszipap leülepedése jellemzett, időről-időre a hátságokról a medencébe érkező, crinoidea-töredékben dús üledéket szállító törmelékfolyások szaktították meg, melyek útjuk során a medencében már többé-kevésbé litifikálódott mészszipapot (intraklasztot, plasztoklasztot) is magukkal sodorhattak. Ezen következtetéseket az alábbi megfigyelések indokolják:

1. A bioturbációs nyomok kitöltése mindig crinoideásabb, mint a befoglaló kőzet és általában a crinoideásabb horizontokból indulnak ki. A kitöltésekben és crinoideás szintekben gyakran megjelennek intraklasztok, plasztoklasztok is, melyek általában a mikritesebb alapanyag összetételéhez állnak közelebb. Ez utalhat arra, hogy a crinoideás anyagú zagyárok, melyek a kiemelt területek karbonátanyagát mélyebbre szállították, magukkal sodortak nem teljesen konszolidált üledékeket is. Ezen zagyárok hatására betemetődött a medence területén lerakódó pélités karbonátanyag, melyben intraklasztként, vagy plasztoklasztként fordul elő a felszakított, alig konszolidált üledék, miközben a magasabb területekről származó szemcsékből álló, sötétvörös, crinoideában dúsabb réteg jött létre.

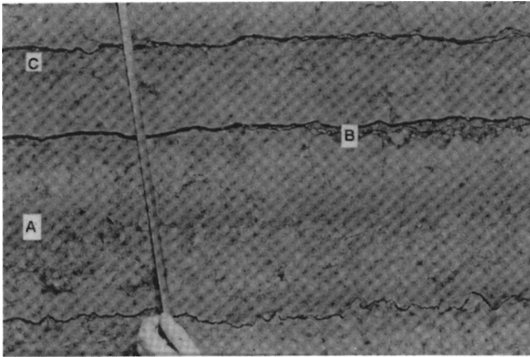
2. Az intraklasztos szintek alapanyaga sötétebb színű, crinoideásabb összetételű, mint maguk az intraklasztok, vagy a horizont környezete. A crinoideás rétegek nem síklapokkal határoltak, esetenként elmosási felszíneket őrizhettek meg.

3. A gyakran előforduló crinoideás rétegek alsó határa rendszerint határozottabb (ha a bioturbáció nem semmisíti meg), mint a felső, amely többnyire fokozatos átmenetet mutat (kivéve, ha sztilolit jelöli ki).

A geressei alsó-jura mészkövekben általam megfigyelt elemi ciklusok világosabb, kevésbé crinoideás, majd sötétebb, crinoideásabb mészkő rétegeiből, és az ezeket követő vörös agyagrétegekből tevődnek össze. Ezek a cikluszáró agyagos felszínek nem jelennek meg minden elemi ciklusban. Az elemi ciklusok cikluskötegekbe rendeződnek. Az egyes cikluskötegeket vastagabb agyagbevonatok határolják, mint a bennük lévő elemi ciklusok közötti agyagfilmek. Az agyagos részek vastagsága extrém esetben elérheti a 15 millimétert, ill. karbonátos lencséket is tartalmazhatnak, melyek lehetnek visszaoldási maradványok vagy a karbonátos üledékképződés szüneteiben rakódhattak le, miközben a pélitbeszállítás állandó volt (3. ábra).

Az egyes elemi ciklusok határa – túlnyomórészt – vörös, agyagos bevonatú. A fiatalabb és egyben vörösebb színű alsó-jura képződmények agyagbevonata vastagabb, mint az idősebbeké. Ez valószínűleg a kőzet agyag- és hematit-tartalmával, ill. a karbonát-produkció csökkenésével, szünetelésével függ össze, ill. diagenetikus okokra vezethető vissza. A diagenetikus eredetű (nyomási oldódás) agyagos rétegek kialakulása a nagyobb litológiai változásokhoz kapcsolódnak (BATHURST 1995), így az oldódás a meglévő különbségeket méginkább kiemelte.

A kifejtett (jobban megőrződött) cikluskötegek alsó, ill. felső szakaszára általában vékonyabb, míg közéjükre vastagabb rétegek jellemzőek. A nagyobb ciklusok, litológiai változások egyúttal köteghatárok is. Az egyes ciklusok crinoidea tartalma, ill. szemcsemérete felfelé haladva csökken.



3. ábra. A crinoideás, intraklasztos cikluselemek éles határral (B és C) és folyamatos átmenettel (A) a Bánya-hegy rétegsorában

Fig. 3 Crinoideal and intraclast-bearing cycle members in the Bánya Hill section with sharp contact (member B and C) and with continuous transition (member A)

A tatai Kálvária-domb

VIGH G. (1961a) szerint a tatai rög jura kifejlődései inkább hasonlítanak a bakonyi üledékekhez, mint a Gerecseiekhez. SZABÓ (1961) a tatai rög jura képződményeit a központi- és Keleti-Gerecse hasonló korú üledékeivel rokonítja.

SZABÓ (1961) és FÜLÖP (1975) szerint a Pisznicsei Mészkö szögeltérés nélkül, de üledékhiánnyal települ a Dachsteini Mészkö egyenetlen felszínére. Ezzel szemben HAAS (1995) kálvária-dombi ciklicitás vizsgálatai során megállapította, hogy a kőfejtő egyes területein más és más ciklusokat fednek a liász üledékek. Ez enyhe szögdiszkordanciára utal, mely a kora-jura elején lezajlott szerkezetalakulás következményének tekinthető. A platform mészkőben található neptuni dájkok szintén a tektonikus esemény nyomai lehetnek (BERNOULLI & JENKYNYS 1974; FÜLÖP 1975). A fekvő Dachsteini Mészkö ciklotémái hirtelen szakadnak meg és az alsó-jura mészkő azonnal új vonásaival lép fel, mindenféle átmenet nélkül. A formációhatáron található félbevágott Megalodus maradványok a hiátuson túl eróziót is igazolnak, míg a neptuni telérek kialakulása a kora-jura elején lezajlott szerkezetalakulásnak tudható be. Az ősmaradványegyüttes változása is szemléletes: a késő-triász legjellemzőbb ősmaradványai (Megalodus, Triasina és Glomospirella) hirtelen eltűnnek, a kora-jura jellegzetes fossziliái (Globochaete, radiolaria, brachiopoda, crinoidea, echinoidea, cephalopoda), hirtelen jelennek meg (FÜLÖP 1975). GÉCZY (1975) alsó-jura ammonitesek vizsgálata alapján lehetségesnek tartja, hogy a Dachsteini Mészköre

középső-hettangi települ, azonban ezt a fauna rossz megtartása miatt nem sikerült igazolnia. Ebből következően a késő-rhaeti és a hettangi nagy részének a képződményekben semmi emléke sincs. A jelentős üledékhézag magyarázata FÜLÖP (1975) kétféle feltevést tesz. Az első, mely szerint a terület mindvégig tengerrel borított volt, visszaoldással és üledékemosással magyarázta a hiástust (így nem szorul külön magyarázatra a szárazföldi és litorális képződmények hiánya), míg a második szárazulattá válással és a hettangi nagy részére kiterjedő üledékhianyval értelmezi a megfigyeléseket.

A felső-hettangi-sinemuri világosvörös, tömött mészkő bioklasztos, intraklasztos. Szövege vékonycsiszolatban általában biomikrit. Faunaelemei közül legjelentősebbek a crinoideák, a brachiopodák és a cephalopodák. A Pisznicei Mészkövet Fülöp (1975) tatabányai monográfiájában három tagozatra osztotta (mivel tudomásom szerint mindmáig ez a területről készült legkorszerűbb, legrészletesebb leírás megfigyeléseimet ezek alapján rögzítem):

1. A rétegsor alsó, mintegy 10 méteres szakasza pados, világosvörös színű mészkő, mely főképp a bázisközeli szakaszain crinoidea hintéses, feljebb már a bioturbációs nyomok gyakoriak, brachiopoda faunája jelentős, de ammonitesek is megfigyelhetők. Rétegzettség nehezen felismerhető, bioklaszt tartalma – az alsó négy méteres szakasztól eltekintve – felfelé folyamatosan csökken. Általában a mikrites, alárendelt mennyiségű bioklasztot tartalmazó kőzetek jellemzőek, bár a bioklasztos lencsék, sávok néhol gyakoriak lehetnek. Vékonycsiszolatban főképp crinoideát, foraminiferát, Globochaetet, szivacsstűt, ostracodát, gastropodát, és ammonoidea, ill. brachiopoda átmetszetet, töredéket tartalmaz (FÜLÖP 1975). GÉCZY (1975) ammonites vizsgálatai nem igazolták a korábbi, SZABÓ (1961) által meghatározott középső-hettangi fauna jelenlétét, sőt a felső-hettangira utaló ammonitesek sem meggyőzőek.

2. Az ezt követő 4 méter vastagságú középső tagozat testszínű, jól rétegzett mészkő, melyben a gyakori brachiopodák mellett ammonoideák és gastropodák is előfordulnak. A bioturbáció mértéke felfelé haladva csökken.

3. Felső 6–7 méteres szakasza vörös, intraklasztos, a kéregzett intraklasztok gyakoriak, főképp a rétegcsoport felső 3–4 méteres szakaszán. A brachiopodák és az ammonites maradványok gyakoriak, Ausseites átmetszetek is megfigyelhetők. Vékony ciklusok és a kötegek, az agyagtartalom és a sztilolitok jelentőségének növekedése jellemzi a szakaszt. Gyakrabban jelennek meg függőleges járatkitöltések is.

A pliensbachi képződményeket leginkább sötétvörös, helyenként gumós, crinoidea mészkövek képviselik. A mintegy 14 méter öszvastagságú mészkő – a Törökbükki Mészkő – kőzetalkotó mennyiségben tartalmaz crinoideát. A rétegekben megfigyelhető a közép-, aprószemcsés, zömmel crinoidea töredékből álló és a világosabb, finomszemcséjű crinoidea hintést tartalmazó üledékek váltakozása. A világosabb árnyalatú lencsék felső része többnyire kerekített. FÜLÖP (1975) magyarázata szerint a szuszpenzió-filtráló crinoideák a kiemelt területeken crinoidea gypet alkottak, mely képződését ismeretlen okból rendszeresen visszatérő kalcipelit lerakódás szakított meg. Véleményem szerint jobban el-

képzelt, hogy a nagyobb szemcseméretű crinoideákat tartalmazó, sötétvörös mészanyag származik máshonnan (a nagyobb vízmozgással jellemzett tenger-alatti háta tetejéről), míg a rózsaszínű mészanyag helyben képződött. A néhol megfigyelhető, lencsés jelleget szerintem a bioturbáció, ill. a bioturbációs nyomokat kitöltő, zagyarak által érkezett, crinoideásabb üledékanyag okozta. Csiszolatban általában biomikrit, intrabiomikrit, gazdag mikrofaunáját echinoideák, globochaetek és bentosz foraminiferák alkotják. Makrofaunájára elsősorban brachiopodák jellemzőek, de találhatunk echinoidea-, kagyló- és ammonites-töredékeket is. FÜLÖP (1975) vékonycsiszolati leírásában szivacs, ostracoda és Holothuroidea töredékeket sorol még fel. SZABÓ (1961) az üledék képződését – brachiopoda faunájának vizsgálata alapján – a pliensbachiba helyezi.

Tölgyhát

VIGH Gy. (in VIGH G. 1961a) szerint a kőfejtő bejárata mellett lévő Dachsteini Mészkövön diszkordanciával települő kora-jura üledék keletkezése – ammonitesek és brachiopodák vizsgálata alapján – a középső-hettangi végére tehető. DULAI (in press.) brachiopoda vizsgálatai a késő-hettangi, kora-sinemuri leülepedést támasztják alá.

A Pisznicei Mészkö üledékhézaggal települ a triász mészkőre, bár színben és kifejlődésben alig tér el tőle, de a gyéren megjelenő brachiopodák jelzik a jura kort. Alsó 3 méteres szakasza szürkésen árnyalt, világos sárgászöld, kissé szilánkosan törő, pados, vastagpados mészkő, biomikrit-foltos onkointrabiopátit. Mikrofaunája vaskos crinoidea (részben *Pentacrinus*) töredékekből, erősházú foraminiferákból (főleg *Involutina*, *Trocholina* és *Nodosaria*-félék), járulékosan gastropodák, brachiopodák és bivalviák töredékeiből áll (KONDA 1989). Középső 15 méteres szakasza világosvörös, réteges–pados, tömött, kemény mészkő, melynek csak mállott felületén látható kevés intraklaszt. A kőzet biomikrit, intrabiomikrit. Mikrofaunája az előzőhöz képest szegényes: vékonyházú, fenéklakó foraminiferák, ostracodák, echinodermata töredékek, pátosodott szivacs-tűk alkotják (KONDA 1989). Záró 6 méteres szakasza vörös színű, tömött, vékonypados mészkő, wackestone biopelmikrit, intrabiopelmikrit. Mikrofaunáját echinodermata töredékek, pátosodott szivacs-tűk, ostracoda, felfelé egyre több ammonoidea és molluszka töredékek alkotják (KONDA 1989).

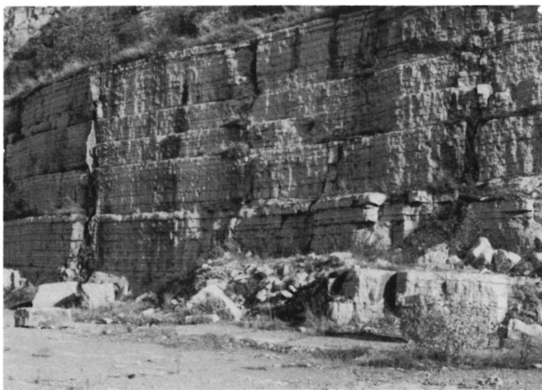
A tölgyháti szelvényben mintegy 10 méter vastagságú a Tűzkövesárki Mészkö. Ez vörös, alul réteges–vékonypados, feljebb részben pados, a réteghatárokon sötét-barnászöld, agyagfilmes, egyenetlen rétegfelszínű, sztilolitos mészkő, mely kevés ammonitest is tartalmaz. Az üledékgyűjtő nagyobb energiájú környezetből átülepített bioalloképek (crinoidea váz-töredékek, vaskos házú foraminiferák, brachiopodák) szabálytalan lencseszerű, ritkábban rétegszerű felhalmozódásban jelennek meg, ami a tenger-alatti hátaokról a lejtőlábi területekre történő beszállításra utal. A kőzet szövete biomikrites wackestone. Vékonycsiszolatban juvenilis ammonoideák, főleg vékonyházú, ritkábban mézsziszap-agglutinált foraminiferák, echinodermata töredékek, pátosodott sziv-

vacstűk, Globochaeték, apró csigák, nagyrészt szétesett ostracoda teknők és a felső részeken előforduló, csak körvonalait megőrzött, mikritesedett radiolariák jelennek meg (KONDA 1989). A formáció felsőbb rétegeiben a juvenilis ammonitesek és ammonites-töredékek akár kőzetalkotó mennyiségben is feldúsulhatnak. Fedőjének közelében gyakori a Fe-, Mn-os átitatódás (KONDA 1989).

A tardosi Bánya-hegy

A Tardos községtől keletre elhelyezkedő Bánya-hegyen igen nagy vastagságban találhatóak a sinemuri és plienschachi emelben létrejött képződmények. A "vörös márvány" kitermelését folytató cégek több fúrást is létesítettek a készletek becslésére. Ezen fúrások közül kettőben harántolták a teljes alsó-jura sorozatot (Tba-1. és Tba-2. sz. fúrások). A fúrási jegyzőkönyvek szerint a sinemuri-plienschachi rétegek összvastagsága 46,3 ill. 45,9 méter. Saját adataim szerint a bányában jelenleg tanulmányozható, toarcinál idősebb képződménysor 44 méter vastagságú, tehát a kőfejtőben a triász/jura határig még 2–2,3 méter, fel nem tárt mészkő valószínűsíthető (4. ábra).

A Dachsteini Mészkő a feltárásban nem tanulmányozható, ill. rétegei nem vizsgálhatók az alsó-jura rétegekkel egy feltárásban. HAAS (1995) a Tba-3. sz. fúrás triász rétegsorát vizsgálva megállapította annak lofer ciklusos jellegét, ill. ezek alapján arra a következtetésre jutott, hogy a tardosi szelvényben több késő-triász ciklus pusztult le, mint a tatai Kálvária-dombon. Ez a megfigyelés is alátámasztja az elképzelést, mely szerint a jura üledékképződés itt később indult meg, így nagyobb vastagságú triász képződmény pusztulhatott le.



4. ábra. Fotó a Bánya-hegy Pisznicei Mészkövének alsó részéről

Fig. 4 Photograph showing the lower part of the Lower Jurassic succession in Bánya Hill quarry

A Pisznicei, Törökbükki és Tűzkövesárki Mészkö Formációk elkülönítése a területen mások számára is nehéznek bizonyult. KONDA (1982) magminták vizsgálata alapján azonosította az egyes formációkat, azonban a formációhatárok között átmeneti tagokat írt le, sőt, úgy találta, hogy a Tűzkövesárki Mészkö képződését felváltja a Törökbükki Mészkö, majd (tudomásom szerint a Gerecsében egyedülállóan) újra visszatér az első képződmény. Néhány formációt kifejlődésük alapján kettéosztott. Az azonos és a különböző formációkba sorolt képződmények lényegében egyező mértékben térnek el egymástól, így nem éreztem indokoltnak a formációhatárok meghúzását. A Tba-1. és a Tba-2. fúrásban mindössze 1,6 és 1,9 méter vastagságú Pisznicei Mészövet említenek, amit 44,7 ill. 44 méter Tűzkövesárki Mészkö fed. Míg az említett két fúrás a Bányahegyen mélyült, addig a Tb-2. sz. jóval távolabb, ÉÉNY-i irányban, a bányától mintegy 1 km-re, ahol KONDA József 13 méter vastagságú Pisznicei Mészövet, 8 méter vastag átmeneti tagot, 12,5 méter Törökbükki Mészövet, valamint 6,7 méter Tűzkövesárki Mészövet írt le. Összegzésül meg kell állapítani, hogy a kőzetleírások nem egyértelműek, ezért a fúrási jegyzőkönyvekben található kőzetleírások (pl. Tb-2. sz. fúrás leírása, 1972; Tba-1., Tba-2. sz. fúrás leírása, 1985; KONDA 1982), valamint terepi megfigyelések alapján, a tardosi Bányahegy sinemuri–pliensbachi rétegsorát nem tartottam érdemesnek formációkra bontani. Véleményem szerint célszerűbb a rétegsort együtt vizsgálni, a főbb üledékarakter-változásokat szem előtt tartani, hiszen a Pisznicei, Törökbükki és a Tűzkövesárki Mészkövek közötti különbség – ellentétben a tölgyháti és a tatai szelvényben megfigyelhetőekkel – itt nem számottevő, illetve a változások inkább periodikusak, nem köthetők oly konkrét horizontokhoz, mint a másik két területen. Ez a kifejlődés és más, hasonló előfordulások megkérdőjelezték a rétegsor fenti módon való felosztását.

A bányahegyi rétegsor – a tölgyháti és tatai szelvényeknél mélyebb (nyíltabb) – medence fáciest képvisel, tekintettel vastagságára ill. kifejlődésére. A rétegsor alsó, mintegy 2 méteres szakasza feltárás hiányában nem tanulmányozható, hiszen a termelésben ez a sárga, testszínű kőzet már meddőnek számít, az egykori kibukkanást pedig a bánya meddője fedi. A következő szakaszban, 2–12,5 m között, világosvörös, tömött, finomszemcséjű crinoidea-hintéses mészkö található. Közepesen bioturbált, viszonylag gazdag intraklasztban és plasztoklasztban. Felfelé haladva a brachiopodák egyre gyakoribbá válnak. A középső, 12,5–25 m közötti szakaszon vörös, tömött, sztilolitos réteglapokkal elválasztott, helyenként mikrites mészövet találunk. A szakasz felső 4–5 méterén egyre több és egyre nagyobb szemcseméretű crinoidea-váztöredéket tartalmaz. Az előzőnél jóval kisebb intraklaszt tartalom jellemzi. Alul kicsi, de felfelé haladva megnő a bioturbáció jelentősége, miközben a brachiopodák egyre ritkábban fordulnak elő. A felső szakaszon – 25–45,9 m között – barnászörös mészkö található, mely viszonylag sok (felfelé haladva egyre inkább bekéregzett) intraklasztot tartalmaz. Crinoidea-tartalma és a bioturbáltság mértéke (ellentétben a Kálvária-domb rétegsorával) felfelé haladva csökken, ami valószínűleg a vízmélység növekedésével függhet össze. Felfelé a mészkö relatív agyagtartalma is növekszik. A területen a mangánérc mindössze vékony bevo-

nat formájában jelenik meg a pliensbachi mészkő felszínén. Az erre települő vörös, gumós márga, a Kisgerecsei Márga, 3,5–4 méter vastagságú. Ammonites faunájának vizsgálata alapján GÉCZY (1981, 1985) a legalsó, tenuicostatum zónán kívül, a toarci minden zónáját faunával igazolta.

A ciklicitás vizsgálata

Az üledékes kőzetek nem egyféle ritmust, hanem a különböző nagyságrendű ciklusok egymásra hatását hordozzák, gyengítik, vagy erősítik egymást (FISCHER 1986). A ciklusok kialakulása főképp csillagászati tényezők periodikus változásainak következménye: A Földre jutó napsugárzás mennyiségét, azaz a besugárzást, a csillagászati paraméterek jelentősen befolyásolják. A klíma ciklikus változásai befolyással vannak az óceáni áramlási rendszerekre, hiszen a greenhouse időszakok hőmérsékleti eloszlása lényegesen kiegyenlítettebb. Ekor nincs sarki jégsapka, kisebb a sarkok és az Egyenlítő közötti hőmérsékletkülönbség, tehát az áramlatok kevésbé intenzívek. Ezen tényezők meghatározóak a tengeri szervesanyag termelést (gondoljunk csak arra, hogy az erősebb vízcirkuláció gazdagabb oxigén- és tápanyag-ellátottságot is jelent), hatással vannak a karbonátképződésre, befolyásolják az oxidációs viszonyokat és a visszafordítás mértékét (de BOER 1983).

A klímaváltozásokon keresztül az üledékes fácieseket befolyásoló csillagászati tényezőkre hatással van a Föld-tengely helyzetének időbeli változása. Ezen változások függenek a Nap–Föld–Hold rendszer gravitációs erőhatásaitól és más naprendszerbeli bolygók befolyásától. Ezen paraméterek (precesszió, tengelyferdeség, excentricitás) leírására – többek között – de BOER & SMITH (1994), FISCHER (1986), BERGER (1988) cikkei említhetők.

Az üledékes ciklusok az általuk képviselt időtartam alapján osztályozhatók (VAIL et al 1977; MIALL 1984, 1997).

A pelágikus üledékek esetében a ciklicitást gyakran a Milankovich-ciklusokra vezetik vissza, hiszen a Föld pályaelemeinek változása a besugárzás mértékében okoz változásokat, ami kihat a plankton produktivására és a terrigenanyag beszállítására is, mivel befolyásolja a kialakuló klímát (TUCKER & WRIGHT 1990). A törmelékbeszállítás mértékét elsősorban a csapadék mennyisége (klíma) és a szárazföld relief morfológiai energiája és jellege, üledékgyűjtőtől való távolsága határozza meg.

A kőzetek karbonáttartalma elsősorban a felszínközeli vízrégiók biogén karbonátermelésétől függ. Ezt azonban egy sor tényező befolyásolja, így a légköri és óceáni áramlások intenzitása, melyeket a besugárzás, klíma, hőeloszlás hármásának befolyásolásán keresztül ható csillagászati tényezők folyamatos változása határoz meg (de BOER & WONDERS 1984).

A vizsgált szelvényekben igen tág határok között változott a cikluskötegek vastagsága: 5 cm volt a legkisebb, 220 cm a legnagyobb, azonban figyelembe kell venni az üledékképződés környezetét és az esetleges utólagos hatásokat, melyek meghatározzák, ill. utólagosan megváltoztatják az üledékvastagságot.

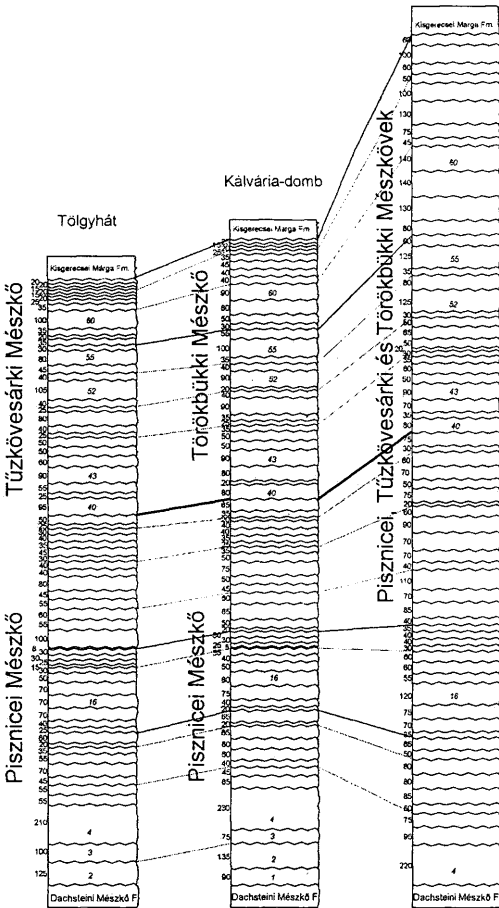
Adott idő alatt területenként eltérő mennyiségű karbonát rakódhat le. Ez különösen igaz az kora-jurára és a Dunántúli-középhegységre, ahol még az egymáshoz viszonylag közeli területek üledéksora is igen eltérő lehetett, köszönhetően a tagolt aljzatnak. Az egyes kötegek átlag 3–4 ciklusból állnak, melyeket általában agyagközös keményfelszínnek határolnak. A kötegek legalsó ciklusa (a vastagabb agyagköz felett) általában 1–5 cm vastagságú, agyagos, crinoideás és/vagy intraklasztos, csakúgy, mint a csoportzáró ciklus (amennyiben ez megvan). A cikluscsoportok köztes ciklusai általában ezeknél vastagabbak voltak (5. ábra).

A köteghatárok a terepen megfigyelt vastag agyagközök, melyekhez általában tereplépcső, fejtési szint határa, feltárást borító növényzet hirtelen megjelenése, stb. kapcsolódik. Az egyes ciklusköteghatárok kijelölése során figyelembe vettem a köteghatárok és az elemi ciklusokat elválasztó agyagközök vastagságát, a ciklusok vastagságának változását a leendő kötegen belül, valamint a markánsabb kőzettani változásokat, melyek hirtelen következtek be. A nagyobb litológiai változások rendszerint köteghatárhoz kapcsolódnak. Ezen szintek üledékképződését alacsony karbonát-produkció, ill. a karbonát-képződés hiánya jellemezte, melyek hasonlóak a triász Dachsteini Mészkö "talajosodott", mállott A-tagjaihoz (HAAS 1987a, 1995), az egymástól távol lévő területek közötti korreláció lehetőségét nyújthatják számunkra. A kötegek korrelálása során szintén ezeket a jeleket tartottam szem előtt, azonban bizonyos feltételezéseket voltam kénytelen tenni. El kellett fogadni a ma vitatott irodalmi adatokat a kora-jura üledékciklus megindulását illetően. Abból a feltételezésből indultam ki, hogy teljes ciklusköteg sehol sem maradt ki az üledékképződés során, ill. a diagenézis folyamán sem oldódott vissza. Feltételeztem továbbá, hogy a mészkö képződése egyszerre fejeződött be mindhárom gerecsei szelvényben (késő-pliensbachi spinatum, ill. a kora-toarci tenuicostatum zónák határán).

A tatai Kálvária-dombon lerakódott 35,6 méter összvastagságú felső-hettangi-pliensbachi rétegsor 68 ciklusköteget tartalmaz, ami mintegy 14,5 millió évet képvisel (COWIE & BASSETT 1989). Az egyes kötegek átlagvastagsága 0,52 m, míg az általuk reprezentált idő mintegy 213 ezer év (5. ábra).

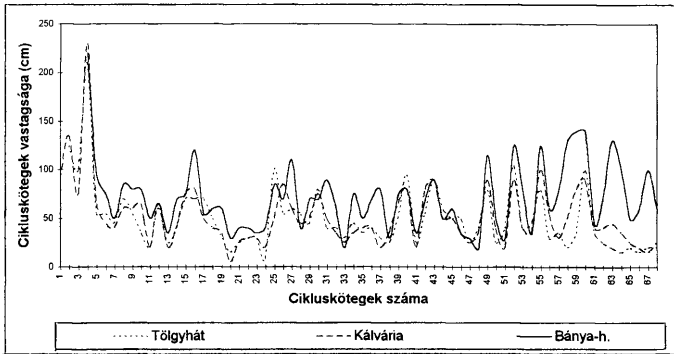
A Tölgyhát felső-hettangi-pliensbachi rétegsora 33,8 méter vastag, és mintegy 14 millió évet képvisel (COWIE & BASSETT 1989). A szelvényben 67 köteget sikerült azonosítani, így az átlagos kötegvastagság 0,5 m, mely mintegy 209 ezer évet reprezentál (6. ábra).

A részletesen vizsgált alsó-jura szelvények közül a tardosi Bánya-hegy üledékképződése indult meg legkésőbb. Mivel erről irodalmi adatok nem állnak rendelkezésre, sőt a triász/jura határ a területen feltárás hiányában nem is tanulmányozható, csak ciklussztratigráfiai módszerekre támaszkodva, az eusztatikus tengerszint-ingadozásokat figyelembe véve tudtam közelítő becslést tenni, HALLAM (1981) görbéjéhez való illesztéssel. A görbe lefutása alapján az első ciklusok üledékei a hettangi/sinemuri határ körüli időszakra tehető, tehát mintegy 13 millió évet képvisel a 46,1 m vastagságú üledéksor. A rétegsorban 65 köteget figyeltem meg, ami egyenként 0,69 méteres átlagos vastagságot és 200 ezer évet képvisel (6. ábra).



5. ábra. A tanulmányozott szelvények cikluskötegei és korrelációjuk

Fig. 5 Bundles of cycles and their correlation in the sections studied



6. ábra. A tanulmányozott szelvények ciklusköteg-vastagságai

Fig. 6 Diagram showing the thicknesses of bundles of the sections studied (horizontal axis: number of bundles; vertical axis: thickness of bundles in centimetres)

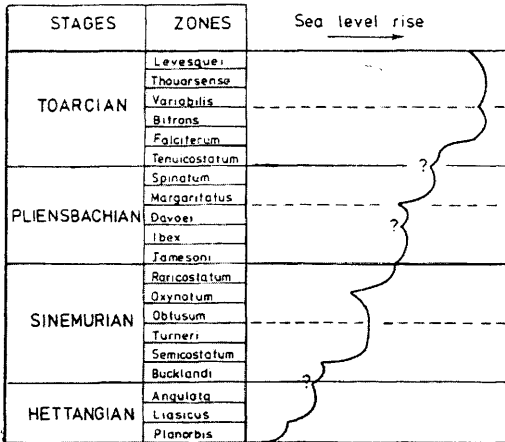
A három szelvény cikluskötegeit, átlagolásuk után, a Hallam-féle euszatikus tengerszint-változások görbéjével hasonlítottam össze (7. ábra). Ebből kiderült, hogy a hejtangi–sinemuri határra, a sinemuri közepére, a sinemuri–pliensbachi határra, ill. a pliensbachi időszak közepére jellemző tengerszintesés a vizsgált szelvényekkel jól korrelálható. Az alacsonyabb tengerszintet a szelvényekben vastagabb kötegek jelzik, mivel ekkor a tenger alatti hátak tetejét (és a lejtők felső részét) elérték az áramlatok és lesöpörték az ott képződött üledékeket. A pliensbachi–torarci határra jellemző kötegvastagságok a tatai és tölgyháti szelvényekben megfigyelt cikluskötegvastagságok (kímélyülés) következtében nem alakultak ki.

A tölgyháti, kálvária-dombi és tardosi szelvények közötti eltérések egyrészt a bánya-hegyi terület gyorsabb üledékképződésével (lejtőlábi fácies) magyarázható, másrészt azzal, hogy a Tölgyhát és a Kálvária-domb felső-pliensbachi üledéksora felfelé egyre kondenzáltabb, kis vastagságú kötegeket alkot.

Vékonycsiszolatos megfigyelések

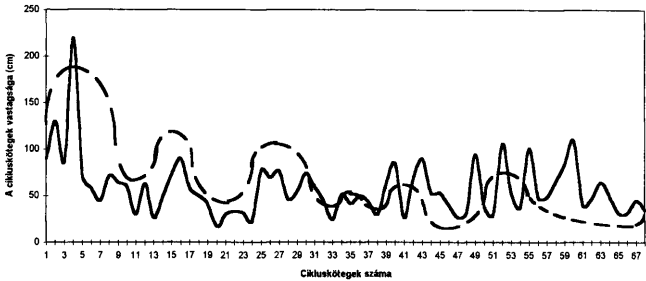
A legrészletesebben vizsgált tardosi szelvény néhány cikluskötege alaposabb vizsgálaton esett át. Az elvégzett vizsgálatok között szerepelt az egyes rétegekből gyűjtött minták vékonycsiszolatainak leírása, elemzése és a debreceni ATOMKI-ban végzett stabilizotópos mérések. A ciklustagok mikroszkópi vizsgálata során a legnagyobb figyelmet a periodikusan változó jellegek kapták, melyektől a cikluson belüli változási tendenciák pontosítását vártam.

A vizsgált csiszolatok általában 10–20% bioklasztot tartalmaztak, mikrites alapanyagban. Némelyikben 5% intraklaszt is előfordult, így a minták biomik-



7. ábra. A kora-jura tengerszint változási görbéje (HALLAM 1988)

Fig. 7. Sea level changes of the Early Jurassic (HALLAM 1988)



8. ábra. A három szelvény átlagos kötegvastagság-görbéje és a Hallam (1981)-féle görbe összehasonlítása (a függőleges tengelyen a Hallam-görbe tengerszint-változásai: felfelé regresszió, lefelé transzgresszió)

Fig. 8 Comparison of the average thickness curve of the three sections and the Hallam (1981) curve (horizontal axis: number of bundles; vertical axis: thickness of bundles and the sea-level changes of the Hallam curve: up = sea level drop; down = sea level rise)

ritnek, intrabiomikritnek nevezhető. Szövetük többnyire wackestone, ritkábban packstone. A csiszolatokban leginkább Globochaetek (leginkább gömböcskék, de 20–30 gömböcskéből álló fonalak is előfordultak), foraminiferák (*Nodosariidea*, *Dentalina*, *Lenticulina*, *Involutina*, *Palzowella* (*Trocholina*) és *Ammodiscus*), echinodermata vázelemek (néha echinoidea tüskék), ostracodák, brachiopodák és ammonitesek (embrionális, de főleg váztöredékek) voltak gyakoriak. Melléjük előfordultak csigák és vékonyhéjú kagylók töredékei is.

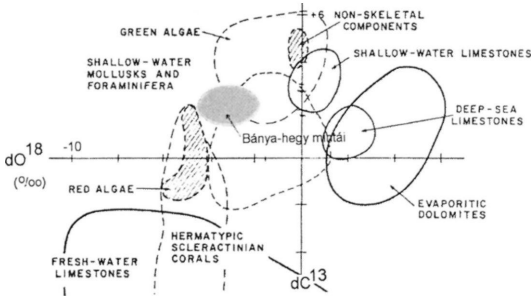
A köteghatárok közelében különösen a *Globochaetek* és a *Lenticulinák* mennyisége csökkent, a *Nodosaria*- és *Dentalina*-félék mennyisége egyenletes, míg a *Palzowella* (*Trocholina*)- és *Involutina*-, *Ammodiscus*-félék csak néhány mintában jelentek meg, igaz ez utóbbiak többnyire a ciklusok kezdetén voltak gyakoriak. A köteghatárok környékére mind a plankton Globochaetek, mind a bentosz foraminiferák kis gyakorisága jellemző, a kötegen belül általában mind a plankton, mind a bentosz mikrofauna egyenletes növekvő, majd csökkenő tendenciája jellemző.

A stabilizotóp-összetétel vizsgálata

A tardosi Bánya-hegy néhány ciklusának vizsgálata a mikritesebb részek kiválasztásával, a teljes kőzetből történt, megfelelő porítás után. A minták meggyeznek a vékonycsiszolatos vizsgálatok mintáival. A vizsgálat legfőbb célja az egyes ciklusokon belül történő változások megfigyelése volt. A mérési adatok alapján kiszámolható a paleohőmérséklet változása. Az abszolút hőmérsékleti eredmények csak tájékoztató jellegűek, hiszen igen sok tényező rontja le a számítás pontosságát, azonban a hőmérsékleti adatok változásából bizonyos következtetések levonhatók (9. ábra).

A paleohőmérsékleti görbe tendenciáiban hasonlóságot mutat a mikrofauna gyakorisági és aránygörbéivel. Értelmezésem szerint a határokhoz köthető alacsonyabb hőmérsékleti adatok az erősebb vízáramláshoz, a ciklusközi, magasabb értékek a nyugodtvízi periódusokhoz kapcsolódnak. Mivel zömmel a felszínközeli vízrétegekből származó karbonátanyag alkotja a kőzetet, fontos megállapítás, hogy a felszínközeli vízrégiók nyugodtvízi periódusokban jobban felmelegsznek, míg az erősebb áramlások idején jobb a keveredés a hidegebb, mélyebb vízrétegekkel. Tehát az alacsonyabb paleohőmérsékleti adatokkal jellemzett időszakok felszíni vizeinek tápanyag- és oxigénellátottsága az erősebb vízmozgás miatt jobb lehetett. Ezen jelenség hatását, azaz a magasabb karbonáttermelést, a nagyobb karbonáttartalmú, vastagabb rétegek képződését a felülénkülő vízmozgás üledékbeszűrő hatása a medence területeken erősíti.

CORNIDES et al. (1979) mezozoos üledékek vizsgálata során két hőmérsékleti maximumot állapítottak meg: az árapály-övi és a zátony fáciesben, míg alacsonyabb értékek a sekély selfplatót és a medence fáciest jellemezték (rhaeti árapály övi Lofér fácies: 31 °C, zátony: 33,5 °C, selfplató és mozgóhomok-öv: 23,5 °C, mélyebb medence fácies: 25 °C).



9. ábra. Bánya-hegyi minták δC^{13} és δO^{18} adatai a Milliman-féle (1974) diagramon

Fig. 9 The δC^{13} and δO^{18} data of the Pisznice Limestone from the Bánya Hill on the background of Milliman diagram (1974)

Az általam vizsgált szelvényrész izotóparányából számolt hőmérsékleti adatok 24,5 és 35,5 °C közötti értékeket mutatnak, átlaguk 30,2 °C. A legalacsonyabb értékek a ciklusatárokkal, a legmagasabbak a ciklusközökkel korrelálnak.

A fentiekhez hasonlóan megállapíthatjuk, hogy a paleohőmérsékleti eredmények nagy szórását okozhatja a törmelékfolyások által a medencébe kerülő üledék keveredése a helyben leülepedő karbonátanyaggal. Természetesen a nagy szórásnak többféle oka is lehetett (hiszen ekkora hőmérséklet-ingadozást akár évszakos változások is okozhatnak), mégis a legvalószínűbb magyarázat a különböző üledékképződési körülmények között lerakódott karbonátok keveredése lehet. A körültekintő mintavételezés ellenére sem zárható ki az utólagos (diagenetikus) elváltozásokból adódó, megtévesztő érték sem.

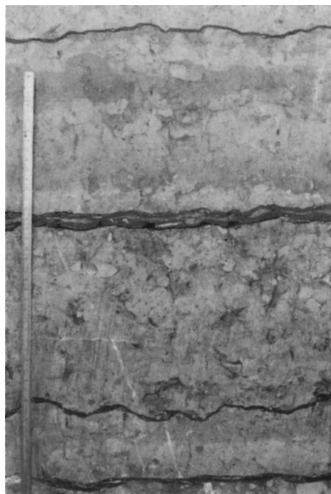
Az eredményeket befolyásoló tényezők

Az eredmények kiértékelése során figyelembe kell venni, hogy az egyes rétegsorok nem képviselik hiánytalanul az általuk reprezentált időt. Ennek több oka lehet: üledékképződési szünetek, üledékeltömés, visszaoldódás, sztilolitizálás, stb. Az eredmények értelmezéséhez segítséget nyújthat a sztilolitizált felületeken képződött, ill. a rétegek közötti agyagok vizsgálata.

FÜLÖP (1975) vizsgálatai szerint, a tatai szelvény sinemuri mészkövének oldási maradvány 1,65%, míg a pliensbachi mészkő hasonló adata már magasabb, 2,05%. A bánya-hegyi szelvény vágott falain lehetőségem nyílt a rétegek közötti agyagos képződmények vastagságának mérésére. Itt a legvastagabb agyagköz 15 mm volt. Ez FÜLÖP adatát figyelembe véve azt jelenti, hogy akár 70 cm vastagságú karbonátos üledék is visszaoldódhatott, amennyiben az oldás kizárólag a nyomási oldódás hatására jött létre. A Bányahegyen végzett megfigyeléseim

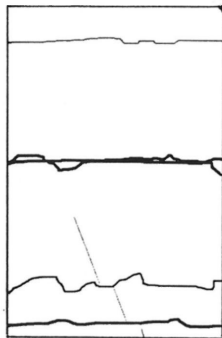
alapján az átlagos agyagos bevonat kb. 2 mm vastagságú, ami FÜLÖP adatai szerint 10–12 cm vastag karbonátréteg vastagságából származtatható. Más kiindulási pontból számolva a visszaoldott kőzet vastagságára kisebb értéket, mintegy felét, 2/3-át kapjuk. Ezt az agyagos bevonat feltételezhető karbonát-tartalmával magyarázhatjuk. (A ferde kalciteret metsző sztilolit segítségével visszaállítható az eredeti vastagságú rétegsor, ahol a kalcitér már létezett a sztilolit képződésekor. Ha azt képzeletben ismét egyenessé alakítjuk, jó közelítést kaphatunk a visszaoldott karbonát vastagságára.) Figyelembe véve, hogy a tatai szelvény mészkövei magasabb agyagtartalmúak, mint a tardosi karbonátok, a két eredmény különbsége még jelentősebbé válik. Ezen feltételezésből kiindulva hozzávetőleges számítást végeztem annak kiderítésére, hogy konstans pélit beszállítás feltételezve, mennyi karbonát képződhetett (volna). Ha a feltételek kedveznek a kicsapódásnak és megőrződésnek, akkor a Bánya-hegyen mintegy 30 méterrel vastagabb rétegsor alakulhatott ki (A számításhoz a kalcitér által nyújtott közelítési lehetőséggel éltem.) (10. ábra).

BATHURST (1995) véleménye szerint a sztilolitosodás szempontjából azon felületek kitüntetettek, amelyek különböző litológiai kifejlődésű kőzettesteket határolnak. A sztilolitok megjelenése tehát összefügg néhány gyors litológiai változással. A szelvények közötti korreláció sikerességét az tette lehetővé, hogy a szelvényekben megfigyelt vastagabb "agyagfilm" általában mindhárom területen megjelent,



10. ábra. Sztilolitokkal tagolt ferde lefutású kalcitér a tardosi Bánya-hegy rétegsorából

Fig. 10 Oblique calcite vein cut by stylolites (Bánya Hill, Tardos)



így mindhárom helyszínen módosította a vastagságviszonyokat. Mindez persze azt is jelentheti, hogy a térség egészére kiterjedő szedimentációs eseményekről van szó (üledékképződési szünet, már kicsapódott karbonátok visszaoldása).

Következtetések

A lejtőlábi üledékképződést (pl. Bánya-hegy), melyet főképp mésziszap leülepedése jellemzett, időről-időre a hátságokról a medencébe érkező, sötétvörös, crinoideadús üledékek (zagyarak) szakították meg, melyek útjuk során többé-kevésbé litifikálódott mésziszapot is magukkal sodorhattak. A cikluskötegek kezdetét valószínűleg ilyen nagyobb zagyarak jelzik, melyeket a csökkenő tengerszint hatására, a tengeralatti hátaikon felélénkült vízáramlások idéztek elő. Erre utal a kötegek első ciklusainak ősmaradvány tartalma. A köztes tagokra (a medencében leülepedő, nem törmelékfolyás által behordott karbonát) általában a magasabb plankton/bentosz arány jellemző, azonban kisebb üledékfolyások, magasabban fekvő területről származó bioklasztok behordása előfordulhatott.

Az egyes cikluskötegeket vastagabb agyagbevonat határolja, mint a bennük lévő elemi ciklusokat. Az agyagos részek vastagsága extrém esetben elérheti a 15 millimétert, ill. karbonátos lencsékét is tartalmazhatnak, melyek valószínűleg a visszaoldódáshoz kapcsolódnak.

A kifejtett (jobban megőrződött) kötegek alsó, ill. felső részére általában vékonyabb, míg közéjükre vastagabb ciklusok jellemzőek. A nagyobb litológiai változások egyúttal köteghatárok is. Az egyes ciklusok crinoidea tartalma, ill. szemcsemérete felfelé haladva csökken.

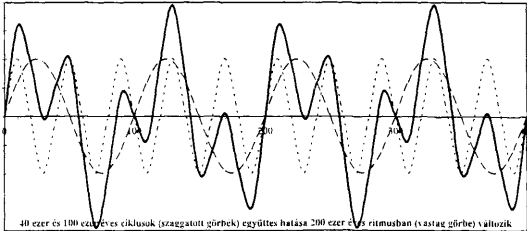
A három gercesei szelvényt – ciklusaik vizsgálata alapján – sikerült korrelálni. A felső-hettangi–pliensbachi intervallumban 68 köteget különítettem el.

A tölgyháti, kálvária-dombi és tardosi szelvények közötti eltérések egyrészt a Bánya-hegy gyorsabb üledékképződésével (proximális lejtőlábi fácies) magyarázható, másrészt azzal, hogy a Tölgyhát és a Kálvária-domb késő-pliensbachi üledéksora felfelé egyre kondenzáltabb, kis vastagságú kötegeket alkot, ami disztálisabb lejtőlábi medence fácies felé való átmenetre utal.

A három szelvény cikluskötegeit, átlagolásuk után, a Hallam-féle eusztatikus tengerszint-változások görbéjével hasonlítottam össze. Ebből kiderült, hogy jól korrelálhatóak, eltekintve egy, a Hallam-görbén nem jelentkező csúcstól (esetleg lokális hatás okozhatta) és a pliensbachi/toarci határra jellemző eusztatikus tengerszintváltozásoktól, mivel a tatai és tölgyháti szelvényekben megfigyelt ciklusvékonyodás (kimélyülés) következtében nem követi a görbét.

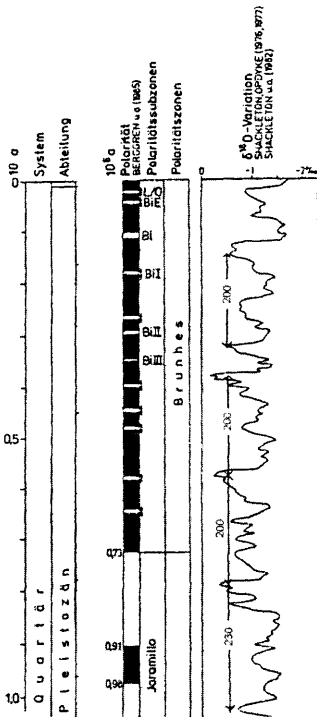
A vizsgált cikluskötegek negyedrendű ciklusokként értelmezhetők. Átlag 3–4 elemi ciklusból állnak, vastagságuk átlagosan 50–70 cm, mintegy 200–213 ezer évet képviselnek. Ez, sajnos, egyetlen ismert pályaelem-változás periodicitásával sem hozható összefüggésbe, hiszen a legnagyobb periodicitást okozó tényező (az excentricitás) 100 és 410 ezer éves periódusokban ismétlődnek. Figyelemre méltó azonban, hogy a pleisztocén eljegesedések és interglaciálisok

Két, különböző frekvenciájú hullám szuperpozíciója



11. ábra. 40 és 100 ezer éves periódusidejű hullámok szuperpozíciója által létrehozott 200 ezer éves periódusú hullámok

Fig. 11 200 ky period cycles produced by the superposition of 40 ky and 100 ky period waves



12. ábra. Földünk utolsó egymillió évének hőmérsékletváltozásai (WIEGNAK 1990)

Fig. 12 Climatic history of the Earth during the last 1 million years (WIEGNAK 1990)

között akad 200 ezer éves periódus. (Ennek egyik lehetséges magyarázata, hogy a tengelyferdeség 40 ezer és az excentricitás 100 ezer éves periódusainak szuperpozíciója eredményezhet ilyen nagyságrendű ciklusokat.) Természetesen a nyomási oldódás hatására akár cikluskötegek is visszaoldódhattak, azonban igen valószínű, hogy ezek a hegység területén egyszerre játszódtak le. A visszaoldódás ténye rontja a korhatározás esélyét, ám az általa létrejött vastagabb agyagos rétegek között az egyes szelvények közötti regionális korrelációt könnyítik, lehetővé téve a más vizsgálatokból származó adatok (kor) átvitelét (11. és 12. ábra).

Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani CSÁSZÁR Gézának – aki szakdolgozatom témavezetője is volt – inspiráló támogatásáért és türelméért, melyet a terepi megfigyelések, a laboratóriumi vizsgálatok, majd az eredmények értékelése során igénybe is vettem. Hálás vagyok HALUPKA Gábornak és SÜLYOK Zoltánnak is a terepi munkák során nyújtott segítségükért.

A kutatások anyagi fedezetét a 272 61 027 sz. OTKA program biztosította.

Hivatkozott szakirodalom – References

- BALOGH K., BÉRCZI I. 1992: A diagenesis. – In: BALOGH K. (ed.): *Szedimentológia III*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 373–398.
- BALOGH K., HAAS J., POGÁCSÁS Gy. 1992: Az üledékképződési rendszerek rekonstrukciójának alapelvei. – In: BALOGH K. (ed.): *Szedimentológia III*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 346–390.
- BATHURST, R.G.C. 1995: Burial diagenesis of limestones under simple overburden. Stylolites, cementation, and feedback. – *Bull. Soc. Geol. France*, **166/2**, 181–192.
- BERGER, A.L. 1988: Milankovitch theory and climate. – *Rev. Geophys.* **26**, 624–657.
- BERNOULLI, D., JENKYN, H.C. 1974: Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – *Különlenyomat, Soc. Econ. Paleont. and Mineral. Spec. Publ.* 129–160.
- DE BOER, P.L. 1983: Aspects of the Middle Cretaceous Pelagic Sedimentation in Southern Europe; production and storage of organic matter, stable isotopes, and astronomical influences. – *Geologica Utraiectina*, **31**, 112 p.
- DE BOER, P.L., SMITH, D.G. (Eds.) 1994: Orbital forcing and cyclic sequences. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **19**, 1–14.
- DE BOER, P.L., WONDERS, A.A.H. 1984: Astronomically induced rhythmic bedding in Cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy). – In: A.L. BERGER et al. (Eds.): *Milankovitch and Climate*, Part 1., 177–190.
- CORNIDES I., CSÁSZÁR G., HAAS J., JOCHNÉ EDELÉNYI E. 1979: Oxigén izotópos hőmérséklet mérések a Dunántúl mezozoós képződményeiből. – *Földtani Közlöny* **109**, 101–110.
- COWIE, J.W., BASSETT, M.G. (eds.) 1989: Global Stratigraphic Chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration. – *Bureau of International Commission on Stratigraphy (ICS:IUGS)* 1 tábla.
- CSÁSZÁR G. 1995a: Bevezetés "A gercesei és vértesi-előtéri medence-fácies (flisoid) és sekélytengeri karbonátos (urgon) képződmények korviszonyának és fácieskapcsolatának és Tethysen belüli helyzetének feltárása és paleogeográfiai-fejlődéstörténeti értékelése" c. OTKA projekt kutatási eredményeinek összegzéséhez. – *Általános Földtani Szemle* **27**, 5–6.

- CSÁSZÁR G. 1995b: A gerecsei és Vértes előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. – *Általános Földtani Szemle* 27, 133–152.
- DICKSON, J.A.D., COLEMAN, M.L. 1980: Changes in Carbon and Oxygen isotope composition during limestone diagenesis. – In: TUCKER, M.E., BATHURST, R.G.C. (Ed.): *Carbonate Diagenesis*, 259–271.
- DULAI A. (in press): Early Jurassic brachiopod fauna from the basal layers of the Pisznce Limestone of the Eastern Gerecse (Hungary). – *Annls hist.-nat. Mus. natn. hung.* 90.
- FISCHER, A.G. 1986: Climatic rhythms recorded in strata. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 351–376.
- FOGARASI A. 1993: Egy tengeralatti lejtő elemző üledékföldtani és ciklussztratigráfiai vizsgálata a Gerecse hegységben. – Szakdolgozat, ELTE, Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 74 p.
- FOGARASI A. 1995: Ciklussztratigráfiai vizsgálatok a gerecsei krétában: előzetes eredmények. – *Általános Földtani Szemle* 27, 43–58.
- FÓZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. – *Földtani Közlöny* 123/4, 441–464.
- FÜLÖP J. 1954: Tatai mezozoós alaphegység-rög földtani vizsgálata. – *Földtani Közlöny*, 84/4, 309–325.
- FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozoós alaphegység-rögök. – *Geologica Hungarica Series Geologica*, 16, p. 230.
- GALÁCZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica*, 31/3–4, 313–328.
- GALÁCZ A., VORÓS A. 1972: A Bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. – *Földtani Közlöny*, 102/2, 122–135.
- GÉCZY B. 1972: A jura faunaprovinciák kialakulása és a mediterrán lemeztektonika. – *MTA X. Osztály Közleményei*, 5/3–4, 297–311.
- GÉCZY B. 1975: Tatai alsóliász. In: Fülöp 1975: Tatai mezozoós alaphegység-rögök. – *Geologica Hungarica Series Geologica*, 16, 28–30.
- GÉCZY B. 1981: Előzetes jelentés a Bányahegy (Gerecse-hegység) toarci ammonites faunájáról. – Kézirat, MÁFI Adattár, 71 p.
- GÉCZY B. 1985: Gerecsei liász (toarci) szelvények biosztratigráfiai értékelése. – Kézirat, MÁFI Adattár, 24 p.
- GÉCZY B. 1987: Jelentés a gerecsei Törökösbük pliensbachi ammoniteseiről. – Kézirat, MÁFI Adattár, 8 p.
- GIDAI L. 1973: Magyarazó a Dorogi-medence Földtani térképéhez. 10 000-s sorozat. Mogyorósbánya. – MÁFI, Budapest, 42 p.
- HAAS J. 1975: CaCO₃-oldás a tengervízben jelenleg és a geológiai múltban. – Kézirat, 12 p.
- HAAS J. 1987a: Felsőtriász szelvények korrelációja a lofer ciklusok alapján (Gerecse hegység). – *Földtani Közlöny*, 117, 375–383.
- HAAS, J. 1987b: Position of the Transdanubian Central Range structural unit in the Alpine evolution phase. – *Acta Geologica Hungarica*, 30/3–4, 243–256.
- HAAS J. 1995: Az Észak Gerecse felsőtriász karbonátplatform képződményei. – *Földtani Közlöny*, 125, 259–293.
- HAAS, J., CSÁSZÁR, G., KOVÁCS, S., VORÓS, A. 1990: Evolution of the Western part of the Tethys as reflected by the geological formations of Hungary. – *Acta Geog. Geoph. Mont. Hung.*, 25, 325–344.
- HAAS J., DOBOSI K. 1982: Felsőtriász ciklusos karbonátos kőzetek vizsgálata bakonyi alapszelvényeken. – *MÁFI Évi Jelentése az 1980-as évről*, 135–168.
- HALLAM, A. 1981: A revised sea-level curve for the early Jurassic. – *Journal of Geological Society (London)* 138, 735–743.
- HALLAM, A. 1988: A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. – In: WILGUS, HASTINGS, ROSS, POSAMENTIER, WAGONER, KENDALL (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. – *Soc. of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication* 42, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 261–273.
- HANTKEN M. 1867: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. – *Földtani Társulat Munkálatai* 4, 122 p.
- HOFMANN K. 1884: Jelentés az 1883 év nyarán a Duna jobb partján Szőny és Piszke közt foganatosított földtani felvételekről. – *Földtani Közlöny*, 14, 4–8.
- JAKUCSNÉ NEUBRANDT E. 1955: A Gerecse-hegységi Tardos község környékének újratérképezése. – *MÁFI Évi Jelentése az 1953. évről*.

- JENKYN, H.C. 1971: Speculations on the genesis of the crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. – *Geol. Rundschau*, 60/2, 471–488.
- KOCH N. 1909: A tatai Kálvária-domb földtani viszonyai. – *Földtani Közlöny*, 39/5, 255–275.
- KONDA J. 1982: Jelentés: A Tardosbánya-2 (Tb-2) fúrásban harántolt jura rétegsor földtani vizsgálatának dokumentációja. – Kézirat, MÁFI Adattár, 6 p.
- KONDA J. 1985a: A Piszneicei Mészko Formáció hivatkozási szelvénye. A Tűzkövesárki Mészko Formáció, Levélkúti Mészko Tagozattal összefogazódó típusának alapszelvénye. Gerecse-hg., Vöröshídi kőfejtő. – Kézirat, MÁFI Adattár, 8 p.
- KONDA J. 1985b: A Tardosbánya-2 (Tba-2) fúrásban harántolt jura rétegsor földtani vizsgálatának dokumentációja. – Jelentés, MÁFI Adattár 7 p.
- KONDA J. 1989: A Tölgyháti kőfejtő (Lábatlan), a Vöröshídi kőfejtő (Süttő) és a Lókúti domb liász-dogger rétegsorának rövid szedimentológiai leírása. – Kézirat, MÁFI Adattár 25 p.
- KULCSÁR K. 1914: A Gerecse-hegység középső-liász korú képződményei. – *Földtani Közlöny*, 44, 54–80.
- LANTOS Z. 1995: Gerecsei alsó-jura szedimentológiai vizsgálata. Kapcsolatok a liász tektonikával és ősföldrajzzal. – Szakdolgozat, 138 p. ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék.
- MÁRTON, P., MÁRTON E. 1985: Tectonic and paleoclimatic aspects of paleomagnetic studies in the Transdanubian Central Mountains. – *Acta Geologica Hungarica*, 28/1–2, 59–70.
- MIAL, A.D. 1984: Az üledékes medence-elemzés alapelvei. – Spriger-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo. 1984, 664–739 (8.fejezet): Regionális és globális rétegtani ciklusok (Fordítás)
- MIAL, A.D. 1997: The Geology of Stratigraphic Sequences. – Springer, 426 p.
- MILLMAN, J.D., MÜLLER, G., FÖRSTNER 1974: Recent Sedimentary Carbonates. – Springer-Verlag, Chapter of Stable Isotopes (30–35) and Pelagic Carbonates (223–249).
- NOSZKY J. 1961: Magyarország jura képződményei. – *MÁFI Évkönyv* 49/2, 375–392.
- SZABÓ I. 1961: Tatai mezozoos rög jura kifejlődései. – *MÁFI Évkönyv*, 49/2, 469–474.
- TUCKER, M.E., BATHURST, R.G.C. (Eds.) 1990: Carbonate Diagenesis. – Reprint series Vol. 1 of the IAS. Blackwell Scientific Publications, 313 p.
- TUCKER, M.E., WRIGHT, V.P. 1990: Carbonate Sedimentology. – Blackwell Scientific Publications, 484 p.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N., HATLELD, W.G. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. – In: PAYTON (Ed.): Seismic Stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration. – *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 26, 49–212.
- VAKARCS G., TARI G. 1993: A szeizmikus- és szekvenciasztratigráfia alapjai. A szeizmikus- és szekvenciasztratigráfia alapfogalmainak magyarázata. – *Magyar Geofizika* 34, 2–51.
- VÉGHÉ NEUBRANDT E. 1960: A Gerecse-hg. felső-triász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. – *Geologica Hungarica, Series Geologica*, 12, 132 p.
- VIGH G. 1943: A Gerecse-hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. – *Földtani Közlöny*, 73/4–9, 301–359.
- VIGH G. 1961a: A Gerecse-hegység nyugati felének földtani vázlata. – *MÁFI Évkönyv* 49/2, 445–462.
- VIGH G. 1961b: A gerecsei jura üledékek fácieskérdései. – *MÁFI Évkönyv* 49/2, 463–468.
- VIGH Gy. 1925: Földtani jegyzetek a Gerecse-hegységből. – *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1920–23 évekről*.
- VIGH Gy. 1935: Adatok a Gerecse-hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. – *Földtani Intézet Évi Jelentése az 1925–28 évekről* 87–96.
- VÖRÖS, A. 1989: Fault-scarp controlled carbonate sedimentation in the Tethyan Jurassic seamount area (Bakony, Hungary). – *IAS 10th Regional Meeting*, Bp. 24–26 April 1989, Abstracts, 250–251.
- WIEGANK, F. 1990: Magnetostratigraphisch-geochronologische Untersuchungen zur Geschichte des Plio-Pleistozäns in Mitteleuropa und ihrer Beziehungen zur globalen geologischen, paläoklimatischen und paläoökologischen Entwicklung. – *Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde*, 113, 308 p., 4 melléklet.
- WINKLER B. 1883: A Gerecse- és Vértes-hegység földtani viszonyai. – *Földtani Közlöny*, 13, 287–296.
- A kézirat beérkezett: 1998. 04. 14.

Törmelékes krómspinellek a gerecsei jura képződményekben

Detrital chrome spinels in Jurassic formations of Gerecse Mountains, Hungary

B. ÁRGYELÁN Gizella¹ – CSÁSZÁR Géza²

(19 ábra)

Abstract

The Gerecse Mountains are situated in the North Pannonian Unit of the Alpine–Carpathian–Pannonian Region, at the NE margin of the Bakony Unit. Profound tectonical, sedimentological and petrographical–petrological studies of the Berriasian–Aptian–Lower Albian siliciclastic sediments of the Mountains have proved that the terrigenous detritus (chrome-rich spinels, ultrabasic and basic rock fragments) derives from the suture zone of the Neo-Tethys oceanic branch. Therefore, the aim of this study is to determine the earliest occurrence in Jurassic sediments and geochemical composition of detrital spinels, marking the ophiolitic source area.

Micromineralogical and petrological investigations have been carried out in four sequences, deposited on the slopes of ridges and in the basins between the ridges: 1) Tűzkő Hill, Szomód, 2) Kálvária Hill, Tata; 3) Tölgyhát Quarry, Lábatlan; 4) Bánya Hill, Tardos. On the basis of the heavy mineral distributions, during the Jurassic terrigenous detritus was transported from four source areas of different lithological compositions into the basins of differentiated palaeomorphology: 1) spinels of the Tűzkő Hill of Szomód derive from the rocks of an ophiolite suite; 2) detritus of continental crust material, referring to granitoids and metamorphic rocks was transported to the Kálvária Hill of Tata; 3) fall-out crystal fragments, originating presumably from volcanic activity were accumulated in the Toarcian horizon of the Tölgyhát Quarry of Lábatlan; 4) and fragments referring to complex source areas poor in heavy minerals were transported into the basin of the Bánya Hill of Tardos.

The $cr\#$ $[=Cr/(Cr+Al)]$ of spinels occurring in the Late Hettangian–Toarcian–Tithonian formations of Gerecse Mountains vary between 0.35 and 0.75, whereas their $mg\#$ $[=Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ (between 0.4 and 0.7). In a predominant proportion of the samples, TiO_2 -content is lower than the boundary of harzburgites–lherzolites (<0.2 wt%). Geochemical composition of the spinels of the examined Jurassic sequences is similar to that of the spinels, occurring in the Lower Cretaceous formations, which derive from the harzburgitic subprovince of the suture of the Neo-Tethys (Vardar ocean).

In the Alpine–Carpathian–Dinaric region, the earliest sporadic appearance of Cr-rich detrital spinels can be identified in the Late Hettangian–Early Sinemurian sedimentary formations, with increasing frequency from the Toarcian.

Manuscript received: 21. 05. 1998

¹ MOL, Külföldi Kutatás–Termelési Üzletág, H-1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18.

² Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14. E-mail: csaszar@mafi.hu

Összefoglalás

A Gerecse-hegység az Alp-Kárpát-Pannon térség Észak-Pannon Egységében, ezen belül a Bakony Egység ÉK-i peremén helyezkedik el. A hegység berriasi - apti - alsó-albai törmelékes képződményeinek tektonikai, szedimentológiai, és petrográfiai-petrologiai vizsgálatai bizonyították, hogy a terrigén törmelékanyag (krómgazdag spinellek, ultrabázisos és bázisos közettörmelékek) a Neo-Tethys óceáni ág szutúra zónájából származik. Ezért a jelen tanulmány célja az ofiolitos lepusztulási területet jelző törmelékes spinellek jura üledékekben való legkorábbi előfordulásának és kémiai összetételének a meghatározása volt.

A mikromineralógiai és petrológiai vizsgálat négy, a jura folyamán tenger alatti hátságok lejtőjén, illetve a hátságok közötti medencékben lerakódott rétegsorból történt: 1) szomódi Tűzkő-hegy; 2) tatai Kálvária-domb; 3) lábatlani Tölgyháti-kőfejtő; 4) tardosi Bánya-hegy. A nehézsárvány-eloszlás alapján a jura folyamán négy különböző közettani összetételű forrásterületről szállítottott a terrigén törmelékanyag a differenciált paleomorfológiájú medencékbe: 1) ofiolit-sorozat közeiteiből származnak a szomódi Tűzkő-hegy spinelljei; 2) granitoidokra és metamorf kőzetekre utaló kontinentális kéreganyag törmeléke szállítottott a tatai Kálvária-domb területére; 3) feltehetően vulkáni működésből származó hullott kristályfragmentumok halmozódtak fel a Tölgyháti-kőfejtő toarci szintjében; 4) és nehézsárvány-szegény, összetett lepusztulási területre utaló fragmentumok szállítottottak a tardosi Bánya-hegy medencéjébe.

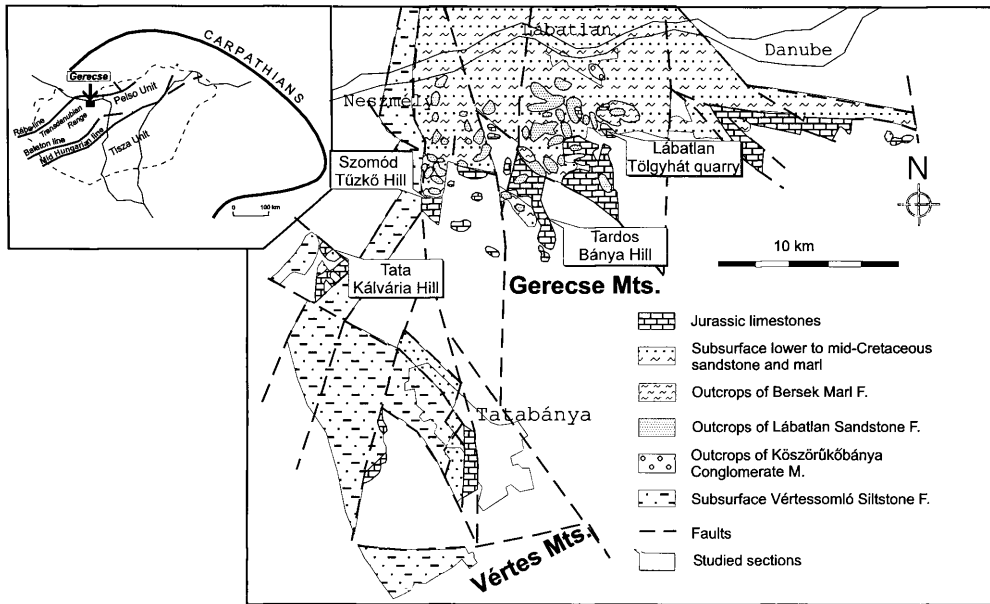
A gerecsei késő-hettangi - toarci - tithon képződményekben előforduló spinellek cr-száma $[\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]$ 0,35 és 0,75, mg-száma $[\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ 0,4 és 0,7 között változik. A TiO_2 -tartalom a minták túlnyomó részében alacsonyabb, mint a harzburgitok-lherzolitok határa (s%). A vizsgált jura rétegsorok spinelljeinek kémiai összetétele hasonló az alsó-kréta képződményekben előforduló spinellekéhez, melyek a Neo-Tethys - Vardar óceán szutúrájának harzburgitos alprovinciájából származnak.

Az Alp-Kárpát-Dinári régióban a Cr-gazdag törmelékes spinellek legkorábbi szórványos megjelenése a késő-hettangi - kora-sinemuri üledékes képződményekben azonosítható, a toarcitól kezdődően növekvő gyakorisággal.

Bevezetés

A Gerecse-hegység nagyszerkezetileg az Alp-Kárpát-Pannon térség Észak-Pannon Egységében, ezen belül a Bakony Egység ÉK-i peremén (CSONTOS et al. 1992) helyezkedik el (1. ábra).

FÜLÖP (1958) összefoglaló tanulmánya óta számos munka foglalkozott a Gerecse és a Vértes előter berriasi-apti-alsó-albai(?) sziliciklasztos üledékeinek szedimentológiai bélyegeivel (többek között CSÁSZÁR & HAAS 1984; KÁZMÉR 1987; SZTANÓ 1990; CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994; CSÁSZÁR 1995; FOGARASI 1995a), biosztratigráfiájával (SZTANÓ & BALDI-BEKE 1991; FÉLEGYHÁZY & NAGYMAROSY 1991, 1992; FŐZY 1993, 1995), ciklussztratigráfiai vizsgálatával (FOGARASI 1995b; ÁRGYELÁN et al. 1997), valamint paleotektonikai - paleogeográfiai fejlődésével (CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994; CSÁSZÁR 1995; FOGARASI 1995a, BADA et al. 1996). A gerecsei flis rétegsor (CSÁSZÁR & HAAS 1984) és az Északi Mészköalpok Rossfeldi rétegei között, az azonos litológiai megjelenés és ammonites fauna alapján feltételezett paleogeográfiai rokonságot (HANTKEN 1868; FÜLÖP 1958) a petrográfiai és petrológiai vizsgálatok is alátámasztották (ÁRGYELÁN 1996, 1997). A törmelékes alkotók (ÁRGYELÁN 1995) és a nehézsárvány-eloszlás (CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994), továbbá a nehézsárvány frakcióban uralkodó mennyiségű törmelékes spinellek kémiai vizsgálata alapján a kréta időszi üledékek fő for-



1. ábra. A jura és kréta üledékek elterjedése a Gerecse hegységben és a Vértes előtérben, a vizsgált felszíni feltárások feltüntetésével

Fig. 1 Geological sketch-map of the Jurassic and Cretaceous sediments in the Gerecse Mountains and Vértes Foreland with the location of the studied sequences

rásterülete – a rossfeldi rétegekhez hasonlóan – a Neo-Tethys óceán szutúrájának harzburgitos alprovinciája volt (ÁRGYELÁN 1996). Az ofiolitos, a savanyú granitoid és kiömlési kőzettörmelékek, valamint az üledékes kőzetfragmentumok kollíziós orogén övek óceáni szutúra zónájáról, óceáni szigetívről, mélytengeri üledékekből, valamint kontinentális kéregrészekről származnak, melyek az obdukción front közvetlen előterében elhelyezkedő medencében akkumulálódtak (ÁRGYELÁN 1995).

Az Alp-Kárpát-Dinári régió kréta időszaki törmelékes képződményeinek nagy spinell tartalma (többek között WOLETZ 1963; DIETRICH & FRANZ 1976; FAUPL 1977; FAUPL & TOLLMANN 1979; MIŠÍK et al. 1980, ZUPANIC et al. 1981; DECKER et al. 1987; POBER & FAUPL 1988; FAUPL & WAGREICH 1992; JABLONSKY 1992; WAGREICH et al. 1995) alapján bizonyítottnak látszik, hogy a térségben a késő-jura/kora-krétától kezdődően egy óceáni szutúra zóna húzódott, amely a törmelékanyagot szolgáltatta az Északi Mészköalpok (például a rossfeldi rétegek és egyes Gosau medencék), a Dinaridák (Ivanščica-hegység, Oštrc Formáció), a Ny-Kárpátok és a Pelso egység (Gerecse hegység) egyes üledékes medencéibe (FAUPL et al. 1997).

A petrográfiai-petrologiai vizsgálatok során nyilvánvalóvá vált, hogy a terigén törmelékanyag nem a jura karbonátos üledékképződést hirtelen felváltó breccsában (Felsővadácsi Breccsa Tagozat) jelenik meg először, hanem már a tithon–berriasi calpionellás mészkőben (Szentivánhegyi Mészkö Formáció) is megfigyelhetők (ÁRGYELÁN 1995). A Neo-Tethys óceán kréta fejlődéstörténetét kiválóan tükröző törmelékek, valamint a gerecsei üledékgyűjtő feltételezett paleogeográfiai pozíciója alapján vetődött fel az ofiolitos lepusztulási területet jelző törmelékes spinellek legkorábbi megjelenésének kérdése.

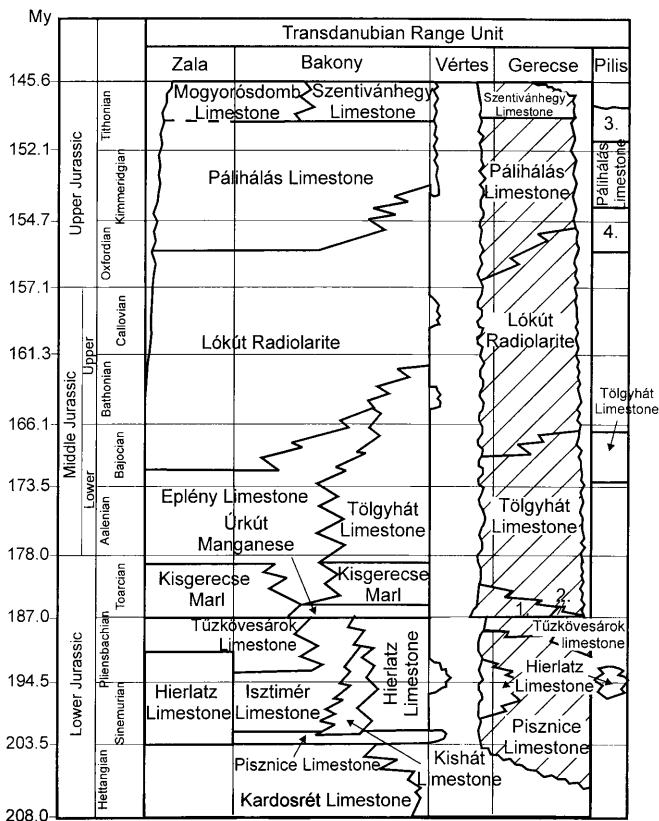
A mikromineralógiai vizsgálatokra négy, a jura folyamán tenger alatti hátságok lejtőjén, illetve a hátságok közötti medencékben lerakódott üledéksort választottunk (1. ábra):

1. Szomód, Tűzkő-hegy;
2. Tata, Kálvária-domb;
3. Lábatlan, Tölgyháti-kőfejtő;
4. Tardos, Bánya-hegy.

A Gerecse hegység jura képződményei

A Dunántúli-középhegység és ezen belül a Gerecse hegység területe a jura időszak folyamán az önálló Mediterrán mikrokontinens részét képezte, amelyet az ammonites- és brachiopoda faunák eloszlása alapján egyre szélesedő tengerárok választottak el mind az európai, és mind az afrikai selftől (GÉCZY 1984; VÖRÖS 1987, 1988).

A hegység fő tömegét alkotó felső-triász Dachsteini Mészköre változatos jura üledékes rétegsor (2. ábra) települ, melynek litológiai, üledékszerkezeti bélyegei és ősmaradványtartalma a feldarabolódó egységes karbonátplatform differenciált süllyedésének eredménye (GALÁCZ & VÖRÖS 1972). A jura képződményekre



2. ábra. A jura formációk kapcsolata a Dunántúli Középhegységben [CsÁSZAR (szerk.) 1997: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei alapján]. Jelmagyarázat: 1. Kisgerecsei Márga Formáció, 2. Úrkúti Mangánérc Formáció, 3. Szentivánhegyi Mészskő Formáció, 4. Lókúti Radiolarit Formáció

Fig. 2 Connection of the Jurassic formations within the Transdanubian Range (After CsÁSZAR (ed.) 1997: Basic lithostratigraphic units of Hungary). Legend: 1. Kisgerecse Marl Formation, 2. Úrkút Manganese Ore Formation, 3. Szentivánhegy Limestone Formation, 4. Lókút Radiolarite Formation

általánosan jellemző a kondenzált jelleg, a kis vastagság, az egyes litológiai egységek gyors horizontális változása. A legidősebb jura kőzetek elsősorban a hegység déli, nyugati részén bukkannak a felszínre (VIGH G. 1943, 1961; KONDA 1982, 1987). A Kelet- és Nyugat-Gerecse jura rétegsorában megmutatkozó kifejlődési különbségek (üledékfolytonos, ill. hézagos rétegsorok) már VIGH Gy. (1935) óta ismertek. A nyugat-gerecsei, erősen hézagos kifejlődésű területet CSÁSZÁR (1995) Gorba-hát névvel jelölte. A hegységben a kelet – nyugati irányú fácieselkülönülés szinte a teljes jura időszakon végigkövethető (CSÁSZÁR et al. 1998).

A bakony-hegységi rétegsorok vizsgálatára építve GALÁ CZ & VÖRÖS (1972), GALÁ CZ (1988) és VÖRÖS (1991) szerint a liász folyamán kialakuló tagolt morfológia (hátságok és hátságközi medencék) meghatározta az üledékképződés jellegét: a mélyebb, medenceterületeken rövid idejű üledékhiányokkal jellemezhető, lényegében folyamatos, a kiemelt, tengeralatti hátságokon tekintélyes üledékhézaggal tagolt rétegsor, míg a kettő közötti átmeneti zónában, a meredek lejtőkön szinszediment breccsák és Hierlatzi Mész kő képződött. A fenti képet a gerecsei liász rétegsorokra LANTOS (1995) alkalmazta. A passzív szegély riftesedéséhez kapcsolódó szerkezetalakító blokktektonika bizonyítékai a hátságok feltöredező lejtőihez kapcsolódó hasadékkitöltések, neptuni telérek (FÜLÖP 1975 gerecsei példákon LANTOS 1995, dél alpi képződményeken WINTERER et al. 1991), a hátságok lábuzatánál felhalmozódott szinszediment breccsák, ill. a medencék pelágikus rétegsorába áthalmozott anyagokat tartalmazó rétegek közbetelepülése (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972, GALÁ CZ et al. 1985).

A késő-hettangiban vette kezdetét a Pisznicei Mész kő Formáció képződése, amelynek alsó tagozata halvány rózsaszín, réteges, helyenként intraklasztos, brachiopodás mész kőből áll (VIGH G. 1961). Az 1990-es évek térképezése szerint a formáció felső tagozata felső-sinemuri - pliensbachi korú sötétvörös, testszínű, pados megjelenésű mész kő. A Gorba-háton a crinoideás, brachiopodás Hierlatzi Mész kő (VIGH G. 1961; GÉ CZY 1986) a Pisznicei Mész kő mindkét tagozatára nézve heteropikus fáciesként jelenik meg. A hegység keleti felén max. 1–2 m vastagságban fejlődött ki a sötétvörös, kissé agyagos, gumós, ammoniteses mész kő, amely a Tűzkövesárki Mész kővel rokonítható. A Bakony hegységhez hasonlóan, a Gerecse egyes pontjain szintén megtalálható az alsó-toarcira jellemző (Úrkúti Mangánérc Formáció, amely a Tölgyháton 0,4 m vastag fekete, feketésbarna agyagként jelenik meg. A toarci alsó felét tölti ki a vörös, agyagos, ammoniteses márga (Kisgerecsei Márga Formáció), amelyből fokozatosan fejlődik ki az aaleni és bajóci emeletekre is áthúzódó vörös, gumós szerkezetű, ammoniteses, ammonitico rosso fáciesű mész kő, a Tölgyhátai Mész kő Formáció (KONDA 1988), amely felfelé az egyre gyakoribbá váló bositrás mész kő lemezeket vagy vékony padokat tartalmazva átmenetet képez az Eplényi Mész kő Formációba. Ennek megfelelően több szelvény esetében a képződmények helyes megjelölése: Tölgyhátai - Eplényi Formáció. A rátelepülő radiolarit (Lókúti Radiolarit Formáció) megjelenése a Bakony-hegységhez hasonlóan (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972), a Gerecsében sem egyidejű, mert a tagolt paleomorfológiából adódóan a süllyedés során a különböző blokkok nem egyszerre érték el a CCD

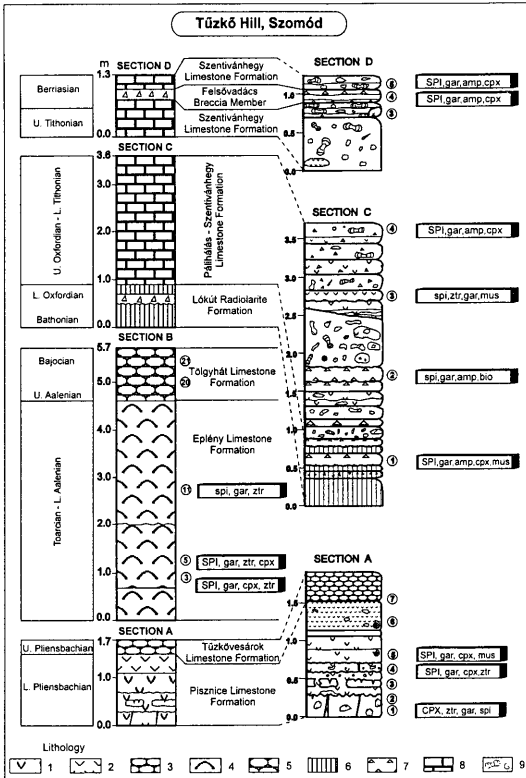
szintet (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972, GALÁ CZ 1984). DOSZTÁ LY vizsgálatai alapján kallovinál idősebb radiolária a Gerecsében nem található (DOSZTÁ LY 1998). Az oxfordi–kimmeridzei radiolaritot ammonites-gazdag vörös, saccocomás mészkő fedi (Pálihási Mészkő Formáció). A jura folyamán kiterjedt karbonátos üledékképződést a késő-tithon - valangini korú, vékonyréteges, calpionellás mészkő zárja (Szentivánhegyi Mészkő Formáció). A formáció lejtőlábi törmelékében megjelenő *Clypeina jurassica* alga (Szomód, Tűzkő-hegy) ugyanakkor jelzi az egyidejű karbonát platform létezését is.

Mintavételezés, vizsgálati módszerek

A Gorba-hát nyugati lejtőjének lábánál (Szomód, Tűzkő-hegy), a hátság keleti lába közelében (Tardos, Bánya-hegy), a hátságtól nyugatra eső sekélyebb (Tata, Kálvária-domb), és a hátságtól keletre lévő mélyebb medencében (Lábatlan, Tölgyháti-kőfejtő) lerakódott gerecsei rétegsorban (3-6. ábrák) végeztünk részletes mintavételezést, majd mikromineralógiai vizsgálatokat, melyek elsődleges célja a törmelékes spinellek első megjelenésének felderítése, és a spinellek kémiai összetételének meghatározása volt. Az egyes szelvényeken, ahol a korábbi adatok hiányosak voltak (Szomód, Tűzkő-hegy), paleontológiai vizsgálatok is történtek (FÖZY 1993; SZENTE nem publikált adatai).

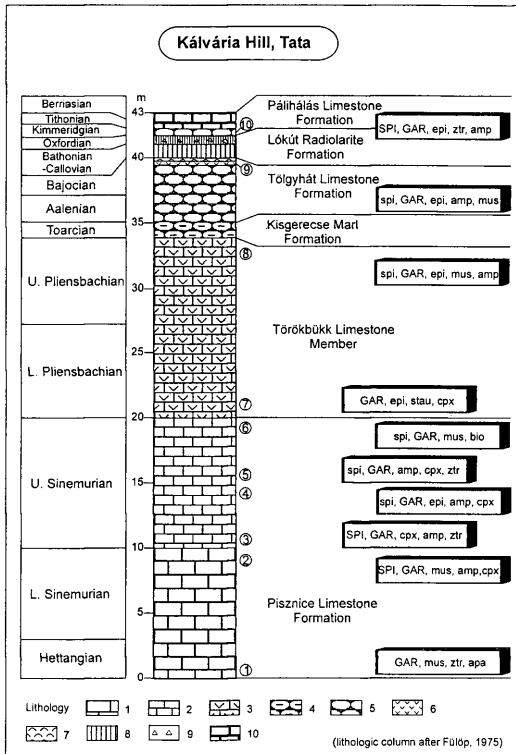
A begyűjtött mészkő, agyagos, gumós mészkő és agyag mintákat a durva aprítás után gyenge, 10%-os sósavval, ill. ecetsavval kezeltük a karbonát eltávolítása céljából. A minták dezaggregálása után, centrifugával bromoformos nehézsúlyos leválasztás történt a 0,063–0,125 és 0,125–0,250 mm frakciókból. Tekintve, hogy a karbonátos kőzetekben rendkívül kis mennyiségű terrigén anyag fordul elő, ezért minden esetben 2–3 kg kőzet szeparálására volt szükség. A kis nehézsúlyos-gyakorúságot jól jelzi az *I. táblázatban* feltüntetett, a teljes anyagból kinyert szemcsék száma (n), amely például a tardosi Bánya-hegy esetében a statisztikai értékelhetőség határán mozog.

A nehézsúlyos szeparátumokból – a lepusztulási terület kőzettani összetételének pontosabb meghatározása érdekében – a spinell, a gránát, a piroxén és az amfibol szemcsék kiválogatása és kétkomponensű gyantába való beágyazása után elektronmikroszondás vizsgálatokra alkalmas minták készültek. Az elektronmikroszondás elemzések az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék laboratóriumában, 15 kV gyorsító feszültségen történtek. A mintákon Cr, Al, Fe, Mg, Ti elemek kerültek meghatározásra. A Fe^{3+} kiszámítása a Fe-Mg-oxid és szilikát-szványokra kidolgozott DROOP (1987) módszer alapján történt. A Fe^{3+} kationok száma (F) az $F=2X(1-T/S)$ egyenlettel adható meg, ahol T az adott ásvány képlete szerint meghatározott összes kation számát, S a mérés alapján számított összes kationszámot a teljes vasmennyiséget Fe^{2+} kationnak feltételezve, X az ásvány képlete szerint megállapított oxigénszámot jelöli.



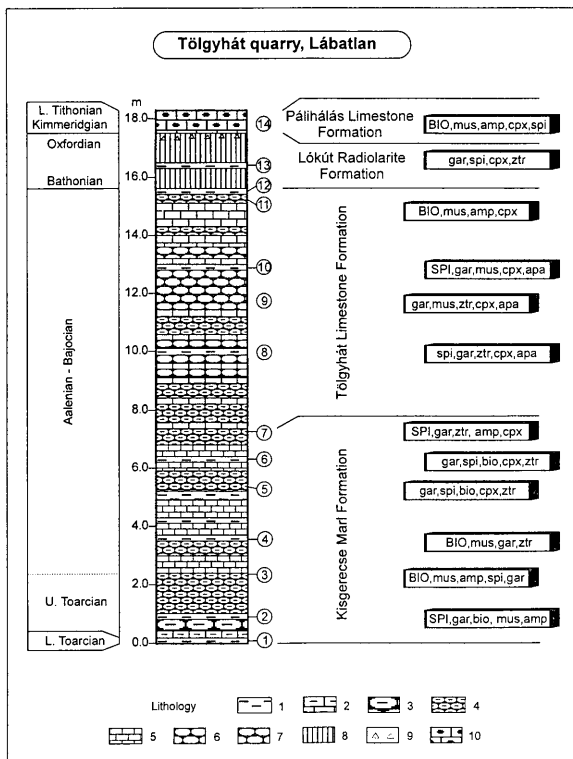
3. ábra. A szomódi Tűzkő-hegy feltárásának szelvénye, a vizsgált minták rétegtani pozíciójának és a lepusztulási terület meghatározásában legfontosabb átlátszó nehézszárványoknak a megjelölésével. Jelmagyarázat: SPI-spinell, GAR-gránát, MUS-muskovit, BIO-biotit, AMP-barna- és zöld amfibol, CPX-klinopiroxén, ZTR-cirkon+turmalin+rutil. Litológia: 1. elszórtan crinoideákat tartalmazó mészkő, 2. crinoideás mészkő, 3. vékonyréteges, vörös, agyagos, gumós mészkő agyagbetelepülésekkel, 4. bositras mészkő, 5. vörös, gumós mészkő, 6. radiolarit, 7. breccsa, 8. mészkő, 9. slump, változatos litológiai- és ósmaradvány tartalommal

Fig. 3 Lithologic column of Tűzkő Hill section, Szomód with indication of samples and the major translucent heavy minerals referring to provenance area. Legend: SPI-spinell, GAR - garnet, MUS-muscovite, BIO-biotite, AMP-brown- and green amphibole, CPX-clinopyroxene, ZTR-zircon + tourmaline + rutile. Lithology: 1. limestone with sporadic crinoids fragments, 2. Crinoidal limestone, 3. thin-bedded, red clayey nodular limestone with red clay streams, 4. Bositra limestone, 5. red nodular limestone, 6. radiolarite, 7. breccia, 8. limestone, 9. slump with blocks and detritus of various lithological and fossil content



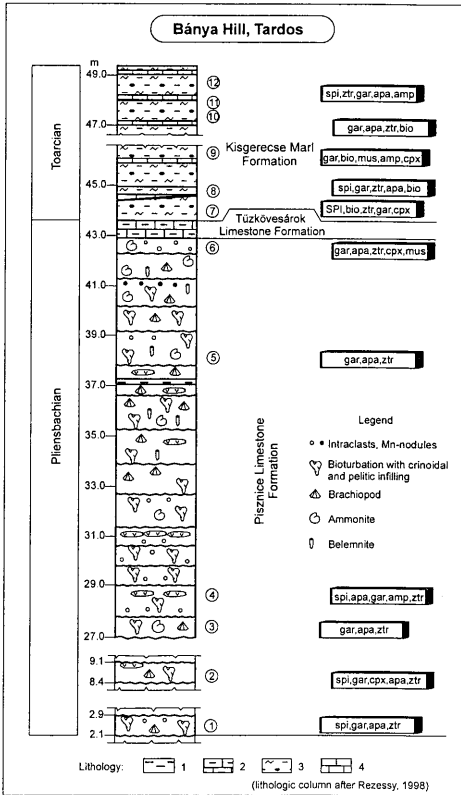
4. ábra. A tatabi Kálvária-hegy feltárásának szelvénye, a vizsgált minták rétegtani pozíciójának és a lepusztulási terület meghatározásában legfontosabb átlátszó nehézszárványoknak a megjelölésével. Litosztratigráfiai beosztás FÜLÖP (1975) nyomán. Jelmagyarázat: SPI-spinell, GAR-gránát, EPI-epidotcsoport, STAU-staurolit, APA-apatit, MUS-muszkovit, BIO-biotit, AMP-barna- és zöld amfibol, CPX-klinoiroxén, ZTR-circon+turmalin+rutil. Litológia: 1. pados mészkő, 2. jól rétegzett, világosvörös mészkő, 3. vörös, crinoideaás mészkő, 4. vörös, gumós mészmárga, 5. vörös, nodular mészkő, 6. crinoidit, 7. bositrás mészkő, 8. radiolarit, 9. breccsa, 10. saccoomás mészkő

Fig. 4 Lithologic column of Kálvária Hill section, Tata with indication of samples and the major translucent heavy minerals referring to provenance area. Lithostratigraphy is based on FÜLÖP (1975). Legend: SPI-spinell, GAR-garnet, EPI-epidote group, STAU-staurolite, APA-apatite, MUS-muscovite, BIO-biotite, AMP-brown- and green amphibole, CPX-clinopyroxene, ZTR-zircon + tourmaline + rutile. Lithology: 1. Very thick-bedded limestone, 2. well-bedded, light red limestone, 3. red, crinoidal limestone, 4. red, nodular calcareous marl, 5. red, nodular limestone, 6. Crinoidia-rich limestone, 7. Bositra limestone, 8. radiolarite, 9. breccia, 10. Saccocoma limestone



5. ábra. A lábattani Tölgyháti-kőfejtő feltárásának szelvénye, a vizsgált minták rétegtani pozíciójának és a lepusztulási terület meghatározásában legfontosabb átlátszó nehézásványoknak a megjelölésével. Jelmagyarázat: SPI-spinell, GAR-gránát, APA-apatit, MUS-muskovit, BIO-biotit, AMP-barna- és zöld amfibol, CPX-klinopiroxén, ZTR-cirkon+turmalin+rutil. Litológia: 1. fekete, sárgásbarna agyag, 2. agyagos mészkő, 3. vörös, gumós, agyagos mészkő, 4. lemezes, vörös, gumós mészkő agyagbetelepülésekkel, 5. bosítás mészkő, 6. lemezes, vörös, gumós mészkő, 7. gyengén rétegzett, vörös, gumós mészkő, 8. radiolarit, 9. breccsa, 10. tűzkőlencsés mészkő

Fig. 5 Lithologic column of Tölgyhát quarry section, Lábatlan with indication of samples and the major translucent heavy minerals referring to provenance area. Legend: SPI-spinell, GAR-garnet, APA-apatite, MUS-muscovite, BIO-biotite, AMP-brown and green amphibole, CPX-clinopyroxene, ZTR-zircon + tourmaline + rutile. Lithology: 1. Black, brown clay, 2. argillaceous limestone, 3. red, nodular argillaceous limestone, 4. very thin-bedded, red, nodular limestone with red clay streams, 5. Bositra limestone, 6. very thin-bedded, red, nodular limestone, 7. red, nodular limestone, 8. radiolarite, 9. breccia, 10. cherty limestone



6. ábra. A tardosi Bánya-hegy feltárásának szelvénye, a vizsgált minták rétegtani pozíciójának és a lepusztulási terület meghatározásában legfontosabb átlátszó nehézsárványoknak a megjelölésével. A sinemuri - pliensbachi Pisznicei Mészke Formáció litológiai beosztása REZESSY (1998) nyomán készült. Jelmagyarázat: SPI-spinell, GAR-gránát, APA-apatit, MUS-muskovit, BIO-biotit, AMP-barna- és zöld amfibol, CPX-klinopiroxén, ZTR-cirkon+turmalin+rutil. Litológia: 1. vörös agyag, 2. vörös, agyagos mészkő, 3. agyagmárga, elszórtan Fe-Mn gumókkal, 4. világosvörös mészkő

Fig. 6 Lithologic column of Bánya Hill section, Tardos with indication of samples and the major translucent heavy minerals referring to provenance area. Lithology of the section of Pisznice Limestone Formation (Sinemurian - Pliensbachian) based on REZESSY (1998). Legend: SPI-spinel, GAR-garnet, APA-apatite, MUS-muscovite, BIO-biotite, AMP-brown- and green amphibole, CPX-clinopyroxene, ZTR-zircon + tourmaline + rutile. Lithology: 1. red clay, 2. red, argillaceous limestone, 3. argillaceous marl with sporadic Fe-Mn nodules, 4. light red limestone

A nehézasványok százalékos eloszlása a vizsgált gercesei jura rétegsorokban

Table 1.

Tardosbánya, Bánya Hill				
Sample	SPI	ILM+MAG	GAR	EPI+STAU+APA
T-1	0,02	0,33	0,10	0,41
T-2	0,03	0,11	0,10	0,45
T-3	0,00	0,47	0,05	0,36
T-4	0,04	0,00	0,11	0,56
T-5	0,00	0,45	0,07	0,28
T-6	0,00	0,15	0,15	0,26
T-7	0,15	0,31	0,03	0,07
T-8	0,03	0,21	0,09	0,14
T-9	0,00	0,37	0,06	0,13
T-10	0,00	0,35	0,06	0,17
T-12	0,01	0,28	0,06	0,22

Tata, Kálvária Hill

Tata, Kálvária Hill				
Sample	SPI	ILM+MAG	GAR	EPI+STAU+APA
Ka-1	0,00	0,24	0,32	0,11
Ka-2	0,02	0,39	0,27	0,08
Ka-3	0,09	0,31	0,21	0,08
Ka-4	0,00	0,29	0,34	0,11
Ka-5	0,02	0,31	0,38	0,07
Ka-6	0,02	0,49	0,23	0,04
Ka-7	0,00	0,47	0,29	0,12
Ka-8	0,00	0,09	0,50	0,09
Ka-9	0,04	0,24	0,32	0,09
Ka-10	0,07	0,48	0,20	0,06

Lábatlan, Tölgyhát quarry

Lábatlan, Tölgyhát quarry				
Sample	SPI	ILM+MAG	GAR	EPI+STAU+APA
To-2	0,05	0,64	0,04	0,10
To-3	0,02	0,28	0,02	0,03
To-4	0,01	0,12	0,06	0,04
To-5	0,02	0,54	0,12	0,07
To-6	0,03	0,58	0,07	0,07
To-7	0,03	0,43	0,08	0,08
To-8	0,03	0,52	0,09	0,06
To-9	0,00	0,70	0,11	0,04
To-10	0,02	0,47	0,13	0,12
To-11	0,00	0,57	0,03	0,00
To-13	0,03	0,55	0,14	0,07
To-14	0,02	0,47	0,06	0,05

Szomód, Tűzkő Hill

Szomód, Tűzkő Hill				
Sample	SPI	ILM+MAG	GAR	EPI+STAU+APA
A1	0,03	0,06	0,15	0,10
A4	0,09	0,56	0,10	0,06
A5	0,08	0,25	0,12	0,20
B3	0,26	0,24	0,26	0,08
B5	0,12	0,44	0,08	0,13
B11	0,08	0,59	0,13	0,07
C1	0,14	0,28	0,16	0,06
C2	0,05	0,50	0,09	0,05
C3	0,04	0,54	0,07	0,06
C4	0,08	0,49	0,11	0,03
D4	0,10	0,50	0,13	0,03
D5	0,10	0,50	0,12	0,03

Jelmagyarázat: SPI-spinell, ILM-ilmenit, MAG-magnetit, GAR-gránát, EPI-epidotsoprot, STAU-staurolit, APA-apatit, MICA-csillámok (muszkovit, biotit, klorit, flogopit), AMP-barna- és zöld amfibol, CPX-klinopiroxén, ZTR-cirkon+turmalin+rutil, n-számolt szemcsék száma.

Percentage distribution of heavy minerals in the studied Jurassic sections of the Gerecse Mountains

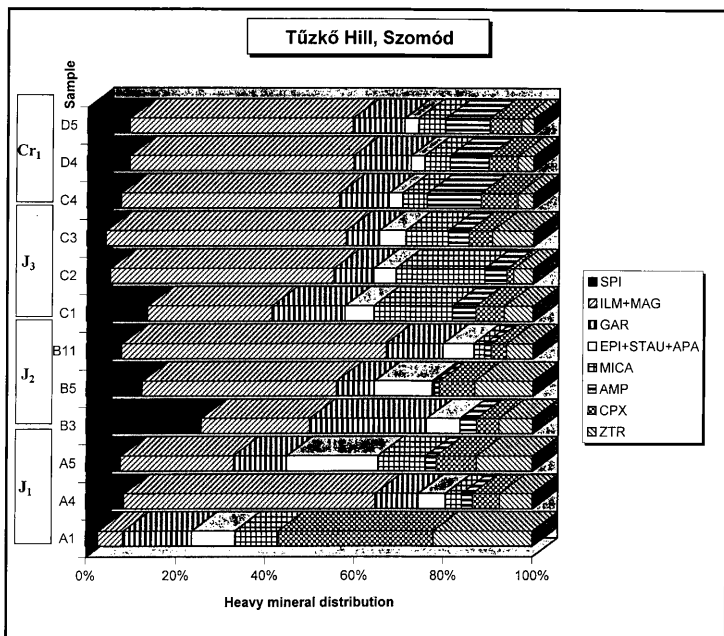
I. tábla – Table I

Tardosbánya, Bánya Hill				
MICA	AMP	CPX	ZTR	n
0,05	0,00	0,00	0,09	58
0,00	0,01	0,21	0,10	73
0,04	0,00	0,00	0,08	83
0,00	0,07	0,04	0,19	27
0,11	0,01	0,01	0,06	95
0,15	0,02	0,13	0,12	130
0,25	0,03	0,04	0,12	143
0,38	0,00	0,01	0,14	78
0,30	0,04	0,05	0,05	79
0,21	0,01	0,01	0,18	77
0,18	0,04	0,03	0,16	67
Tata, Kálvária Hill				
MICA	AMP	CPX	ZTR	n
0,18	0,01	0,05	0,09	136
0,10	0,05	0,05	0,03	301
0,04	0,06	0,11	0,11	195
0,08	0,05	0,04	0,08	279
0,03	0,07	0,05	0,08	258
0,15	0,01	0,01	0,06	181
0,01	0,01	0,03	0,07	298
0,20	0,03	0,03	0,04	633
0,18	0,03	0,03	0,07	348
0,07	0,03	0,03	0,07	400
Lábatlan, Tölgyhát quarry				
MICA	AMP	CPX	ZTR	n
0,10	0,02	0,00	0,05	1287
0,58	0,03	0,01	0,03	869
0,71	0,01	0,01	0,06	302
0,12	0,02	0,06	0,06	397
0,13	0,02	0,05	0,06	256
0,16	0,04	0,06	0,11	328
0,11	0,03	0,05	0,10	664
0,08	0,00	0,02	0,03	634
0,15	0,01	0,04	0,06	633
0,36	0,01	0,01	0,01	433
0,05	0,01	0,07	0,08	226
0,26	0,06	0,04	0,05	375
Szomód, Tűzkő Hill				
MICA	AMP	CPX	ZTR	n
0,10	0,00	0,35	0,22	72
0,04	0,02	0,06	0,07	82
0,11	0,02	0,09	0,13	167
0,00	0,04	0,05	0,08	160
0,01	0,01	0,08	0,13	177
0,02	0,01	0,03	0,06	203
0,18	0,05	0,06	0,06	265
0,20	0,05	0,01	0,04	340
0,10	0,05	0,05	0,09	575
0,06	0,12	0,08	0,03	717
0,06	0,09	0,07	0,04	628
0,06	0,10	0,07	0,03	610

Legend: SPI-spinel, ILM-ilmenite, MAG-magnetite, GAR-garnet, EPI-epidote group, STAU-staurolite, APA-apatite, MICA-muscovite + biotite + chlorite + phlogopite, AMP-brown- and green amphibole, CPX-clinopyroxene, ZTR-zircon + tourmaline + rutile, n-number of counted grains

A nehézásvány-vizsgálatok eredményei

A nehézásvány frakciók kvantitatív értékelését megnehezítette a nagy mennyiségű hematit, limonit, magnetit, ilmenit, helyenként pirit, goethit, valamint mangán-oxid és mangán-hidroxid. A mennyiségi kiértékelés csak az át-látszó ásványok, valamint a magnetit és ilmenit figyelembe vételével készült. A dominánsan mangán-oxid, mangán-hidroxid ásványokat tartalmazó minták statisztikai vizsgálatokra többnyire alkalmatlanok voltak (szomódi Tűzkő-hegy A1, A2, A3, A5, B20, B21; tatai Kálvária-domb Ka-6; lábatlani Tölgyhái-kőfejtő To-1, To-2, To-12). A Magyar Állami Földtani Intézet röntgenlaboratóriumában végzett félkvantitatív vizsgálatok alapján a tatai Kálvária-domb Ka-6 mintája

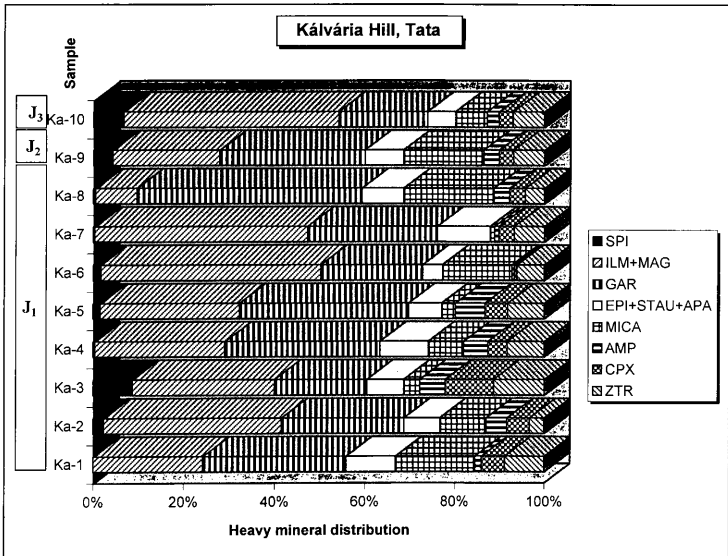


7. ábra. A szomódi Tűzkő-hegy mintáinak százalékos nehézásvány eloszlása a 0,063–0,250 mm frakciókban. Jelmagyarázatát lásd az I. táblázatnál. A minták rétegtani pozícióját a 3. ábra szemlélteti

Fig. 7 Percentage distribution of heavy minerals of Tűzkő Hill, Szomód. Studied fraction: 0.063–0.250 mm. For legend see Table I. Stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 3

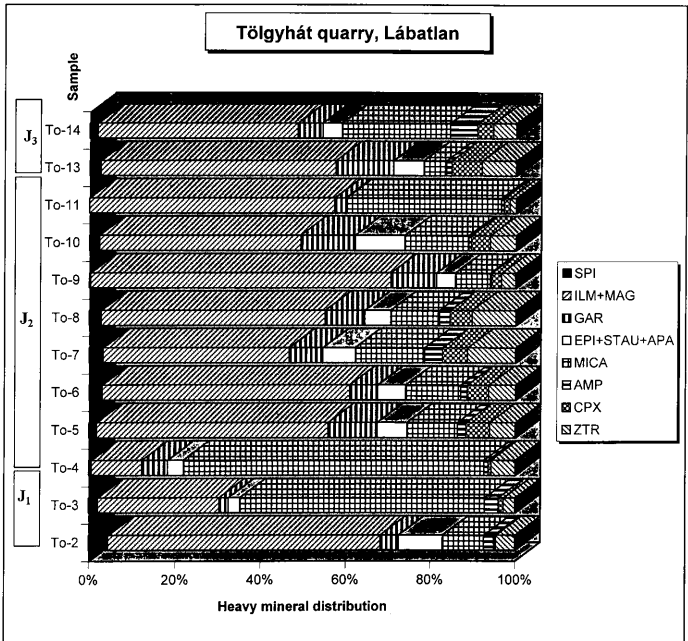
76% goethitet, kevés illitet, kalcitot, kvarcot és mintegy 20% Mn-hidroxidot tartalmaz. Hasonlóan magas a szomódi Tűzkő-hegy B-20 jelű mintájának goethit mennyisége is (>98%), amely mellett nyomokban kvarc és kaolinit határozható meg. Az A3 minta kevés agyagásványt, kalcitot, dolomitot és nagy valószínűséggel hausmannitot tartalmaz, amely a termikus felvételen színreakciót is mutatott. A tölgyháti szelvény sötétbarna, agyagos mintájában (toarci (Úrkúti Mangánérc Formáció szintje, To-1) 1-2 % agyagásvány és feltehetően mangánit mutatható ki. (A félkvantitatív tájékoztató elemzéseket Kovács-Pálffy Péter végezte.)

A minden egyes mintában nagy mennyiségben előforduló barit (0,125–0,250 mm) euhedrális, {001} szerint táblás, ritkán rombos prizmás kristályformájú. Ritkán opak, vas-oxid, vas-hidroxid zárványokat tartalmaz. Karbonátos kőzetekben, agyagokban gyakori konkréciók, lencsék, erek formájában megjelenő euhedrális autigén barit, ezért feltehető, hogy a szeparátumokban megfigyelt barit is autigén keletkezésű.



8. ábra. A tatai Kálvária-domb mintáinak százalékos nehézsásvány eloszlása a 0.063–0.250 mm frakciókban. Jelmagyarázatát lásd az I. táblázatnál. A minták rétegtani pozícióját a 4. ábra szemlélteti

Fig. 8 Percentage distribution of heavy minerals of Kálvária Hill, Tata. Studied fraction: 0.063–0.250 mm. For legend see Table 1. Stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 4

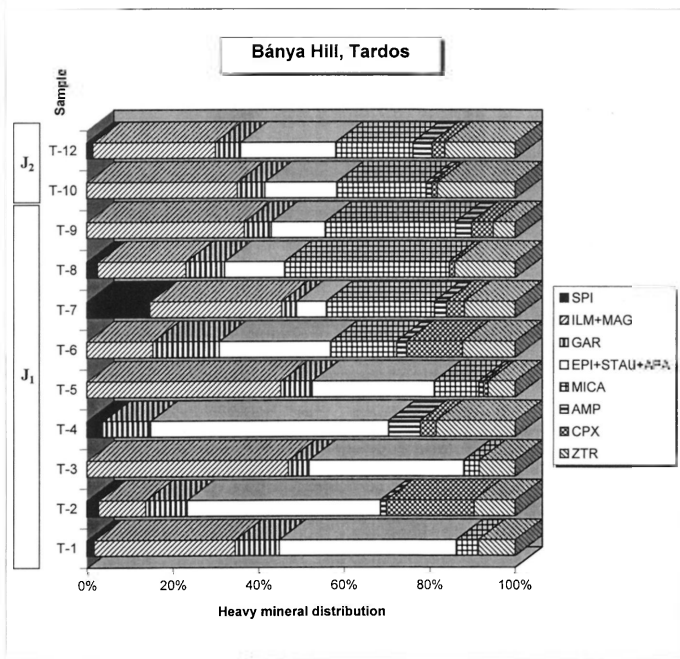


9. ábra. A lábatlani Tölgyhátú kőfejtő mintáinak százalékos nehézasvány eloszlása a 0,063–0, 250 mm frakciókban. Jelmagyarázatát lásd az I. táblázatnál. A minták rétegtani pozícióját a 5. ábra szemlélteti

Fig. 9 Percentage distribution of heavy minerals of Tölgyhát quarry, Lábatlan. Studied fraction: 0.063–0.250 mm. For legend see Table I. Stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 5

A terrigén eredetű átlászó ásványok, valamint az ilmenit és magnetit 100%-ra normált eloszlását a I. táblázat és 7–10. ábrák mutatják. A paleogeográfiai szempontból jelentős nehézasványok szelvényen belüli előfordulását a 3–6. ábrák szemléltetik.

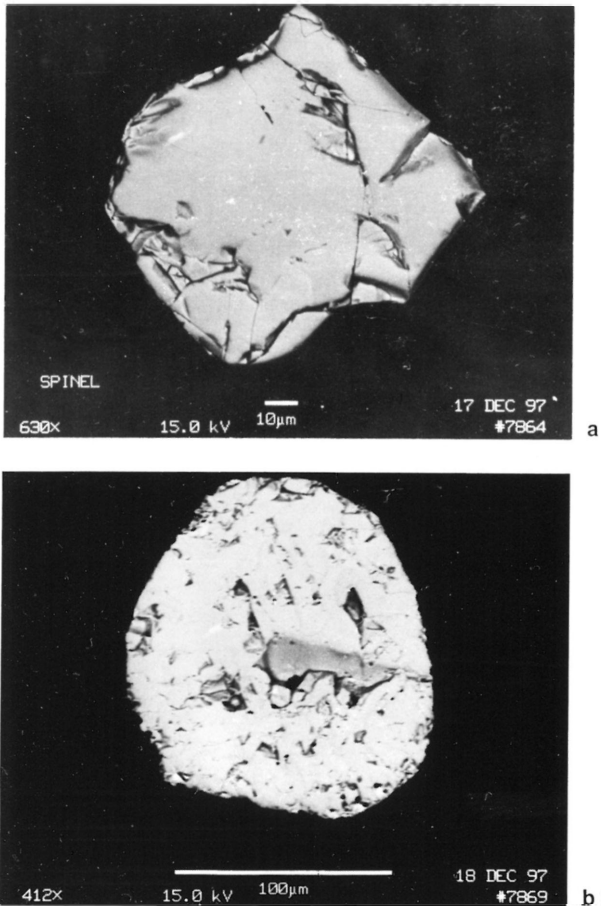
A vizsgált rétegsorok eltérő nehézasvány spektruma alapján négy összetételi tartomány különíthető el: a szomódi Tűzkő-hegy spinell, ilmenit és magnetit, a Kálvária-domb gránát, a lábatlani Tölgyhátú-kőfejtő ilmenit, magnetit és csillám-domináns, valamint a tardosi Bánya-hegy vegyes, de uralkodóan metamorf és stabil ásványok alkotta együttesét.



10. ábra. A tardosi Bánya-hegy mintáinak százalékos nehézsávsány eloszlása a 0,063–0,250 mm frakciókban. Jelmagyarázatát lásd az I. táblázatnál. A minták rétegtani pozícióját a 6. ábra szemlélteti

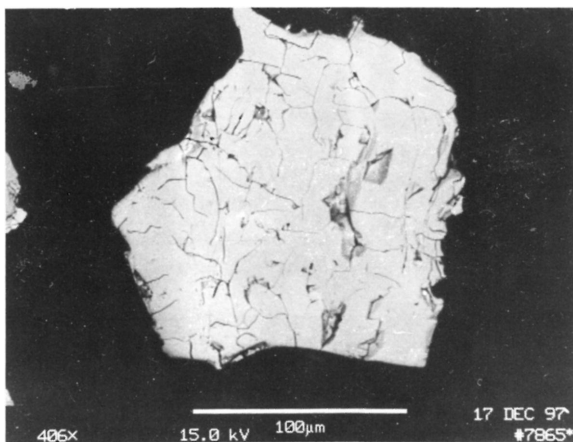
Fig. 10 Percentage distribution of heavy minerals of Bánya Hill, Tardos. Studied fraction: 0.063–0.250 mm. For legend see Table I. Stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 7

A spinell szórványos megjelenésű (néhány mintában 3-4 szemcsére korlátozódik), s csak a Tűzkő-hegy toarci bosztrás mészkőrétegeiben, és a tithon-berriasi calpcionellás Szentivánhegyi Mészköben és a Felsővadácsi Breccsában (3, 7. ábra), és a tardosi Bánya-hegy toarci Kisgerecsei Marga szintjében (6, 10. ábra) ér el nagyobb dúsulást (10–26%). A Cr>>Al összetételű változatok vörös-barna színűek, szilánkos, kissé kagylós törésűek, felületükön ritkán a szállítódás hatására keletkezett V-alakú kitorrésekkel (V-pitch), míg az Al>Cr változatok ugyancsak vörös-barna színűek, de felületük repedezettebb (11. ábra). Az ofiolitos lepusztulási területet tükröző törmelékes spinellek kémiai összetételét a következő fejezet részletesen tárgyalja.



11. ábra. A törmelékes spinellek különböző megjelenési formái: a) szilánkos, kissé kagylós törésű Cr-gazdag spinell a szomódi Tűzkő-hegy B szelvényéből; b) Cr-gazdag spinell, felületén a szállítódás során keletkezett V-alakú kitörésekkel (V-pitch);

Fig. 11 Photomicrographs illustrating detrital spinel types. a) Cr-rich spinel from Section B, Tűzkő Hill, Szomód; b) Cr-rich spinel with V-pitch;



11c) ábra. Kerekített - kissé kerekített, repedezett Al-gazdag spinell

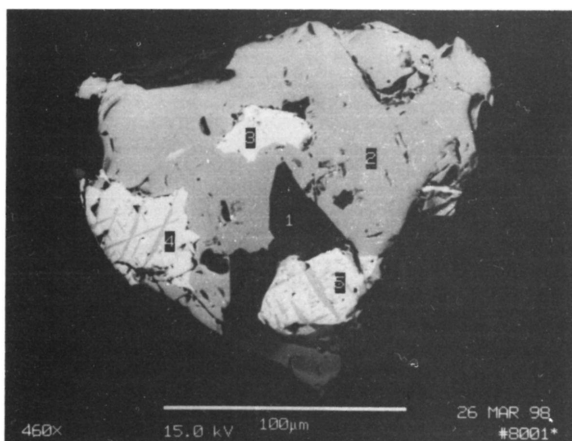
Fig. 11c) Rounded - sub-rounded Al-rich spinel

Említésre méltóak a szeparátumokban szórványosan, de a tatai Kálvária-dombon nagyobb gyakorisággal (mintánként 3–5 szemcse) előforduló, sötétzöld, átlátszó, illetve fekete, üvegfényű, opak fázisokból felépülő kristályaggregátumok. EDS módszerrel Fe-tartalmú Ni>Mg szilikát, Mg, Fe>>Co-tartalmú Ni-gazdag fázis, valamint Al>Cr>Mg-tartalmú Fe>>Ni oxid (?) fázisok különíthetők el (12. ábra). E ritka és különleges törmelékek pontosabb kémiai összetételének meghatározása folyamatban van.

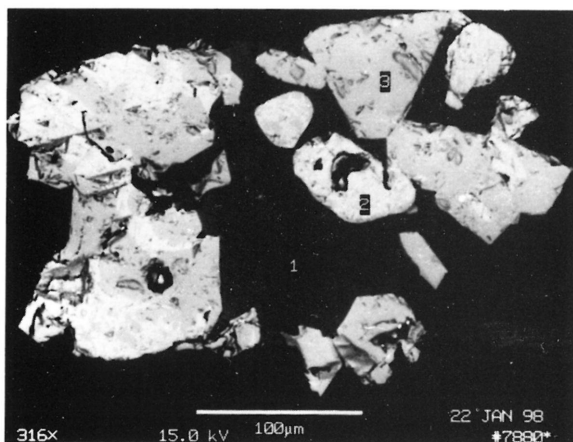
Figyelemre méltó a tölgyháti szelvény toarci rétegeinek (Kisgerecsei Márga Formáció) muszkovit-, biotit-, flogopit- és klorittartalma (5, 9. ábra, To-3, To-4

12. ábra → Különleges kristályaggregátumok szöveti képe: a) 1. fázis: Fe-tartalmú Ni>>Mg szilikát; 2. fázis: Mg-Al-Cr tartalmú Fe>>Ni fázis; 3–4–5. fázis: Fe-Mg-Co tartalmú Ni-gazdag fázis (Ni atom%-a 87,26–90,76 között változik). b) 1. fázis: Fe-Co tartalmú Mg>Ni szilikát; 2. fázis: Mg-Fe-Co tartalmú Ni-gazdag fázis (Ni atom%-a: 78,65); 3. fázis: Mg-Al-Cr tartalmú Fe>>Ni fázis,

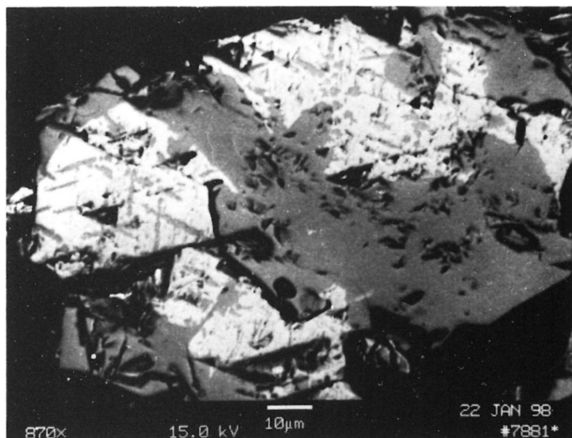
Fig. 12. → Photomicrograph of detrital crystal aggregates. a) Phase 1: Fe-bearing Ni>>Mg silicate; phase 2: Mg-Al-Cr-bearing Fe>>Ni phase; phase 3-4-5: Fe-Mg-Co-bearing Ni-rich phase (Ni atomic % ranges between 87.26-90.76). b) phase 1: Fe-Co bearing Mg>Ni silicate; phase 2: Mg-Fe-Co-bearing Ni-rich phase (Ni atomic % is 78.65); phase 3: Mg-Al-Cr-bearing Fe>>Ni phase



a



b



12c) ábra. 12b ábra egy részlete

Fig. 12c) Some part of 12b with higher magnification

minták). A törmelékes muszkovit metamorf kőzetekből, különösen palából és gneiszből, plutoni kőzetekből (gránit, pegmatit, apilit, hidrotermás erek) felépülő lepusztulási területet jelez.

Barna, barnászöld, uralkodóan euhedrális, pszeudo-hexagonális megjelenésű, enyhén átalakult biotit szemcsék egy szinthez kapcsolódó felhalmozódása (45–54%) feltehetően vulkáni működésből származó, hullott piroklasztanyag eredménye. Euhedrális, pszeudo-hexagonális habitusú biotit elsősorban a vulkáni kiömlési kőzetekre jellemző. Az 1–2% mennyiségű klorit lemezek kerekítettek, szabálytalan alakúak, melyek kis nyomású metamorf kőzetek, különösen a zöldpala fáciesű kőzetek gyakori elegyrészei, vagy az üledékes kőzetekben gyakran autigén eredetűek.

A staurolit, apatit, gránát, valamint a stabil ásványok (cirkon, turmalin, rutil) együttes előfordulása, kissé kerekített megjelenése idősebb, ásványtanilag érett üledékes kőzetek áthalmazódását tükrözi.

A klinopiroxének legnagyobb mennyiségüket a szomódi Tűzkő-hegyen a felső-tithon–berriasi Szentivánhegyi Mészköben és Felsővadácsi Breccsában (7–8%, 7. ábra), a tatai Kálvária-domb hettangi - sinemuri Pisznicei Mészkö rétegeiben (11%, 8. ábra), valamint a tardosi Bánya-hegy egyes szintjeiben érik el (13–21%, 10. ábra). Előzetes mikroszondás mérések alapján a piroxének Al(Cr)-tartalmú Fe-gazdag diopszidok, Al-tartalmú Mg-gazdag augitok és Mg-gazdag augitok. A diopszid–hedenbergit szemcsék dominánsan prizmásak, enyhén le-

kerekített végűek, az augitok euhedrális, prizmás, ritkán szabálytalan megjelenésűek. A piroxének összetételét a bezáró kőzet keletkezésének termodinamikai körülményei határozzák meg, ezért a spinellekhez hasonlóan az üledékes kőzetekben a lepusztulási terület kőzettani összetételét jelzik (többek között NISBET & PEARCE 1977; LETTERIER et al. 1982; STYLES et al. 1989; ARAI & OKADA 1991). A Cr-diopszidos tagok az ultrabázisos kőzetek, míg az augit változatos ultrabázisos és neutrális magmás kiömlési kőzetek (gabbró, dolerit, bazalt, andezit) gyakori elegyrésze.

A sötétzöld, barnászöld, ritkán fekete, barna színű, {110} szerint jól hasadó hornblende a tölgyháti szelvény Kisgerecsei Marga és Tölgyháti Mészkö szintjeiben (5, 9. ábra), valamint a tatabányai Kálvária-dombon (4, 8. ábra) gyakori. Előzetes mikroszondás mérések alapján változatos kémiai összetételű (pargazitos hornblende, aktinolitos hornblende, magnézium hornblende és tschermakitos hornblende) amfibol szemcsék találhatók a jura rétegsorokban. Szórványosan, mintánként maximum 2-3 szemcsére korlátozódva, aktinolit - tremolit szemcse fordul elő a Kálvária-domb Ka-2, Ka-8 és a szomódi rétegsor A1, A5, B11, C3, C4 mintájában. A hornblende-sorozat tagjai szintén széles nyomás és hőmérsékleti tartományban keletkezett magmás és metamorf kőzetekben fordulnak elő, ezért a lehordási területet jól jelző törmelék szemcsék (STYLES et al. 1989).

A vizsgált mintákban 3 típusú, világos rózsaszín pirop-almandin, világos barna grossulár, valamint szintelen, gyakran saját alakú, almandin-spessartin gránát különíthető el, mennyiségileg csökkenő sorrendben. A gránátok különböző típusai is a bezáró kőzet összetételét jelző, petrogenetikai indikátor ásványoknak tekinthetők (MORTON 1985; MORTON et al. 1989). A lepusztulási terület változása mellett a gránátok stabilitása is tükröződik kémiai összetételükben: az alacsony Ca-tartalmú gránátok stabilabbak, mint a magas Ca-tartalmúak (MORTON 1987), ezért idősebb üledékes kőzetek áthalmazódására is utalhatnak.

A lepusztulási terület kőzettani összetételét tükröző piroxén, amfibol és gránát kémiai összetételének mikroszondás vizsgálata folyamatban van.

Figyelemre méltó szabályszerűség olvasható ki a vizsgált szelvények nehézasvány spektrumának K-NY-i irányú eloszlásában (lásd 1. ábra, 7-10. ábrák). Néhány mintától eltekintve kelet felé haladva növekszik az ilmenit és magnetit százalékos és abszolút mennyisége. Ezzel ellentétes tendencia figyelhető meg a gránát mennyiségének változásában, miközben a spinell relatív gyakorisági maximumát a tanulmányozott feltárások aaleni-bajóci, illetve felső-tithon-berriasi rétegeiben éri el. Legalább ennyire feltűnő, hogy a kelet-nyugati irányú szelvényvonaltól délre eső tardosi Bánya-hegy szelvényében megnő a csillámok relatív gyakorisága.

A törmelékes spinellek kémiai összetétele

A spinell geokémiai karakterével és a lepusztulási terület meghatározásában betöltött jelentőségével ÁRGYELÁN (1993, 1996) tanulmányai részletesen foglalkoznak, ezért a következőkben csupán a legfontosabb jellemzőket foglaljuk össze.

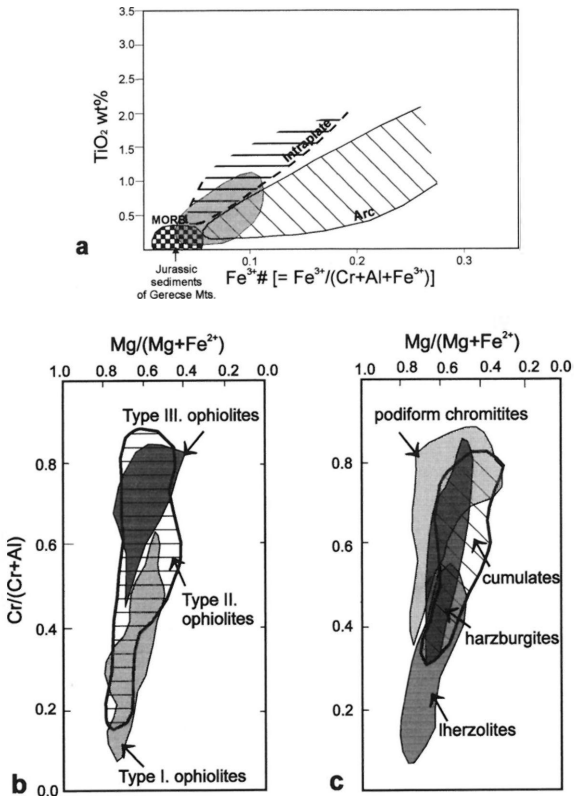
A spinell $(\text{Mg,Fe}^{2+})(\text{Cr,Al,Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ a bazaltos kőzetek és a peridotitok fontos járulékos ásványa, mert kémiai összetétele a parciális olvadás illetve a frakcionált kristályosodás során a nyomás, hőmérséklet, és a kiindulási olvadék összetételének függvényében változik (IRVINE 1967; HILL & ROEDER 1974; EVANS & FROST 1975; FISK & BENCE 1980; MURCK & CHAMPBELL 1986; ALLAN et al. 1988; SACK & GHIORSO 1991; ARAI 1992). A legjellemzőbb kémiai változás a Cr^{3+} és Al^{3+} reciprok változása, valamint a $\text{cr}\# = [\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]$ és $\text{mg}\# = [\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ közötti szoros korreláció.

A bazaltos kőzetek spinelljeinek összetétele a magmás kristályosodás korai fázisának termodinamikai körülményeit tükrözi, az olvadékból kiváló spinell és a maradék olvadék reakcióját feltételezve. A Cr^{3+} és a Mg^{2+} a kiváló szilárd fázisba vándorol, míg az Al^{3+} az olvadékban marad. A spinell és a szilikátos olvadék közötti Mg^{2+} és Fe^{2+} helyettesítés a hőmérséklet, a Fe^{2+} és Fe^{3+} helyettesítés az oxigénfugacitás függvénye (IRVINE 1967; FISK & BENCE 1980).

A parciális olvadás során visszamaradó, illetve a frakcionált kristályosodás során kiváló spinell és olivin kémiai összetételéből, az egyensúlyi reakción alapuló spinell-olivin geotermométerrel, meghatározhatók a bezáró kőzet keletkezési p, T körülményei (pl. EVANS & FROST 1975; FABRIÉS 1979; ROEDER et al. 197; LEHMANN 1983). A peridotitok spinelljei a felsőköpeny oxigén-fugacitását tükrözik (MATTIOLI & WOOD 1988; BALLHAUS et al. 1990; WOOD 1991). A Cr-gazdag spinellek cr -értéke és Fe^{3+} -száma $[\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})]$ az egyensúlyi hőmérsékleten kiváló olivin Forsterit-tartalmával változik. A Ti^{4+} diffúziója az olivinbe viszonylag lassú, ezért a spinellek TiO_2 tartalma kiválóan tükrözi az olvadék TiO_2 mennyiségét (ARAI 1992). A spinellekben a TiO_2 mennyisége a szigetív bazaltok (MOR bazaltok (lemezen belüli bazaltok irányába nő (13a. ábra). A MOR bazaltok kevésbé differenciálódott karakterét tükrözi az alacsony $\text{Fe}^{3+}\#$, a lemezen belüli és a szigetív bazaltokhoz viszonyítva.

A fentiek alapján a spinelleket az egykori bezáró kőzet petrogenetikai indikátor ásványainak tekinthetjük, s mint ilyenek, az üledékes kőzetek (elsősorban orogén övekhez kapcsolódó ún. maradvány óceáni medencék) törmelékanyagának ofiolitos lepusztulási területről való származását bizonyítják (ZIMMERLE 1984).

DICK & BULLEN (1984) kimutatta, hogy a spinellek összetétele kulcsfontosságú az orogén övekhez kapcsolódó alpi típusú peridotitok és ofiolitok (THAYER 1970) genetikájának és tektonikai helyzetének meghatározásában. Irodalmi adatok összegzésével, a spinellek cr - és mg -értéke alapján, DICK & BULLEN (1984) óceáni hátságokhoz (I. típus), óceáni kérgen kialakult ívekhez (III. típus), valamint a kettő között átmenetet képező, komplex geotektonikai folyamatokhoz kapcsolódó (II. típus) alpi peridotitokat és ofiolitokat különített el (13b. ábra). Az első típust uralkodóan Al-gazdag spinellek, míg a harmadik típust Cr-gazdag spinellek jellemzik. A spinellek osztályozásának egy másik módját alkalmazta POBER & FAUPL (1988), akik az Alpok ofiolit előfordulásai alapján, lherzolitokra, a nagyobb parciális olvadás során visszamaradt harzburgitokra, kummulátum kőzetekre, ill. tömeges, pados kromititekre jellemző összetételi mezőket állapítottak meg (13c. ábra). A fenti osztályozási módszerek indirekt módon lehetővé



13. ábra. A spinellek geokémiai összetételének osztályozása az a) TiO_2 s% és $\text{Fe}^{3+\#} [= \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})]$ (ARAI 1992), a b) $\text{cr}\# [= \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]$ és $\text{mg}\# [= \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ (DICK & BULLEN 1984), valamint a c) $\text{cr}\# [= \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]$ és $\text{Mg}\# [= \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ (POBER & FAUPL 1988) alapján

Fig. 13 Classification of spinel composition based on a) TiO_2 s% vs. $\text{Fe}^{3+\#} [= \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})]$ (ARAI 1992), b) $\text{cr}\# [= \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]$ vs. $\text{mg}\# [= \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ (DICK & BULLEN 1984), and c) $\text{cr}\# [= \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]$ vs. $\text{Mg}\# [= \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ (POBER & FAUPL 1988) diagrams

teszik a lepusztulási terület kőzettani összetételének meghatározását, azonban a korban eltérő és különböző geodinamikai rendszerekhez tartozó ofiolit komplexumok elkülönítésére nem nyújtanak lehetőséget.

A spinellek kémiai összetételének meghatározásában karakterisztikus bélyeg a $cr\#$ és $mg\#$ változása, a TiO_2 súlyszázalékos mennyiségének és a Fe^{3+} számának az aránya. Ezért az eredmények kiértékelése és ábrázolása a $mg\#$ és $cr\#$, a $cr\#$ és TiO_2 s%, valamint a $Fe^{3+}\#$ és TiO_2 s% diagramokon történt. A $Fe^{3+}\#$ és TiO_2 s% diszkriminációs diagram hasznos segítséget nyújthat bázisos kőzetekből felépülő forrásterület esetén, azonban a felsőköpeny eredetű peridotitok elkülönítésére az alacsony Fe^{3+} -tartalom miatt a $cr\#$ és TiO_2 s% diagram perspektivikusabb.

Általánosan megállapítható, hogy a gerecsei toarci - tithon képződményekben előforduló törmelékes spinellek cr -száma 0,35 és 0,75, mg -száma 0,4 és 0,7 között változik. A TiO_2 -tartalom alacsony (0,0–0,5 s%), a legtöbb mintában kevesebb, mint 0,2%, amely a lherzolitok és harzburgitok spinelljeinek empirikus határát jelenti. Magasabb, 0,2–0,5 s% TiO_2 tartalmú spinellek, az alacsonyabb cr -értékük (max. 0,75) miatt inkább az ultrabázisos kumulátumok spinelljeinek összetételével mutatnak rokonságot, mintsem a tömeges, pados kromititekkel. Az Fe_2O_3 tartalom szintén alacsony, a $Fe^{3+}\#$ a köpenyeredetű spinellekre jellemző tartományon belül változik, kevesebb, mint 0,05 (DICK & BULLEN 1984; ARAI & OKADA 1991; ARAI 1992). Valamennyi mintát tekintve, összesen 3 zónás spinell szemcse fordult elő, melyben a Fe tartalom a magtól a szegély felé haladva nő, a Mg és Al mennyiségének csökkenésével.

Néhány reprezentatív vizsgálati eredmény a II. táblázatban látható.

1. Szomód, Tűzkő-hegy

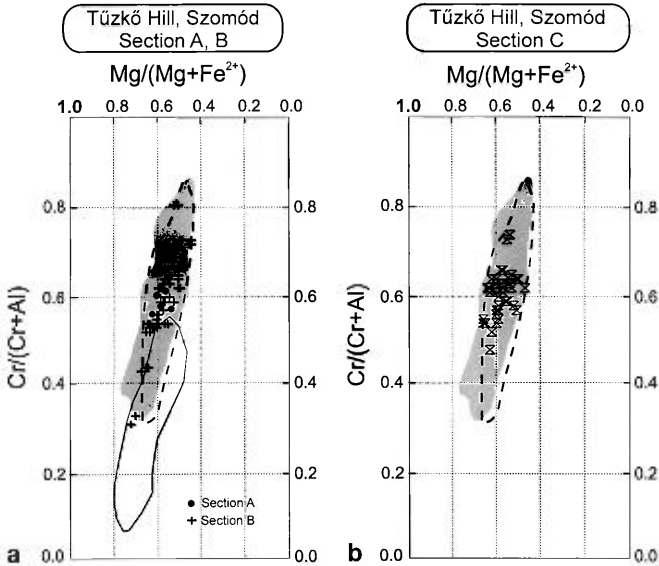
A felhagyott kőbánya A, B, C rétegsorában előforduló törmelékes spinellek cr -száma 0,3–0,8, mg -száma 0,45–0,7 tartományokon belül változik (14a, b. ábra). A B rétegsor spinelljeinek cr -értéke széles határok között mozog, alacsonyabb $cr\#$ értékeivel átmenetet mutatva a lherzolitok felé (14a. ábra), míg a C rétegsorban az értékek 95%-a 0,5–0,65 közé esnek (14b. ábra). Valamennyi mintát tekintve ebben a szakaszban legmagasabb a TiO_2 -tartalom (0,0–0,4 s%, 16a, b. ábra), ezért a tömeges, pados kromititeknél alacsonyabb cr -értéke és a kisebb,

A II. táblázat jelmagyarázata:

FeO -összes Fe . Fe^{3+} kiszámítása a DROOP (1987) képlet alapján történt, HARANGI Sz. (Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest) programjának felhasználásával. Minták: 1-5 Szomód, Tűzkő-hegy, B szelvény; 6-7 Szomód, Tűzkő-hegy, C szelvény; 8-12 Lábatlan, Tölgyhát kövefő; 13-14 Tardos, Bánya-hegy; 15-16 zónás spinell Tardos, Bánya-hegy: 15 mag, 16 szegély

Table II

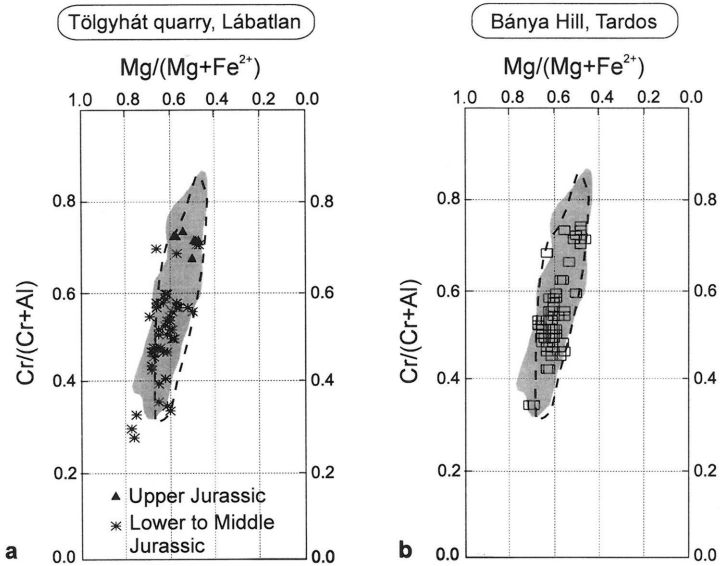
$FeO = \text{Sum}Fe$. Fe^{3+} were calculated by Droop's equation (DROOP 1987). Computer program was made by Sz. HARANGI (Eötvös University, Budapest). Samples: 1-5 Tűzkő Hill, Szomód, Section B; 6-7 Tűzkő Hill, Szomód, Section C; 8-12 Tölgyhát quarry, Lábatlan; 13-14 Bánya Hill, Tardos; 15-16 zonal spinel grain, Bánya Hill, Tardos. 15: core, 16: rim



14. ábra. A törmelékes spinellek geokémiai összetétele a szomódi Tűzkő-hegy szelvényében a $cr\#$ [$=Cr/(Cr+Al)$] és a $mg\#$ [$=Mg/(Mg+Fe^{2+})$] függvényében. A szaggatott vonal a harzburgitok, a folytonos vonal a lherzolitok spinelljeinek összetételét jelöli POBER & FAUPL 1988) osztályozása alapján. A sötét terület a gerecsei kréta üledékek törmelékes spinelljeinek összetételi tartományát szemlélteti (ÁRGYELÁN 1996)

Fig. 14 Geochemical composition of detrital spinel grains at Tűzkő Hill, Szomód in the $cr\#$ [$=Cr/(Cr+Al)$] vs. $mg\#$ [$=Mg/(Mg+Fe^{2+})$] diagrams. Dashed line: compositional field of harzburgites, solid line: compositional field of lherzolites (POBER & FAUPL 1988). Darker area: compositional range of spinels from Cretaceous sediments of Gerecse Mountains (ÁRGYELÁN 1996)

0,5–0,7 közötti mg -értéke alapján az ultrabázisos kumulátumok (dunitek) spinelljeivel mutat kémiai rokonságot (13c. ábra, 14a. ábra). A spinellek összetétele megegyezik a harzburgitok és/vagy ultrabázisos kumulátumok mezejével (POBER & FAUPL 1988), valamint a III. típusú alpi peridotitok és ofiolitok mezejével (DICK & BULLEN 1984), amely óceáni kérgen kialakult szigetívrre utal. Az alacsony $Fe^{3+}\#$, kisebb mint 0,05, szintén ofiolitos lepusztulási területet tükröz (18a, b. ábra).

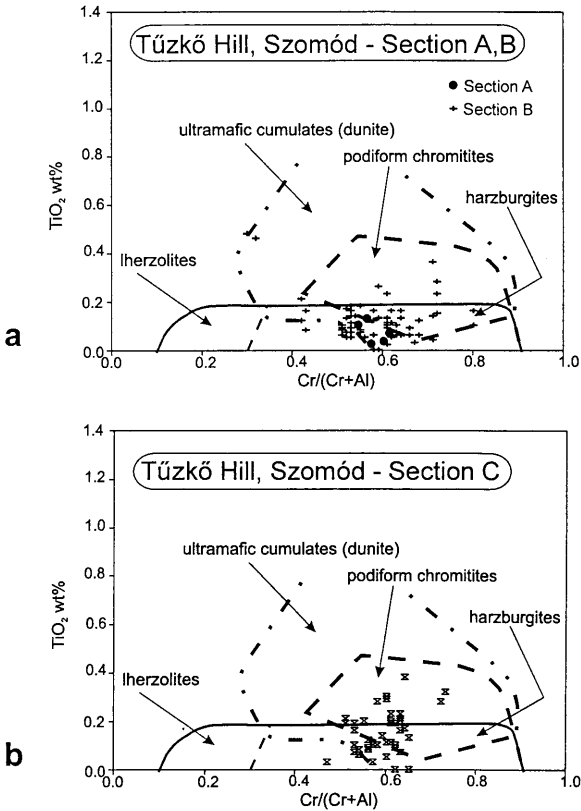


15. ábra. A törmelékes spinellek geokémiai összetétele a Tölgyháti kőfejtő és a tardosi Bánya-hegy szelvényében a $cr\#$ [$=Cr/(Cr+Al)$] és a $mg\#$ [$=Mg/(Mg+Fe^{2+})$] függvényében. A szaggatott vonal a harzburgitok spinelljeinek összetételét jelöli POBER & FAUPL 1988) osztályozása alapján. A sötét terület a gerecei kréta üledékek törmelékes spinelljeinek összetételi tartományát szemlélteti (ÁRGYELÁN 1996)

Fig. 15. Geochemical composition of detrital spinel grains in the Tölgyhát quarry, Lábatlan and Bánya Hill, Tardos in the $cr\#$ [$=Cr/(Cr+Al)$] vs. $mg\#$ [$=Mg/(Mg+Fe^{2+})$] diagrams. Dashed line: compositional field of harzburgites (POBER & FAUPL 1988). Darker area: compositional range of spinels from Cretaceous sediments of Gerecse Mountains (ÁRGYELÁN 1996)

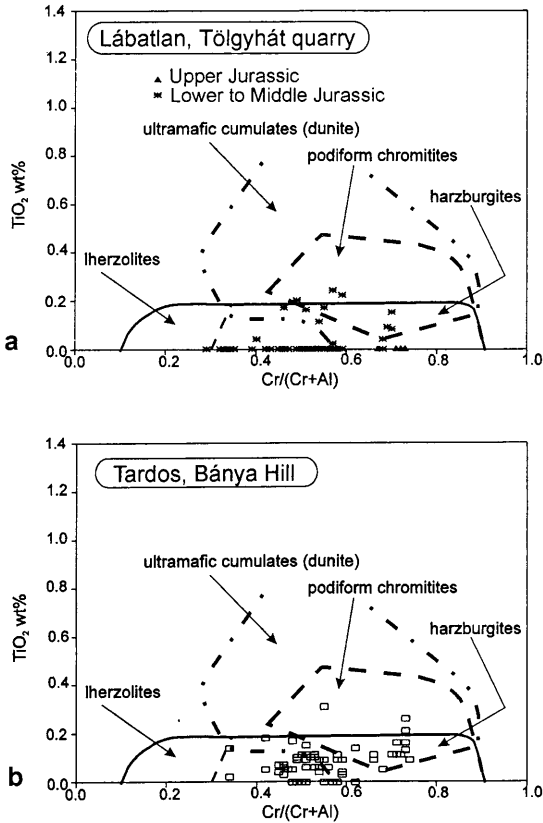
2. Lábatlan, Tölgyháti-kőfejtő

A Tölgyháti-kőfejtő mintáiban vizsgált spinellek cr -száma két jól elkülönülő tartományt fed le, 0,3–0,6 és 0,65–0,75 (15a. ábra). A TiO_2 s% értékek a harzburgitok/lherzolitok illetve az ultrabázisos kumulátomok mezejére esnek (17a. ábra). A $Fe^{3+}\#$ az adatok 95%-ban a köpenyeredetű peridotitokra jellemző határ alatt marad, kevesebb mint 0,05 (19a. ábra). A rétegsor magasabb cr -értékű spinell-együttesét az alpi peridotitok és ofiolitok III. típusába sorolhatjuk. Az ala-



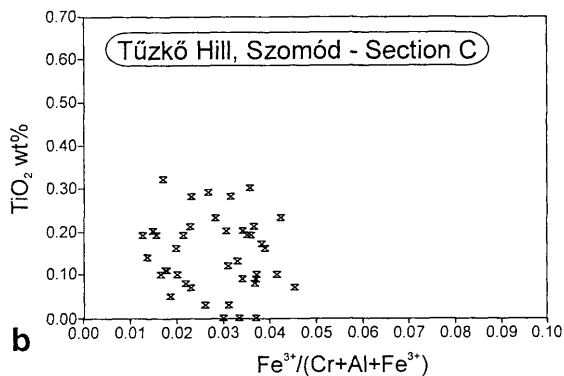
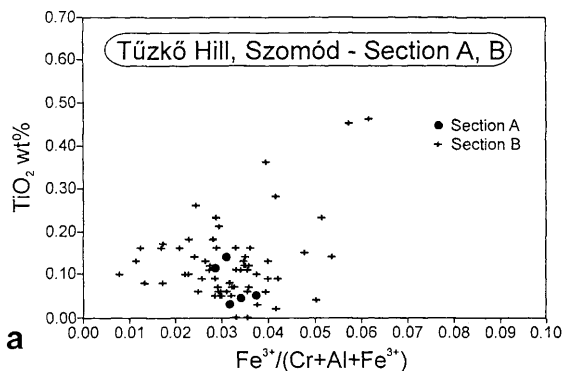
16. ábra. A törmelékes spinellek geokémiai összetétele a szomódi Tűzkő-hegy szelvényében a $cr\#$ $[=Cr/(Cr+Al)]$ és a TiO_2 s% függvényében. A lherzolitok, harzburgitok, ultrabázisos kumulátumok (dunitek) és a réteges, pados krómititek összetételei tartományja POBER & FAUPL (1988) osztályozása alapján

Fig. 16 Geochemical composition of detrital spinel grains at Tűzkő Hill, Szomód in the $cr\#$ $[=Cr/(Cr+Al)]$ vs. TiO_2 s% diagrams. Compositional range of lherzolites, harzburgites, ultrabasic cumulates (dunite) and podiform chromitites indicated after POBER & FAUPL (1988)



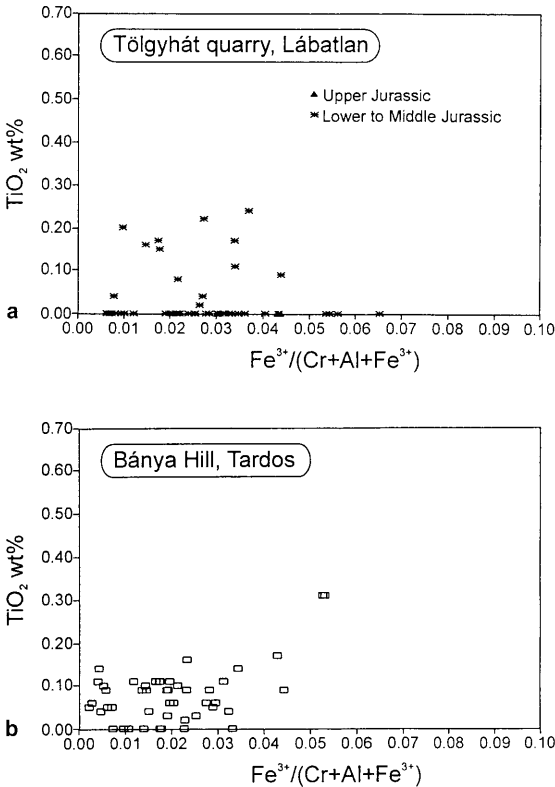
17. ábra. A törmelékes spinellek geokémiai összetétele a Tölgyháti kőfejtő és a tardosi Bánya-hegy szelvényében a $\text{cr}\#$ [$=\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$] és a TiO_2 s% függvényében. A lherzolitok, harzburgitok, ultrabázisos kumulátumok (dunitek) és a réteges, pados krómítitek összetételei tartományja POBER & FAUPL (1988) osztályozása alapján

Fig. 17 Geochemical composition of detrital spinel grains in the Tölgyhát quarry, Lábatlan and Bánya Hill, Tardos in the $\text{cr}\#$ [$=\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$] vs. TiO_2 s% diagrams. Compositional range of lherzolites, harzburgites, ultramafic cumulates (dunite) and podiform chromitites indicated after POBER & FAUPL (1988)



18. ábra. A törmelékes spinellek geokémiai összetétele a szomódi Tűzkő-hegy szelvényében a $\text{Fe}^{3+}\#$ [$=\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$] és a TiO_2 s% függvényében

Fig. 18 Geochemical composition of detrital spinel grains at Tűzkő Hill, Szomód in the $\text{Fe}^{3+}\#$ [$=\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$] vs. TiO_2 s% diagrams



19. ábra. A törmelékes spinellek geokémiai összetétele a Tölgyháti kőfejtő és a tardosi Bánya-hegy szelvényében a $Fe^{3+\#}$ [$=Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$] és a TiO_2 s% függvényében

Fig. 19 Geochemical composition of detrital spinel grains in the Tölgyhát quarry, Lábatlan and Bánya Hill, Tardos in the $Fe^{3+\#}$ [$=Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$] vs. TiO_2 s% diagrams.

csenyebb cr-számú spinellek (max. 0,6) 85%-a a harzburgitok, a többi a harzburgitok és lherzolitok közös összetételi mezejére esik.

3. Tardos, Bánya-hegy

A spinellek cr-száma 0,4–0,75 tartományban változik, az adatok 1%-a esik a harzburgit mező alsó határára (15b. ábra). A TiO_2 tartalom a lherzolitokra/harzburgitokra jellemző, kevesebb, mint 0,2 s% (17b. ábra). A Fe^{3+} alacsony értékei szintén köpenyeredetű peridotitokra utalnak (19b. ábra). A tardosi Bánya-hegy törmelékes spinelljei az alpi típusú peridotitok és harzburgitok III. típusával (DICK & BULLEN 1984) és a harzburgitok (POBER & FAUPL 1988) összetételi mezejével azonosíthatók.

Következtetések és paleotektonikai háttér

A Gerecse és a Bakony jura üledékösszlete, a Déli-Alpok rétegsorához hasonlóan (BERNOULLI & JENKYNYS 1974; WINTERER & BOSELLINI 1981), a jura Tethys óceán passzív, déli kontinentális szegélyén, differenciált paleomorfológiájú aljzaton rakódott le (GALÁ CZ et al. 1985). A terület rétegsorának paleotektonikai fejlődése nagymérvű hasonlóságot mutat a Déli-Alpok Trento platformjához (KÁZMÉR 1987; KÁZMÉR & KOVÁCS 1985), a Nyugat szicíliai (JENKYNYS & TORRENS 1971), és az Északi Mészköalpok jurájához.

A kora-liász folyamán a nagy területeket felölelő, általánosan elterjedt karbonátos üledékképződést a platform feltöredezése és az egyes blokkok differenciált süllyedése teszi változatossá. A tagolt morfológia eredményeként a kiemeltebb helyzetben maradt tenger alatti hátságokon hézagos üledékképződés folyt, míg a mélyebb területeken, a medencékben folyamatos üledéksor rakódott le.

A karbonátplatform tektonikus feldarabolódásához feltehetően trachitos magmás tevékenység társult. Jura időszaki lávaközet a Déli-Alpokban nem fordul elő (BERNOULLI & PETERS 1970). Toarci-bajóci-bath vulkáni tevékenység nyomai csak nyugat és délkelet Szicília területéről ismertek (JENKYNYS & TORRENS 1971), a Déli-Alpokban középső-jura és felső-jura nyomok találhatóak (STURANI 1969; BERNOULLI & PETERS 1970). A Velencei-Alpok (Déli-Alpok) felső-oxforditithon vörös, gumós, pelágikus mészkövének (Ammonitico Rosso Superiore) bentonitos agyagközbetelepülései riolitostól a trachitos felé eltolódó vulkanizmusról tanúskodnak (BERNOULLI & PETERS 1970). A szerzők a Gerecse területéről is végeztek összehasonlító vizsgálatot, mely negatív eredményt adott. Egyetlen, a Tölgyháti-kőfejtőből gyűjtött mintán végzett röntgenelemzésükkel ellentétben, a rétegsor egymáshoz közel eső két szintjében (5. ábra, To-3, To-4) a mikromineralógiai vizsgálatok során savanyú magmatizmusra utaló euhedrális, pszeudo-hexagonális biotit, hornblende, augit és vulkáni kvarc volt kimutatható. (BERNOULLI és PETERS által megvizsgált anyag FÜLÖP (1969) szelvényének

feltehetően az 5. szintjéből származik, amely a jelen munkában közölt szelvény To-3, To-5 mintájának feleltethető meg.)

Számottevő tufaszórásra visszavezethető, 5–15 cm vastagságú bentonit rétegekről számolt be CSÁSZÁR (1984) a Levélkúti-árok (Bakony-hegység) feltárásából, a Lókúti Radiolarit legfelső rétegeiből. Teljes kőzetmintán végzett röntgen-diffrakciós vizsgálat alapján a fent leírt rétegek 71% montmorillonitot és montmorillonit-illitet, 16% illitet, valamint 12% kvarcot tartalmaznak.

A Déli-Alpokkal ellentétben, Észak-Magyarországon savanyú lávakőzet és mészkálai magmatizmusra visszavezethető, üledékes kőzetekben előforduló közettörmelékek is egyaránt fellelhetők. A Rudabányai-hegységben, ív mögötti medencében lerakódott fekete aleurolit és márgarétegek közé (Telekesoldali Formáció) középső-jura riolit települ (GRILL 1988), amely kémiai jellege alapján szubdukcióhoz kapcsolódó mészkálai magmatizmus eredménye (SZAKMÁNY et al. 1989). A Nagybátony-324. sz. fúrásban, 1825 m alatt feltárt, mintegy 140 m vastag andezitből teljes kőzetten, földpáton és szeladoniton 154 ± 3 millió év (oxfordi–kimmeridgei) átlagos K/Ar kor határozható meg (ÁRVA-SÓS et al. 1988). A Darnói és a Szarvaskői Egységek feltehetően jura időszaki homokkő olisztolitjaiból riolit–dácit és andezit(?) közettörmelékek azonosíthatók (ÁRGYELÁN & GULÁCSI 1997).

Korábbi paleotektonikai rekonstrukciók alapján, a Neo-Tethys–Vardar óceán medencéje az afrikai lemez É–ÉK felé mozgása következtében a középső-jura folyamán kezdett el bezáródni, s intraóceáni szubdukció során az óceáni kéreg egy része felemésztdött. A szubdukcióhoz kapcsolódóan létrejött mészkálai magmatizmusú óceáni szigetív a késő-jura–kora-kréta folyamán obdukálódott a Dinári szegélyre (DERCOURT et al. 1986; KNIPPER et al. 1986; RICOU et al. 1986; CSONTOS 1992), melynek maradványa feltehetően a Rudabányai-hegységben feltárt jura riolit (HARANGI et al. 1997).

A geressei berriasi–apti–alsó-albai(?) sziliciklasztos üledékek terrigén törmelékanyaga és törmelékes spinelljeinek összetétele alapján a Neo-Tethys–Vardar óceán záródása részben rekonstruálható (ÁRGYELÁN 1995, 1996). A záródás kezdete még nem igazolt, és a feltételezett vulkáni ív jelenlétére is néhány, a tithon–berriasi Szentivánhegyi Mészköben előforduló riolitos–dácitos kiömlési és intermedier mélységi, illetve a berriasi–valangini Berseki Márgában található gránitoid közettörmelékek utalnak.

A geressei hettangi–tithon korszakbeli üledékekben az ofiolitos lepusztulási területet jelző Cr-gazdag törmelékes spinellek nyomokban legkorábban már a Pisznicei Mészko Formációban (szomódi Tűzkő-hegy A szelvénye, 3. ábra, tatai Kálvária-domb, 4. ábra, tardosi Bánya-hegy, 6. ábra) megjelennek. A spinelltartalmú rétegek kora előfordulásonként számottevő különbséget mutat ugyan (például a szomódi Tűzkő-hegyen, ahol az idősebb rétegeket nem vizsgáltuk, pliensbachi; a tatai Kálvária-dombon sinemuri; a tardosi Bánya-hegyen sine-muri, esetleg már hettangi), de kis mennyiségük alapján ez nem szükségszerűen jelent valóban eltérő korú megjelenést. A spinellek nagyobb mennyiségben, de a vizsgált jura szelvényekben változó gyakorisággal, az Eplényi Mészko Formáció toarci szintjeitől azonosíthatók (szomódi Tűzkő-hegy B szelvénye, 3. áb-

ra). A törmelékes spinelleknek az alsó-kréta képződményekben előforduló spinellekkel egyező összetétele és a felső-hettangi-alsó-sinemuri üledékekben való előfordulása alapján, a korábbi paleotektonikai rekonstrukciókkal ellentétben (DERCOURT et al. 1986; KNIPPER et al. 1986), joggal feltételezhető, hogy a Neo-Tethys – Vardar óceán részleges záródása egyes területeken már korábban elkezdődött, és az óceáni szutúra zóna, vagy az obdukált óceáni kéreganyag erodálódott az üledékes medencébe. Összehasonlítva a vizsgált jura mészkövek és a berriasi - apti - alsó-albai(?) sziliciklasztitok törmelékes Cr-gazdag spinelljeinek kémiai összetételét, nagy hasonlóság állapítható meg. A Cr# és mg#, valamint a TiO₂ mennyisége alapján a harzburgitok és ultrabázisos kumulátumok, dunitek (POBER & FAUPL 1988), illetve az óceáni kérgen kialakult szigetívek (III. típusú alpi peridotitok és ofiolitok csoportja, DICK & BULLEN 1984) spinelljeivel mutatnak azonosságot. A fentiek alapján tehát megállapítható, hogy a jura és kréta üledékek törmelékes spinelljei egy ofiolitos lepusztulási terület ugyanazon kőzettani összetételű részéből származnak. A spinellek főelemvizsgálata azonban arra nem alkalmas, hogy a különböző paleotektonikai rendszerekhez tartozó ofiolit sorozatokat elkülönítsük, ezért nem zárható ki a jura üledékek törmelékes spinelljeinek idősebb szutúra zónából való áthalmazódása sem.

A Tölgyháti szelvény egy szűk időintervallumának magas biotit-tartalma, a szórványosan megjelenő amfibol és augit szemcsék, valamint a nehézasvány frakciókban uralkodó ilmenit és magnetit egy része hullott vulkáni anyagra utal. A vulkáni eredetű fragmentumok földrajzi elhelyezkedése alapján a liász-kora-dogger(?) vulkáni működés, a mai földrajzi irányokat figyelembe véve, a Gerecsétől ÉK-i irányba valószínűsíthető. Erre utalhat az ilmenit+magnetit gyakoriságának ilyen irányú növekedése, szemben a kontinentális eredetű ásványok gyakoriságának nyugati irányú növekedésével. Ezt erősítik az egykoron DK-i irányba nyíló Tethys óceán aljzatának a Rudabányai-hegységben megőrződött maradványai is.

A tatai Kálvária-domb és a Tölgyháti-kőfejtő mintáinak törmelékes muszkovit szemcséi metamorf lepusztulási területről származhatnak. A Tölgyháti-kőfejtő biotit- és muszkovitgazdag két szintjéből (To-3, To-4) a K/Ar kormeghatározás folyamatban van, amely további információkat nyújthat a feltételezett vulkanizmus, valamint a muszkovitok (fengitek?) esetében a lepusztult metamorf kőzet korának meghatározására.

A tatai Kálvária-domb kiugróan magas gránáttartalma, az epidot, staurolit, apatit és a rutil, turmalin, cirkon ásványegyüttese kontinentális kéreg lepusztulásából származik.

Összefoglalás

Összefoglalóan tehát megállapítható, hogy a nehézasvány eloszlás vizsgálata alapján a jura folyamán négy különböző kőzettani összetételű lepusztulási hely-

ről szállítódott a terrigén törmelékanyag a differenciált paleomorfológiájú üledékgyűjtő medencébe:

- ofiolit komplexum harzburgit és ultrabázisos kumulátum alkotta részeiből törmelékes spinell erodálódott és szállítódott főként a szomódi Tűzkő-hegy lerakódási területére, amely az üledékes medencének az obdukált fragmentumhoz való viszonylagos közelségére utalhat;

- granitoidokra és metamorf kőzetekre utaló kontinentális kéreganyag törmeléke szállítódott a tatai Kálvári-domb területére;

- valószínűleg vulkáni működésből származó hullott kristályfragmentumok halmozódtak fel a Tölgyháti-kőfejtő toarci szintjében, amely alátámasztja a feltetelezett vulkáni ív jelenlétét;

- a tardosi Bánya-hegy medence peremi pozíciója miatt vegyes, granitoid és metamorf, alárendelten ofiolitos és vulkáni lepusztulási terület is rekonstruálható.

Jelenlegi ismereteink alapján, az alpi-kárpáti-dinári régióban a Cr-gazdag törmelékes spinellek legkorábbi szórványos megjelenése a késő-hettangi-kora-sinemuri üledékes képződményekben azonosítható, a toarcitól kezdődően növekvő gyakorisággal.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki FODOR Lászlónak, a terület tektonikai fejlődését érintő kérdések megvitatásáért, valamint SZABÓ Csabának és KÁZMÉR Miklósnak szakmai tanácsaiért és a lektorálás során tett észrevételeiért. Köszönet illeti GÁLNÉ SÓLYMOS Kamillát, a mikroszonda laboratórium vezetőjét, a spinellek elektronmikroszondás elemzéséért. A munkát az Országos Tudományos Kutatási Alap T 016785 számú pályázata támogatja.

Irodalom – References

- ALLAN, J.F., SACK, R.O., BATIZA, R. 1988: Cr-rich spinels as petrogenetic indicators: MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, Eastern Pacific – *American Mineralogist* 73, 741–753.
- ARAI, S. 1992: Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry – *Mineralogical Magazine*, 56, 173–184.
- ARAI, S., OKADA, H. 1991: Petrology of serpentinite sandstone as a key to tectonic development of serpentinite belts – *Tectonophysics*, 195, 65–81.
- ÁRGYELÁN G.B. 1993: A gerecsei kréta törmelékes öszlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata (Egykori óceáni képződmények rekonstrukciója a törmelékes alkotók alapján - Egyetemi doktori disszertáció, Budapest, 186 p., (In Hungarian with English abstract).
- ÁRGYELÁN, G.B. 1995: Petrographical and petrological investigations of the Cretaceous clastic sediments of the Gerecse Mountains, Hungary – *Általános Földtani Szemle*, 27, 59–83, (In Hungarian with English abstract).
- ÁRGYELÁN, G.B. 1996: Geochemical investigations of detrital chrome spinels as a tool to detect an ophiolitic source area (Gerecse Mountains, Hungary) – *Acta Geologica Hungarica*, 39, 341–368.

- ÁRGYELÁN, G.B. 1997: Ophiolitic detritus in the Lower Cretaceous sandstone of Gerecse Mountains, Hungary: Petrography, detrital modes, provenance (abstract) – *Mineralia Slovaca*, 29, 262. Final Meeting of IGCP Project 362, Stará Lesná.
- ÁRGYELÁN, G.B., GULÁCSI, Z. 1997: Acidic extrusive and plutonic fragments in the siliciclastic sediments of the Darnó and Szarvaskő Units, Hungary (abstract) – *Terra Nostra* 97/2, 3, Sediment'97, 12th Annual Meeting of Sedimentologists, Cologne.
- ÁRGYELÁN, G.B., FOGARASI, A., KOVÁCS-PÁLFFY, P., VICZIÁN, I. 1997: Events and cycles – an example from the Lower Cretaceous Bersek Hill, Gerecse Mountains, Hungary (abstract) – *Gaea heidelbergensis*, 4, 48, 18th Regional European Meeting of Sedimentology, Heidelberg.
- ÁRVA-SÓS, E., BALOGH, K., RAVASZ-BARANYAI, L. 1988: Mesozoic andesite in borehole Nagybatony 324 – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986 évről*, 117–121.
- BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B., TIMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary – *Tectonophysics*, 255, 269–289.
- BALLHAUS, C., BERRY, R.F., GREEN, D.H. 1990: Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle – *Nature*, 348, 437–440.
- BERNOULLI, D., JENKYN, H.C. 1974: Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – In: DOTT, R.H., SHAVER, R.H. (Eds.): Modern and ancient Geosynclinal sedimentation – *Soc. Econ. Paleont. Miner.* 19, 129–160.
- BERNOULLI, D., PETERS, T. 1970: Traces of Rhyolitic-Trachytic Volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps – *Ecolage geologie Helvetica*, 63, 609–621.
- CSÁSZÁR G. 1984: Magyarazó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához – Magyar Állami Földtani Intézet, 1984, 138 p.
- CSÁSZÁR, G. 1995: An overview of the Cretaceous research in the Gerecse Mountains and the Vértes Foreland – *Általános Földtani Szemle*, 27, 133–152, (In Hungarian with English abstract).
- CSÁSZÁR, G. (ed.) 1997: Basic lithostratigraphic units of Hungary – Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Budapest 114 p.
- CSÁSZÁR, G., ÁRGYELÁN, G.B. 1994: Stratigraphical and micromineralogical investigation of Lower Cretaceous sediments in Gerecse Mts. (Hungary) – *Cretaceous Research*, 15, 417–434.
- CSÁSZÁR, G., HAAS, J. 1984: The Cretaceous in Hungary: A review – *Acta Geologica Hungarica*, 27, 417–428.
- CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A., VÖRÖS, A. 1998: A gerecsei jura – fácieskérdések, alpi analógiák – *Földtani Közlöny* 128/2–3,
- CSONTOS, L. 1992: Mesozoic geologic and geodynamic problems of the Gemer-Bükk region – *Terra nova, Abstract Supplement* 2, 12.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., KOVÁCS, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model – *Tectonophysics*, 208, 221–241.
- DECKER, K., FAUPL, P., MÜLLER, A. 1987: Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps–Vienna, Deuticke*, 126–141.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJAQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P., BIJU-DUVAL, B. 1986: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias – *Tectonophysics*, 123, 241–315.
- DICK, H.J.B., BULLEN, T. 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 54–76.
- DIETRICH, V.J., FRANZ, U. 1976: Ophiolite-Detritus in den Santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen) – *Geotektonische Forsch.* 50, 85–109.
- DOSZTÁLY L. 1998: Jura radiolaritok a Dunántúli-középhegységben – *Földtani Közlöny* 128/2–3,
- DROOP, G.T.R. 1987: A general equation estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria – *Mineralogical Magazine*, 51, 431–435.
- EVANS, B.W., FROST, B.R. 1975: Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 959–972.

- FABRIÉS, J. 1979: Spinel-olivine geothermometry in peridotite from ultramafic complex – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**, 329–336.
- FAUPL, P. 1977: Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten – *Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse* **1976**, 131–134.
- FAUPL, P., CSÁSZÁR, G., MIŠK, M. 1997: Cretaceous and Paleogene sedimentary evolution in the Eastern Alps, Western Carpathians and the North Pannonian region: An overview – *Acta Geologica Hungarica*, **40**, 273–305.
- FAUPL, P., TOLLMANN, A. 1979: Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide – *Geologische Rundschau*, **68**, 93–120.
- FAUPL, P., WAGREICH, M. 1992: Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications – *Cretaceous Research*, **13**, 387–403.
- FÉLEGYHÁZY, L., NAGYMAROSY, A. 1991: New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains (Hungary) – *Geologica Carpathica*, **42**, 123–126.
- FÉLEGYHÁZY, L., NAGYMAROSY, A. 1992: Calcareous Nannoplankton stratigraphy of Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains – *Acta Geologica Hungarica*, **35**, 251–262.
- FISK, M.R., BENICE, A.E. 1980: Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS-basalt 527-1-1 – *Earth Planetary Science Letters*, **48**, 111–123.
- FOGARASI, A. 1995a: Sedimentation on tectonically controlled submarine slopes of Cretaceous age, Gerecse Mts., Hungary – working hypothesis – *Általános Földtani Szemle*, **27**, 15–41. (in Hungarian with English abstract).
- FOGARASI, A. 1995b: Cretaceous cyclostratigraphy of Gerecse Mts.: Preliminary results – *Általános Földtani Szemle*, **27**, 43–51. (in Hungarian with English abstract).
- FÓZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary) – *Földtani Közlöny*, **123**, 441–464.
- FÓZY, I. 1995: Lower Cretaceous ammonite biostratigraphy of the Gerecse Hill (Gerecse Mts., Hungary) – *Általános Földtani Szemle*, **27**, 7–14. (in Hungarian with English abstract).
- FÜLÖP, J. 1958: Die kretazischen Bildungen des Gerecse-Gebirges – *Geologica Hungarica, series Geologica*, **11**, 124 p.
- FÜLÖP, J. 1969: Excursion Guide. Geology of the Transdanubian Central, Mecsek and Villány Mountains – *Coll. Mediterranean Jurassic Stratigraphy*, Budapest 1969.
- FÜLÖP, J. 1975: Tatai Mesozoos alaphegységgrögök – *Geologica Hungarica, series Geologica*, **16**, 135 p.
- GALÁ CZ, A. 1984: Jurassic of Hungary: a review – *Acta Geologica Hungarica*, **27**, 359–377.
- GALÁ CZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary) – *Acta Geologica Hungarica*, **31**, 313–328.
- GALÁ CZ, A., HORVÁTH, F., VÖRÖS, A. 1985: Sedimentary and structural evolution of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary): Paleogeographic implications – *Acta Geologica Hungarica*, **28**, 85–100.
- GALÁ CZ, A., VÖRÖS, A. 1972: A Bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján – *Földtani Közlöny*, **102**, 122–135.
- GÉ CZY, B. 1984: Provincialism of Jurassic ammonites: examples from Hungarian faunas – *Acta Geologica Hungarica*, **27**, 379–389.
- GÉ CZY, B. 1986: Jelentés a nyugat gerecsei alsójura ammonitesekről – Kézirat, 10 p. Magyar Állami Földtani Intézet Adattár.
- GRILL, J. 1988: Jurassic Formations of the Rudabánya Mountains – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről*, 69–103. (in Hungarian with English abstract).
- HANTKEN, M. 1868: Lábatlan vidékének földtani viszonyai – *A Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai*, **IV**, 48–56, Budapest.
- HARANGI, Sz., SZABÓ, Cs., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Zs., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M., KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic Igneous Suites in Hungary: Implications for Genesis and Tectonic Setting in the Northwestern Part of Tethys – *International Geology Review*, **38**, 336–360.

- HILL, R., ROEDER, R. 1974: The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity – *Journal of Geology*, **82**, 709–729.
- IRVINE, T.N. 1967: Chromian spinel as a petrogenetic indicator – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **4**, 71–99.
- JABLONSKÝ, J. 1992: Rossfeld Formation in Křižna and Choč nappes, Western Carpathians (abstract) – *Terra nova*, **4**, p. 34.
- JENKYN, H.C., TORRENS, H.S. 1971: Paleogeographic evolution of Jurassic seamounts in Western Sicily – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1970. évről*, 91–104.
- KÁZMÉR, M. 1987: Lower Jurassic facies zones in the Bakony unit of Hungary – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica*, **27**, 89–100.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Periadriatic Lineament: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit – *Acta Geologica Hungarica*, **28**, 69–82.
- KNIPPER, A., RICOU, L.E., DERCOURT, J. 1986: Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean – *Tectonophysics*, **123**, 213–240.
- KONDA, J. 1982: A Dunántúli-középhegység jura képződményei – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet Adattár T10858.
- KONDA, J. 1987: Gerecse, Süttő, Vöröshídi kőfejtő – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, Magyar Állami Földtani Intézet, 6 p.
- KONDA, J. 1988: Gerecse, Lábatlan, Tölgyháti kőfejtő – Magyarország Geológia Alapszelvényei, Magyar Állami Földtani Intézet, 8 p.
- LANTOS, 1995: A gerecsei alsójura szedimentológiai vizsgálata. Kapcsolatok a liász tektonikával és ősföldrajzzal – Szakdolgozat, Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Budapest 136 p.
- LEHMANN, J. 1983: Diffusion between olivine and spinel: application to geothermometry – *Earth Planetary Science Letters*, **64**, 123–138.
- LETTERIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GRARD, D., MARCHAL, M. 1982: Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series – *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, 139–154.
- MATTIOLI, G.S., WOOD, B.J. 1988: Magnetite activities across the $MgAl_2O_4$ – Fe_3O_4 join, with application to thermobarometric estimates of upper mantle oxygen fugacity – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**, 148–162.
- MÍŠÍK, M., JABLONSKÝ, J., FEJDI, P., SÝKORA, M. 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians – *Mineralia Slovaca*, **12**, 209–228.
- MORTON, A.C. 1985: Heavy minerals in provenance studies. – In: ZUFFA, G.G. (ed.): *Provenance of Arenites – NATO ASI Series, Series C*. **148**, 249–279.
- MORTON, A.C. 1987: Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Forties Sandstone, Paleocene, central North Sea – *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 1027–1032.
- MORTON, A.C., STIBERG, J.P., HURTS, A., QVALE, H. 1989: Lithostratigraphic correlation using heavy minerals: the Brent Group, Oseberg Field, North Sea. – In: COLLISON, J. (ed.): *Correlation in Hydrocarbon Exploration – Graham & Trotman*, London, 217–230.
- MURCK, B.W., CAMPBELL, I. H. 1986: The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts – *Geochimica Cosmochimica Acta*, **50**, 1871–1887.
- NISBET, E.G., PEARCE, J.A. 1977: Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **63**, 149–160.
- POBER, E., FAUPL, P. 1988: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of Eastern Alps – *Geologische Rundschau*, **77**, 641–670.
- REZESSY A. 1998: Ciklussztratigráfiai vizsgálatok gerecsei alsó-jura szelvényeken – *Földtani Közlöny* **128/2–3**.
- RICOU, L.E., DERCOURT, J., GRANDJACQUET, G., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., BIJU-DUVAL, B. 1986: Geological constraints on the Alpine geodynamic history of the Mediterranean Tethys – *Tectonophysics*, **123**, 83–122.
- ROEDER, P.L., CAMPBELL, I.H., JAMIESON, H.E. 1979: A Re-Evaluation of the Olivine-Spinel Geothermometer – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **68**, 325–334.

- SACK, R.O., GHIORSO, M.S. 1991: Chromian spinels as petrogenetic indicator: thermodynamics and petrological applications – *American Mineralogist*, **76**, 827–847.
- STURANI, C. 1969: Intercalazione di Vulcaniti Medio-Giurassiche nel 'Rosso Ammonitico' dei Lessini veronesi – *Bull. Soc. Geol. Ital.* **88**, 589–601.
- STYLES, M.T., STONE, P., FLOYD, J.D. 1989: Arc detritus in the Southern Uplands: mineralogical characterization of a 'missing' terrane – *Journal of the Geological Society, London* **146**, 397–400.
- SZAKMÁNY, Gy., MÁTHÉ, Z., RÉTI, Zs. 1989: The position and petrochemistry of the rhyolite in the Rudabánya Mountains (NE Hungary) – *Acta Mineralogica-Petrographica*, **30**, 81–92.
- SZTANÓ, O. 1990: Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* **7**, 431–446.
- SZTANÓ, O., BÁLDI-BEKE, M. 1991: New data prove Late Aptian–Early Albian age of Kőszörűkőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* **30**, 155–164.
- THAYER, T.P. 1970: Chromite segregations as petrogenetic indicators – *Geological Society of South Africa, Special Publications* **1**, 380–390.
- VIGH G. 1943: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai – *Földtani Közöly, 73*, 4–9.
- VIGH G. 1961: A Gerecse hegység nyugati felének földtani vázlata – *A Magyar Állami Intézet Évi Jelentése* **49/2**, 463–468.
- VIGH Gy. 1935: Adatok a Gerecse-hegység nyugati részének földtani ismeretéhez – *A Magyar Állami Intézet Évi Jelentése 1925–1928 évről*, 87–96.
- VÖRÖS, A. 1987: Pliensbachian Brachiopod biogeography of the "Mediterran microcontinent" – *Acta Geologica Hungarica*, **30**, 59–80.
- VÖRÖS, A. 1988: Conclusions on Brachiopoda. – In: RAKUS, M., DERCOURT, J., NAIRN, A (eds.): *Evolution of the northern margin of Tethys – The results of IGCP project 198*, **1**, 79–83.
- VÖRÖS, A. 1991: Hierlatzkalk – a peculiar Austro-Hungarian Jurassic facies. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. (eds.): *A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötet* **1**, 145–154.
- WAGREICH, M., FAUPL, P., SCHLAGINTWEIT, F. 1995: Chrome spinel from Urgonian limestone pebbles of the Northern Calcareous Alps (Austria, Bavaria) Evidence for an intra-Austroalpine suture zone – *Geologica Carpathica*, **46**, 197–204.
- WINTERER, E.L., BOSELLINI, A. 1981: Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin (southern Alps, Italy) – *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, **65**, 394–421.
- WINTERER, E.L., METZLER, C.V., SARTI, M. 1991: Neptunian dykes and associated breccias (southern Alps, Italy and Switzerland: role of gravity sliding in open and closed systems – *Sedimentology*, **38**, 381–404.
- WOLETZ, G. 1963: Charakteristische Abfolge der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen: – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **106**, 89–119.
- WOOD, B.J. 1991: Oxygen barometry of spinel peridotites. – In: LINDSLEY, D.H. (ed.): *Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance – Reviews in Mineralogy*, **25**, 417–431.
- ZIMMERLE, W. 1984: The Geotectonic Significance of Detrital Brown Spinel in Sediments – *Mitteilungen der Geologie und Paläontologie Institut Universität Hamburg*, 337–360.
- ZUPANIĆ, L., BABIĆ, Lj., CRNJAKOVIĆ, M. 1981: Lower Cretaceous basinal clastics Oštrc Formation in the Mt. Ivanšćica Northwestern Croatia – *Acta Geologica, Zagreb* **11**, 1–44.

A kézirat beérkezett: 1998. 05. 21.

Alsó-jura glaukonitos agyagásvány és bezáró képződményeinek vizsgálata a szomódi Tűzkő-hegyen

Lower Jurassic glaucony occurrence from Tűzkő Hill, Szomód, Hungary

KORITÁR Zsuzsanna – SALLAY Enikő – WEISZBURG Tamás¹

(7 ábra, 2 táblázat)

Abstract

The aim of the current study is to determine the mineralogical characteristics of glaucony that occurs in Lower Jurassic limestone beds of Tűzkő Hill (Tűzkő-hegy), Szomód, near Tata, Hungary (Fig. 1). The geological environment of the green minerals (hereafter referred to as glauconitic grains) has previously been characterised by detailed sedimentological, paleontological, petrographical and geochemical studies.

Glauconitic grains, filling shells of gastropods, ammonites, bivalves and ostracodes, consist of iron-rich dioctahedral hydromica containing approximately 20–40% interlayered smectite. The considerable Al substitution in the tetrahedral positions (Table II), and the $d_{060} > 1.510$ Å value (Fig. 5) show that this mineral is not celadonite. According to the chemical analysis there is a balanced Fe-Mg-Al substitution in the octahedral positions (Table II).

There is no trace of any precursor mineral. The morphology of the grains and the REE studies (Fig. 7) show that the Szomód glaucony is of neoformalional origin and it formed simultaneously with the host rock (Pisznice Limestone, Early Jurassic, see Fig. 2).

Glauconitic grains are interlayered (they represent the second stage of the „disordered clay mineral - interlayered glauconite - disordered glauconite - ordered glauconite” series (BAILEY 1984)), which indicates that there was not enough time for their formation: they became buried relatively soon, or there was a change in the local reductive environment, e.g. the decay of soft bodies filling the shells, couldn't compensate the evolving oxidative conditions in sea water. As a result, the formation of glauconites stopped at this stage.

From methodological point of view it can be emphasised that the separation of glauconitic grains by applying the standard diluted HCl attack did not have any characteristic effect on the REE spectrum of the mineral (Fig. 7).

Manuscript received: 22. 09. 1997

Összefoglalás

Az elmúlt évek ásványtani kutatásai nyomán ma már lehetőség van a glaukonitok pontos, a földtan számára is informatív mineralógiai jellemzésére. A szomódi Tűzkő-hegy képződményeinek szakirodalomban szereplő üledékföldtani, őslénytani, kőzettani és geokémiai vizsgálatai után mineralógiai vizsgálatokat végeztünk az itt megjelenő, a geológiai leírásokban „glaukonitként”

¹ ELTE Ásványtani Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum körút 4/A, weiszburg@ludens.elte.hu

szereplő kora-jura korú zöld agyagásványon, hogy hozzájáruljunk a pontosabb földtani kép kialakításához.

Az ásvány csigák, ammonitesek, kagylók, ostracodák vázát tölti ki.

Az elvégzett vizsgálatok alapján (röntgen pordiffrakció, teljes kémiai analízis, Mössbauer-spektroszkópia) a zöld agyagásvány (a továbbiakban „glaukonitok”) magas vastartalmú dioktaéderes hidroszillám, amely kb. 20–40% mennyiségben közberétegzett szmektitet tartalmaz. A tetraéderes pozíciók jelentős Al-helyettesítése és a $d_{060} > 1,510 \text{ \AA}$ érték alapján az ásvány nem szeladonit. A kémiai elemzés szerint az oktaéderes pozíciókban kb. azonos mennyiségben van jelen a vas, a magnézium és az alumínium, ami a közvetlen fajbesorolást megnehezíti.

Prekursor ásvány nyomát nem találtuk. A ritkaföldfém vizsgálatok is azt igazolták, hogy a szomódi glaukonitok neoform eredetűek és együtt képződtek a befogadó mészkővel (nem idősebb rétegekből áthalmozottak), koruk tehát megegyezik a Pisznicei Mészkö Formáció kora-jura korával.

Az, hogy a glaukonitok közberétegzettek, tehát a „rendezetlen agyagásvány – közberétegzett glaukonit – rendezetlen glaukonit – rendezett glaukonit” (BAILEY 1984) fejlődési sornak csak a második szakaszába jutottak el, arra utal, hogy nem volt elegendő idő a képződésükre. Ez vagy azt jelenti, hogy a képződmény viszonylag hamar betemetődött, vagy a vázakat kitöltő lágytestek bomlása által létrejött lokális redukív környezet sem tudta kompenzálni a tengervízben később kialakuló erősen oxidatív körülményeket. Ennek hatására a glaukonitok képződése e fázisban befejeződött.

Metodikai szempontból kiemelhető, hogy a glaukonitok savazásos szeparálása esetünkben nem hamisította meg az ásvány RFF-spektrumát.

Bevezetés

A glaukonitos rétegek vizsgálata fontos adatokat szolgáltat a földtani képződmények keletkezési körülményeinek tisztázásához. Az elmúlt évek ásványtani kutatásai nyomán ma már mód nyílik a glaukonitok pontos, a földtan számára is informatív mineralógiai jellemzésére.

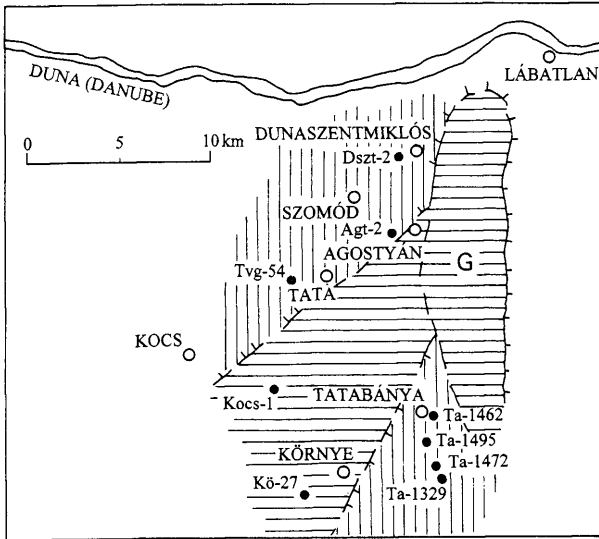
A szomódi Tűzkő-hegy kréta képződményeinek üledékföldtani, őslénytani, kőzettani és nehézásvány-vizsgálatai (CSÁSZÁR 1995; ÁRGYELÁN 1995; SZENTE I. szóbeli közlés) segítették a gercsei kréta ősföldrajzi rekonstrukcióját. Ugyanakkor a triász végi, kora-jura eseményekről, a tektonikai folyamatokról, a Tethys-Vardar-óceán fejlődéséről ma is csak vázlatos képünk van. A rétegsor kora-jura szakaszában zöld agyagok (e cikkben ezentúl: glaukonitos agyagok ill. glaukonitok) is képződtek. Jelen munkánk célja, hogy e glaukonitok korszerű ásványtani jellemzésével, továbbá a glaukonitos réteg vizsgálatával a pontosabb földtani rekonstrukciót segítsük.

Földtani környezet

A triász–kora-kréta folyamán a Dunántúli-középhegység, s benne a Gerecse hegység az Alp-Kárpát-Dinári rendszeren belül, a Keleti- és a Déli-Alpok között a Tethys-Vardar-óceán medencéjétől délre helyezkedett el (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985; HAAS 1987; HAAS & CSÁSZÁR 1987; CSONTOS 1997)

A triász végén a Tethys gyorsan süllyedő, széles selfjein árapályövhöz közeli környezetben nagy vastagságú sekélytengeri, karbonátos összetek rakódtak le. Ezen képződmények még a Dachsteini Mészkö ill. a Földolomit Formációba

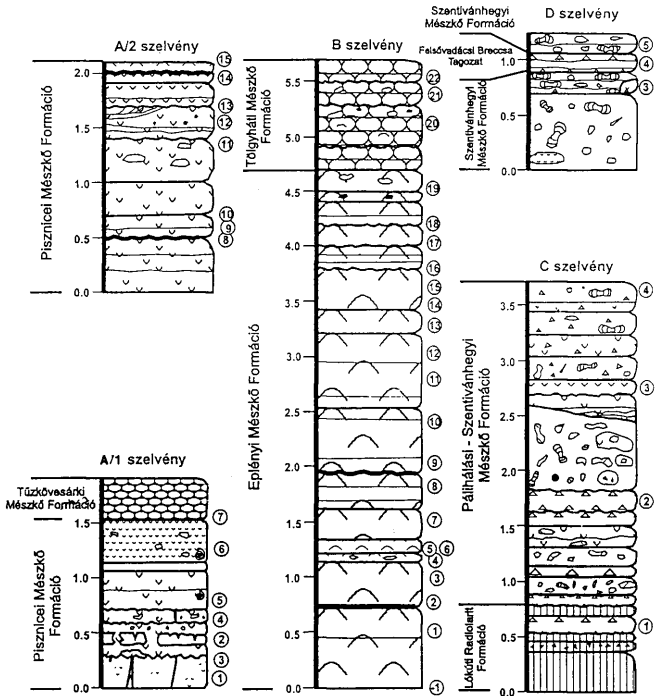
tartoznak (HAAS 1987). A kora-jurára jellemző lassú süllyedés néhány hátság kivételével egészen a késő-jura kompresszióig tartott. A tektonikai mozgások eredményeként a hettangi végén megindult a karbonátplatformok feldarabolódása, és egyes részeik lesüllyedtek (1. ábra).



1. ábra. A nyugat-gerecsei jura vázlatos térképe Császár (1995) után. Jelmagyarázat: G – Gorba-hátság; ○ – település; ● – mélyfúrás; függőlegesen vonalazott terület a folyamatos vagy a közel folyamatos jura rétegsor, vízszintesen vonalazott a hézagos jura rétegsor

Fig. 1 Sketch of the Jurassic of West Gerecse (after Császár, 1995). Legend: G – Gorba ridge, ○ – settlement, ● – borehole; vertical hatching area: continuous or quasi-continuous Jurassic sequences; horizontal hatching area: Jurassic sequences with hiatuses

A szomódi „A” jelű szelvények által feltárt, glaukonitos rétegsor (2. ábra) a hátság valamelyik alsó lépcsőjén halmozódhatott fel. A hátság központi blokkján a triászra üledékhézaggal települt az alsó-jura Pisznicei Mészke, vékony rétegben. Vetők mentén történő süllyedés és üledékfelhalmozódás váltogatták egymást. A sekély hátság lépcső megfelelő mélység, vízhőmérséklet és tengeráramlási viszonyok közé kerülésekor kezdődhetett meg a tengervízből a glaukonitos agyag kiválása és a Gorba-hátság (1. ábra) nyugati lépcsőjén való felhalmozódása. A glaukonitok keletkezését lehetővé tevő körülmények csak a



2. ábra. A szomódi Tűzkő-hegy szelvénye (Császár et al. jelen kötet)

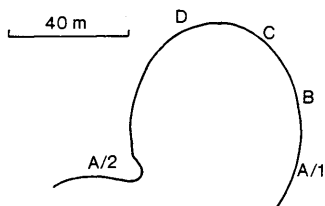
Fig. 2 Geological profile of the Tűzkő Hill, Szomód (Császár et al. this volume). Glaucony occurs in layer 3 of profile A/1 and in layers A/2 (see also Fig. 3)

plienbachira voltak jellemzőek, és viszonylag hamar megváltoztak: a toarciban a hasonló litológiájú kőzetekben már nem találjuk meg a zöld szemcséket.

A tűzkő-hegyi feltárásban (3. ábra) csak az A/1 és A/2 jelű szelvények (2. ábra) tartalmaznak glaukonitos agyagot. Az A/1-es szelvény alsó 1,5 métere és az A/2-es szelvény teljes egésze a Pisznicsei Mésző Formációba tartozó crinoideás mésző, szórványosan ammonitesekkel. A rétegsor alján a crinoideák még aprók, majd egyre erőteljesebb kifejlődésűek. Az A/1 szelvény 3-as rétege glaukonitos mésző. E rétegen belül, önálló betelepülésként, nem glaukonitos megjelenésű barnászöld agyag is megjelenik („2-es réteg”). A 3-as réteg folytatódik

a kőfejtő másik, nyugati oldalán (3. ábra) levő A/2-es szelvény kifejlődésében. Mivel az A/1-es szelvényben csak a 3-as rétegben található glaukonitok (a 4-es rétegben csak szórványosan fordulnak elő), ezért közettani szempontból e réteg vizsgálatával foglalkoztunk részletesen.

A szomódi rétegsorban a glaukonitok crinoidea törmelékekkel együtt jelennek meg. Joggal feltételezhetjük, hogy a crinoideák felhalmozódása az életterükként szolgáló, vagy a közvetlenül ez alatti hátságlépcsőn történt. Ez a környezet lehetett a glaukonitok képződési környezete is.



3. ábra. A tűzkő-hegyi feltárás vázlatos alaprajza (lásd a 2. ábrát is)

Fig. 3 Sketch of the Tűzkő Hill outcrop (see also Fig. 2)

Mintaelőkészítés

A felaprított mészkőmintákat 10%-os sósavban oldottuk, rendszeres, apránkénti utántöltéssel, amíg a pezsgés már nem volt észlelhető. Az oldás után visszamaradt anyagot először nedves, majd száraz szitálással választottuk el. A 0,5–0,25 mm-es, 0,25–0,125 mm-es és 0,125–0,063 mm-es frakciókat mágnesesen szeparáltuk először 0,8; később 1,0; majd 1,4 amperen, 26°-os horizontális és 16°-os vertikális dőlés mellett. Végül sztereomikroszkóp alatt túvel elválasztottuk az önálló glaukonitos szemcséket a még megmaradt karbonát- és nehézásvány-szemcséktől.

Morfológiai vizsgálatok

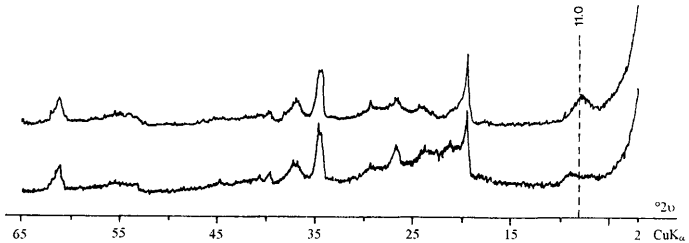
A glaukonitok színe sötét fűzöld. A szemcsék a mészkőben szórványosan fordulnak elő, ritkán 1–2 cm-es halmazokban dúsulnak. Csigák, kagylók, ammonites-embriók és ostracodák vázait töltötték ki. A 0,063–0,25 mm mérettartományban dúsuló kőbelek nehezen határozhatók, szűkebb rendszertani kategóriákba nem sorolhatók be (SZENTE I. szóbeli közlése). Az A/1-es szelvény (2. ábra) 3-as (glaukonitos) rétegében felfelé haladva a glaukonit egyre erősebben oxidált. Színe vékonycsiszolatban vörösbe hajlő. Ez az oxidáltság azonban az A/2-es szelvényben nem jelenik meg.

Röntgen pordiffrakciós vizsgálatok

Szerkezeti rendezettségük alapján a glaukonitokat három típusra osztjuk: (1) rendezett, (2) rendezetlen, (3) közberétegzett (BURST 1958; HOWER 1961). Ez a

megkülönböztetés a szerkezetet felépítő glaukonit – (nem duzzadó) és a szmektit – (duzzadó) rétegek arányán alapul. A rendezett glaukonitok kevesebb mint 10%, a rendezetlen 10–20%, a közberétegzett pedig 20–60% duzzadó réteget tartalmaznak. Ez utóbbiakban a glaukonit- és szmektitétegek teljesen véletlenszerűen helyezkednek el.

Röntgendiffrakciós felvételek készültek a szeparált glaukonitok megismerésére, valamint a 10%-os sósavban oldott, szitasoron átengedett minta 0,063 mm alatti frakciójának és a 2-es rétegnek (barnászöld agyag) a vizsgálatára.

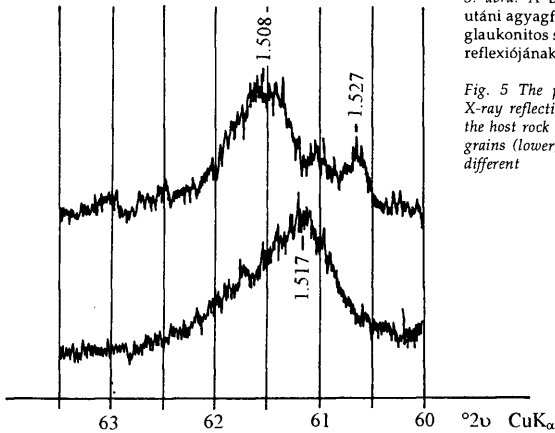


4. ábra. Glaukonitok orientált röntgendiffraktogramjai: kezeletlen (felső), etilén-glikollal kezelt (alsó)

Fig. 4 Oriented X-ray powder diffractogram of glauconitic grains: untreated (upper), glycolated (lower)

A rutin (szeparált, porított, orientálatlan minta), orientált (szuszpenzióból az alumínium mintatartóra ülepített minta) és orientált etilén-glikolos felvételek az ELTE Ásványtani Tanszékén készültek (Siemens D 500-as röntgendiffraktométer, Cu cső, grafitmonokromátor; a rutin felvételeknél 2°/perc goniométersebesség és 2 cm/perc papírsebesség, lassítottnál 1°/perc goniométersebesség és 1 cm/perc a papírsebesség). A rutin felvételek 11,0 Å-ös bázisreflexiója alapján a szeparált glaukonitos szemcsék enyhén közberétegzett TOT szerkezetű hidroszillámok. Az ülepítés és etilén-glikolos kezelés után a 11,0 Å-ös bázisreflexió 9,92 Å-re toldott és megjelent egy gyenge 12,90 Å-ös csúcs is, ami a szmektit-közberétegzettségére utal (4. ábra). Összehasonlítva különböző mértékben közberétegzett glaukonitokról készült röntgenfelvételekkel (BAILEY 1984) feltételezhető, hogy a szomodí glaukonit kb. 20–40% közberétegzett szmektitet tartalmaz. A 060 reflexió a lassított felvétel tanúsága szerint 1,517 Å-nél van (5. ábra). Ennek megfelelően az ásvány glaukonit ($d_{060} > 1,510$ Å), esetleg trioktaéderes illit (pl.: JCPDS 9-343), amelynek a 060 reflexiója 1,53 Å-ig felmehet. (Az AIPEA Nevezéktani Bizottság definíciója szerint a szeladonit 060 reflexió d-értéke kisebb, mint 1,510 Å (BAILEY 1980)). A glaukonit és a trioktaéderes illit elkülönítése kémiai elemzés alapján biztosan lehetséges.

A glaukonitok és a bezáró kőzet agyagfrakciója eltérőek (5. ábra). Ugyanakkor ez az agyagfrakció ásványtanilag megegyezik az A/1 szelvényben vékony agyagbetelepüléssel (barnászöld agyag: „2-es réteg”); mindkettő uralkodóan illitet és kevesebb diooktaéderes szmektitet tartalmaz (6. ábra).

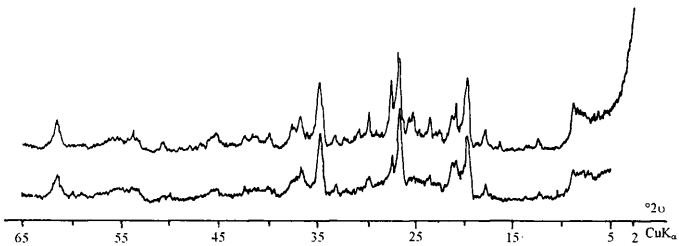


5. ábra. A bezáró kőzet oldás utáni agyagfrakciója (felső) és a glaukonitos szemcsék (alsó) 060 reflexiójának összehasonlítása

Fig. 5 The position of the 060 X-ray reflections: clay fraction of the host rock (upper); glauconitic grains (lower). The two clays are different

A glaukonitok kémiai összetétele

Az AIPEA Nevezéktani Bizottság definíciója (BAILEY 1980) a glaukonit kémiai összetételére vonatkozóan: „Fe-gazdag dioktaédes csillám tetraédes Al-mal (vagy Fe^{3+} -mal), mely rendszerint több, mint 0,2 atom a képletnyi mennyiségben; és oktaédes R^{3+} -mal, mely rendszerint több, mint 1,2 atom a képletnyi



6. ábra. A közbetelepült barnászöld agyagréteg (felső) és a glaukonitos mészkő agyagfrakciójának (alsó) röntgen pordiffraktogramja

Fig. 6 X-ray diffractogram of the interbedded brownish green clay – see layer 2 in profile A/1 in Fig. 2 (upper) and the clay fraction of the glaucony-bearing limestone – see layer 3 in profile A/1 in Fig. 2 (lower) The two clays are identical

mennyiségben.” A glaukonitok 2:1 szerkezetű rétegszilikátok, melyek TOT rétegösszleteit K^+ -ionok kötik össze. Az oktaéderez helyeket túlnyomó részben Fe^{3+} -ionok töltik be, de változatos kationhelyettesítések is létrejöhetnek. A szeladonittól az különbözteti meg, hogy annak tetraéderez rétegében az Al-helyettesítés kisebb, mint 0,2 atom a képletnyi mennyiségben. Az illit és a glaukonit szerkezete azonos, a határt a kétféle ásvány között az oktaéderez Fe^{3+}/Al arány szabja meg: ha ez nagyobb, mint 50%, akkor glaukonitról beszélünk.

A rétegek közötti K^+ -tartalom fordítottan arányos a duzzadó rétegek mennyiségével: minél jobban közberétegzett a glaukonit, annál kevesebb K^+ -iont tartalmaz. A tetraéderez pozíciók Si/Al aránya nem mutat összefüggést a duzzadó rétegek mennyiségével.

A szomódi glaukonitok főelemösszetételének meghatározása Li-metaborátos feltárás és ICP-AES módszer felhasználásával, JY-70 típusú szimultán frekvens ICP spektrométerrel készült a MÁFI laboratóriumában. A mintákat BARTHA & BERTALAN (1997) módszere alapján készítettük elő a vegyelemzésre.

A Fe^{2+} és Fe^{3+} ionok mennyiségét mind nedveskémia elemzéssel, mind az összes vas ismeretében Mössbauer spektroszkópiával meghatároztuk. A két adat jó egyezést mutatott.

A szomódi glaukonitok kémiai összetételét az I. táblázat mutatja.

A szomódi szeperált glaukonitos szemcsék főelemösszetétele. Elemző: BARTHA András, MÁFI

Chemical composition of the Szomód glaucony. Anal.: András BARTHA, MÁFI

I. táblázat – Table 1

	wt%		wt%	at./22 O
SiO ₂	46,32	Si	21,63	7,07
TiO ₂	0,17	Ti	0,10	0,02
Al ₂ O ₃	12,62	Al	6,68	2,27
Fe ₂ O ₃ *	11,53	Fe ³⁺ *	8,06	1,33
FeO*	0,92	Fe ²⁺ *	0,71	0,12
MnO	0,01	Mn	0,01	0,00
MgO	5,52	Mg	3,33	1,25
CaO**	2,10	Ca*	1,50	0,34
Na ₂ O	0,37	Na	0,27	0,11
K ₂ O	6,19	K	5,14	1,21
összeg	85,76	összeg	47,44	
oxigén		oxigén	38,32	22,00

Jelmagyarázat: wt%: tömegszázalék, at./22 O: a glaukonit izzítás utáni képletében szereplő 22 oxigénre normált atomarány, *: a Fe^{2+} ill. Fe^{3+} arány a nedveskémiai és a Mössbauer-vizsgálatok alapján számolva, **: A minta CaCO₃ tartalmának levonása után maradó Ca

Legend: at./22 O: atomic proportion normalized to 22 O; *: iron valence state ratio measured by wet chemical and Mössbauer analysis; **: after deduction of Ca belonging to calcite; összeg: sum

A szomódi glaukonitos agyag tetraédes, oktaédes és rétegekzi kristálykémiai pozícióiban található kationok száma képletnyi mennyiségre számolva, továbbá az oktaédes pozíció betöltöttsége kationok szerint

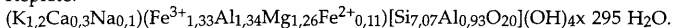
Cation distribution in the different crystallochemical positions of the Szomód glauconite.

II. táblázat – Table II

	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Na	K	Ca	összes kation/ total cation number	összes töltés/ total charge
tetraédes/ tetra- hedral	7,07	0,93	0						8,000	31,07
oktaédes/ octa- hedral		1,34	1,33	0,11	1,26				4,04	10,75
rétegekzi/ interlayer						0,108	1,203	0,343	1,66	2,003
oktaédes részese- dés/ share in the oc- tahedral position		0,22	0,22	0,02	0,21					

Az elemzési eredmények kristálykémiai értelmezése (II. táblázat) alapján megállapítható, hogy a tetraédes pozícióban jelentős az Al-helyettesítés ezért mintánk nem szeladonit. Az oktaédes rétegben közel azonos arányban jelenik meg a Fe³⁺, az Al és a Mg, a Fe³⁺ és az Al enyhe dominanciájával. Mindezek és a domináns rétegekzi K alapján a zöld hidrocillám formális rendszertani besorolása: nagy magnézium- és alumíniumtartalmú közberétegzett glaukonit.

Képlete:



A hidrocillámokon belüli folyamatos Fe³⁺ – Al helyettesítés (glaukonit – illit átmenet) ismert a szakirodalomból (IRELAND et al. 1983). A szomódi mintánál tapasztalt jelentős Mg-helyettesítés azonban az általuk vizsgált minták egyikében sem volt megfigyelhető.

A glaukonitok és a befogadó környezet ritkaföldfém-összetétele

A glaukonitok keletkezésére két elmélet létezik: más rétegszilikátokból alakulnak át (transzformációs glaukonit), ill. teljesen újonnan kristályosodnak ki (neoformációs glaukonit). A transzform glaukonit képződéséhez három feltétel meglétére van szükség: (1) előzőleg lebomlott, elsősorban TOT-szerkezetű, duzzadó rétegszilikát, (2) elegendő mennyiségű Fe és K, (3) lokálisan redukzív környezet. A pelletekben, ill. lágytestekben lévő szervesanyag bomlása lokálisan biztosítani tudja a megfelelő redoxpotenciált a glaukonit képződéséhez. A Fe a szilikátváz oktaédes rétegeibe diffundál, amit a K-ionok belépése követ a rétegekzi helyekre. Kezdetben közberétegzett glaukonit keletkezik, majd a növekvő Fe- és K-tartalommal rendezetlen, végül, ha elegendő idő van rá, rendezett glaukonitá válik. Ez változó sebességű folyamat, mely a feltételek vál-

tozása esetén bárhol megrekedhet. A rendezettség változásával csak a K-tartalom van összefüggésben.

Az elmúlt évtizedben uralkodóvá vált neoformációs elmélet szerint nincs szükség meglévő rétegszilikátvázra, a glaukonit közvetlenül a tengervíz és a fenékküledék kölcsönhatásával bármely szubsztrátumon kristályosodhat, először mint Fe-gazdag szmektitszerű rétegszilikát, ami később, de még ugyanabban a folyamatban, rendezettebb szerkezetűvé válhat. Ha elegendő K áll rendelkezésre, rendezett glaukonit viszonylag gyorsan tud képződni. (BAILEY 1984)

A ritkaföldfém-vizsgálatra azért volt szükség, hogy – megvizsgálva és összehasonlítva a kőzet és a benne lévő glaukonit ritkaföldfém-tartalmát – információt nyerjünk a glaukonit genetikájáról. Bizonyítékot kerestünk arra, hogy a glaukonit helyben, a kőzettel egyidőben keletkezett-e, vagy áthalmozott, továbbá, hogy van-e olyan nyom, amely a glaukonit transzform keletkezésére utalna.

Vizsgáltuk továbbá, hogy a nemzetközi gyakorlatnak megfelelő enyhe savazásos glaukonit szeparálás mennyire befolyásolja a glaukonit ritkaföldfém-tartalmát.

A vizsgálatok LA-ICP-MS készüléken (Surrey Design Research Instrument) történtek (lézer: CETAC LSX-100 UV laser ablation system; lézer üzemmód: Q-switch; lézer energia szint: 6; ismétlési gyakoriság: 8 Hz; mérési mód: raszter, Y=20 lépés; mérési idő: 30 sec; kalibráló standard: NIST 612 üveg), elemző: dr. Bertalan Éva. A 7. ábra mutatja az egyes minták átlagos RFF-tartalmát.

A befogadó mészkő különböző pontokon mért ritkaföldfém eloszlásai egymáshoz igen közel esnek, így jellemzőek a kőzetre. A mészkő könnyű ritkaföldfémekben dúsul. A kondritra normált görbéken jellemző a negatív cérium- és negatív európiumanómália. E tulajdonságok alapján a minták hasonlóak az Erdélyi-medence ÉNy-i részéből származó glaukonitokhoz (POP & WEISZBURG 1998). Az összes ritkaföldfém-tartalom (a hat mérés átlagában) 351 ppm.

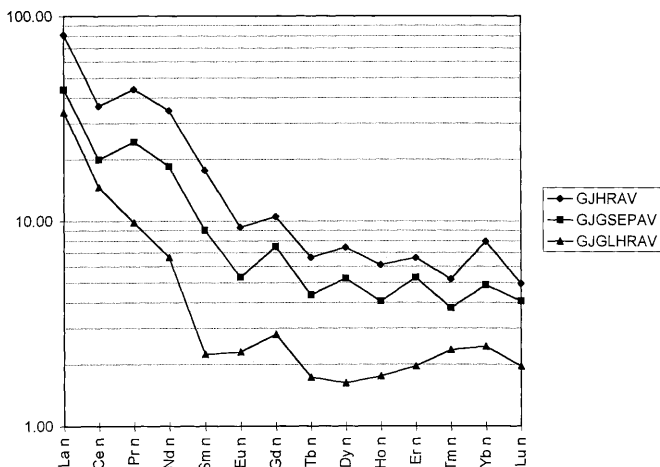
A szeparált glaukonit ritkaföldfém eloszlása nagymértékben hasonlít a befogadó kőzethez. Szintén negatív cérium és negatív európiumanómália tapasztalható. A glaukonit összes RFF-tartalma alacsonyabb, mint a kőzeté (5 mérés átlagából 201 ppm).

Az ugyanezen frakcióról hagyományos ICP-MS technikával (BARTHA et al. 1996) készült kontrollmérés igen nagy hasonlóságot mutat. A kontrollmérés La és Ce értékei – a használt feltárószer nyomelemtartalma miatt alkalmazott korrekció bizonytalansága miatt – közvetlen összehasonlításra azonban nem használhatók fel.

Jól látható (7. ábra), hogy a mészkőben levő, szeparálatlan glaukonit RFF-eloszlása hasonló a szeparált glaukonit és a mészkő RFF-spektrumaihoz.

A mészkőben levő glaukonit összes RFF-tartalma kevesebb, mint a mészkőé (6 elemzés átlagából 121 ppm), és kevesebb mint a szeparált glaukonité, így sem a mészkőből származó kontaminációval, sem a savazásnál esetlegesen fellépő RFF-kioldódással nem kell számolnunk.

Megállapítható tehát, hogy a glaukonit és a kőzet RFF-eloszlásai hasonlóak, amiből azonos hatásra, együtt képződésre következtethetünk. Nincs nyoma, hogy a glaukonit bármilyen prekursor ásvány RFF-eloszlását őrizné, ami szintén a neoform eredetet támasztja alá. Nem találtunk utalást arra, hogy az al-



7. ábra. A vizsgált mintatípusok átlagos ritkaföldfém-tartalma (kondritra normálva). Jelmagyarázat: GJHRAV – befogadó mészkő; GJGSEPAV – szeparált glaukonitos szemcsék; GJGLHRAV – mészkőben lévő (szeparálatlan) glaukonit

Fig. 7 Chondrite normalized average REE content of the three different sample types. Legend: GJHRAV – host rock; GJGSEPAV – separated glauconitic grains; GJGLHRAV – glauconitic grains in the host rock

kalmazott standard szeparálási eljárás meghamisítaná a ritkaföldfém-értékeket a glaukonit esetében.

Mössbauer-spektroszkópiai vizsgálatok

A Mössbauer-spektroszkópiai módszert választottuk, hogy megismerjük a Fe^{2+} és Fe^{3+} mennyiségét a különböző kristálykémiai környezetekben. A mérés megadta a glaukonit $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ arányát, vizsgáltuk továbbá a tetraédes, oktaédes pozíciók betöltöttségét, utóbbiakban a cisz- és transz-helyzetű Fe^{2+} , Fe^{3+} ionokat.

A mennyiségi elemzés azt mutatja, hogy az összes vasból mintegy 92% a Fe^{3+} , és 8% a Fe^{2+} mennyisége. Tetraédes vas jelenlétére utaló nyomot nem találtunk. A kvadrupólusfelhasadás eloszlásgörbéjének vizsgálatából (KLENCÁR et al. 1996) kiderült, hogy az oktaédes Fe^{3+} két környezete közül a ciszpozíciók dominálnak (WEISZBURG et al. 1996). A Fe^{2+} viszont közel azonos eloszlásban van a cisz-, és a transz-pozíciós helyeken.

A szomódi glaukonitok genetikája

Az elvégzett vizsgálatok alapján képet kaphatunk a glaukonitok képződési körülményeiről. A morfológiai és vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján a képződés több szakasza is elkülöníthető. Kezdetben megvoltak a glaukonit képződésének feltételei. A bomló lágytestek teremtették meg a lokális redukzív környezetet az amúgy oxidatív viszonyok között, ezért az ásvány kőbélként jelenik meg. Később megszűnt a lokálisan redukzív környezet, így nemcsak a glaukonitok képződése fejeződött be, hanem a már meglévő glaukonitok is oxidálódtak. Ez jellemzően a glaukonitos réteg felső részén jelenik meg, horizontális elterjedésben, tehát nem későbbi oldatok áramlása okozta az oxidációt. A Mössbauer-spektroszkópia is alátámasztja azt a megfigyelést, hogy a réteg alsó részén a glaukonitok nem oxidáltak, mert mutatja, hogy a Fe^{3+} még szilikátos és nem oxidos fázisban van jelen. A Fe^{3+} nagy mennyisége önmagában nem utal oxidáltságra, hiszen a glaukonit definíció szerint 1,2 atomnál több Fe^{3+} -t tartalmaz a képletnyi mennyiségben (BAILEY 1980).

A röntgen pordiffrakciós vizsgálatokból megállapítható, hogy az ásvány 20-40% közberétegzett szmektitet tartalmaz, tehát a fejlődési sornak csak a második szakaszáig jutott el: a glaukonit közberétegzett. Ez arra utal, hogy nem volt elegendő idő a képződésére; vagy viszonylag hamar betemetődött, vagy a már az előbb említett oxidatív körülmények jelentek meg hamar, ami véget vetett a glaukonit fejlődésének.

A ritkaföldfém-spektrumokból megállapítható, hogy a glaukonit és a kőzet azonos hatásra, együtt képződtek. Nincs prekursor ásványra utaló RFF-nyom, ami a kőbélkénti megjelenés mellett szintén a neoformációs eredetet támasztja alá.

Összefoglalás

A szomódi Tűzkő-hegy feltárásában megjelenő zöld, a földtani leírásokban glaukonitként szereplő agyagásvány ásványtani vizsgálatából és közvetlen környezetének feldolgozásából a következő eredményeket kaptuk:

1. Az ásvány csigák, ammonitesek, kagylók, ostracodák vázát tölti ki.
2. A glaukonitos szemcséket vastartalmú hidrocillám alkotja. Ennek tetraédres pozícióiban jelentős Al-helyettesítés van, míg Fe^{3+} -helyettesítés nem mutatható ki. Az oktaédres rétegben csaknem azonos mértékben van jelen Fe^{3+} , Al és Mg, a Fe^{3+} és az Al nagyon enyhe dominanciájával. Ennek alapján az ásvány formális rendszertani besorolása: nagy magnézium- és alumíniumtartalmú közberétegzett glaukonit.
3. A hidrocillám kb. 20–40% mennyiségben közberétegzett szmektitet tartalmaz.
4. A vékonycsiszolatos vizsgálatok azt mutatják, hogy a glaukonitot tartalmazó réteg alsó része nem oxidálódott, míg felső része erős oxidatív hatásnak volt kitéve. A réteg alsó részéből származó minta Mössbauer-spektroszkópiái vizsgálata is igazolta itt az oxidáció elmaradását.

5. A ritkaföldfém-vizsgálatok azt mutatják, hogy a szomódi glaukonitok neoform eredetűek (prekurzor ásvány nyomát nem találtuk), és együtt képződtek a befogadó mészkővel (nem más, idősebb rétegekből áthalmozottak).

6. A szomódi glaukonitok kora tehát megegyezik a Pisznicei Mészkő Formációba tartozó befogadó kőzet kora-jura korával.

7. Az a körülmény, hogy a glaukonitok közberétegzettek, tehát a BAILEY (1984) féle „rendezetlen agyagásvány – közberétegzett glaukonit – rendezetlen glaukonit – rendezett glaukonit” fejlődési sornak csak a második szakaszába jutottak el, arra utal, hogy nem volt elegendő idő a képződésükre. Ez vagy azt jelenti, hogy viszonylag hamar betemetődtek, vagy a vázakat kitöltő lágytestek bomlása által létrejött lokális reduktív környezet sem tudta kompenzálni a tengervízben később kialakuló, erősebben oxidatív körülményeket. Ennek hatására a glaukonit képződése e fázisban befejeződött.

8. Metodikai szempontból kiemelhető, hogy a glaukonitok (nemzetközileg elfogadott savazásos) szeparálása esetünkben nem hamisította meg az ásvány RFF-spektrumát.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondunk dr. CSÁSZÁR Gézának és dr. ÁRGYELÁN Gizellának a probléma felvetéséért és a hasznos földtani információkért, dr. BARTHA Andrásnak és dr. BERTALAN Évának a kémiai elemzésekért, dr. NAGY Sándornak és dr. KLENCsÁR Zoltánnak a Mössbauer-spektroszkópiai vizsgálatokért, dr. Dana POPNAK a szeparálásban és a terepi munkában nyújtott segítségével. Köszönettel tartozunk továbbá a következő személyeknek, akik hasznos tanácsaikkal, munkájukkal segítettek dolgozatunk elkészültét: SZENTE István, dr. SZAKÁLL Sándor, dr. MINDSZENTY Andrea, dr. KÁZMÉR Miklós, PAZONYI Piroska, KISS Henriett, VELLAI Zoltán, BAROSNÉ SZŐNYI Angéla, RUDNYÁNSZKY Lívia, LANTOS Zoltán és az ELTE Ásványtani Tanszék dolgozói. Külön köszönet illeti két lektorunkat, dr. VICZIÁN Istvánt és dr. CSÁSZÁR Gézákat, akiknek észrevételei sokat javítottak cikkünkön. A jelen munka létrejöttét részben az MKM FKFP 0111/1997 számú kutatási pályázatának és az OTKA T25873 számú programjának támogatása tette lehetővé.

Irodalom – References

- ÁRGYELÁN G. 1995: A gereszei kréta törmelékes képződmények petrográfiai és petrológiai vizsgálata. – *Általános Földtani Szemle* 27, 59–83.
- BAILEY, S. W. 1980: Summary and recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. – *Clays and Clay Minerals* 28, 1, 73–78.
- BAILEY, S.W. 1984: Micas. *Reviews in mineralogy* 13, 550–569. Mineralogical Society of America.
- BARTHA, A., BERTALAN, É. 1997: Determination of the rare earth elements of rock samples by ICP-MS using different sample decomposition methods. – *Acta Mineralogica – Petrographica Szeged* 38, 131–150.

- BARTHA, A., BERTALAN, É., WEISZBURG, T. G. 1996: Determination of the rare earth and some other trace elements in rock samples by ICP-MS using different sample decomposition methods. Euroanalysis IX, Bologna. Abstracts Tu P44.
- BURST, J.F. 1958: Mineral heterogeneity in glauconite pellets. – *American Mineralogist* 43/5–6, 481–497.
- CSÁSZÁR G. 1995: A gerecsei és a Vértes-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. – *Általános Földtani Szemle* 27, 133–152.
- CSONTOS, L. 1997: A Kárpát-pannon térség nagyszerkezete. Térségünk takarós egységei. – In: KARÁTSÓN D.: Magyarország földje. *Pannon Enciklopédia*, 50–55., Kertek 2000 Könyvkiadó, Budapest.
- HAAS, J. 1987: Position of the Transdanubian Central Range structural unit in the Alpine evolution phase. – *Acta Geologica Hungarica* 30/3–4, 243–256.
- HAAS, J., CSÁSZÁR, G. 1987: Cretaceous in Hungary: Palaeogeographic implications. – *Rendiconti della Società Geologica Italiana* 9, 203–208.
- HAAS J. 1987: Felső triász szelvények korrelációja a lofer-ciklusok alapján (Gerecse hegység). – *Földtani Közlöny* 117, 375–383.
- HOWER, J. 1961: Some factors concerning the nature and origin of glauconite. – *American Mineralogist* 46/3–4, 313–334.
- IRELAND, B. J., CURTIS, C. D., WHITEMAN, J. A. 1983: Compositional stability and origins. – *Sedimentology* 30, 769–786.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian-Paleogene palaeogeography along the Eastern part of the Periadriatic Lineament: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. – *Acta Geologica Hungarica* 28, 6–82.
- KLENCSÁR, Z., WEISZBURG, T., KUZMANN, E., NAGY, S., POP, D. 1996: Application of quadrupole splitting distribution for the understanding of crystal chemistry of complex mineral structures by using the Mosswin software package. – *M&M* 3, Budapest, *Acta Mineralogica – Petrographica Szeged* 37, Suppl. 63.
- POP, D., WEISZBURG, T. 1998: REE fractionation trends in some Transylvanian glauconies. – *Canadian Journal of Soil Science* (in press).
- WEISZBURG, T., POP, D., KUZMANN, E., NAGY, S., KLENCSÁR, Z. 1996: Contribution to the crystal chemistry of glauconites. – *Anuarul Institutului Geologic al României*, Bucuresti 69. Suppl. & 1, 208–211.

A kézirat beérkezett: 1997. 09. 22.

Liász töréses szerkezetek a Nyugati-Gerecsében

Liassic brittle structures in the Gerecse

FODOR László¹ – LANTOS Zoltán¹

(7 ábra)

Abstract

Liassic sequences of the Gerecse Mts., Hungary have been deposited on a dissected paleomorphology. Elevated submarine highs and subsided plateaus are characterised by thin, strongly reduced sequences while basins contain more complete (and often thicker) sedimentary piles. The largest plateau occurs in the Western Gerecse and is called Gorba High (Fig. 1). Its eastern margin runs N-S along the Malom valley, where we carried out structural measurements in order to determine the fault geometry of the supposed basin margin.

At the eastern slope of the Alsó-Látó Hill, in the Gyökér ravine, we found non-reactivated Liassic faults (Fig. 3). Their footwall is marked by a thin (2 m) Liassic (?) wackestone covered directly by Malmian, while the hangingwall contains a thick Sinemurian Hierlatz limestone series. The fault plane is visible and dips to the west. In the original Liassic position the faults were steeply west dipping, and the hangingwall situated on their western side. The west-dipping faults do not constitute the eastern wall of a Liassic dike (Fig. 5). Geometrically similar west-facing faults were found at other locations (Nyerges Hill, Bucsina Valley, Figs. 1, 2, 4), although the Liassic epoch cannot be unambiguously proved.

Some sedimentary dykes were originally east facing but were tilted to a west-dipping position during the Cretaceous-Tertiary deformation. Using this analogy, it is possible that some of the map-scale N-S strike-slip faults originated as east-dipping Jurassic faults and were tilted later to present a west-dipping position (Fig. 2, 6). However, at present, only the Cretaceous and/or Tertiary motion can be demonstrated. More detailed sedimentological or paleontological observations would be needed to demonstrate Liassic activity of these supposed, east-dipping faults.

In a more general framework, structural observations can be fitted to two models. The Jurassic half-grabens could be bounded by east facing normal or strike-slip faults (Figs. 7a, b). In that scenario, the observed west-dipping fractures would represent only local features within a wider fault zone (Fig. 7c). However, the west-dipping faults would better support the existence of east-tilted half grabens (Fig. 7d).

Manuscript received: 05. 06. 1998

Összefoglalás

A gerecsei liász rétegsorok kiemelt hátakon, lesüllyedt platókon és mélyebb medencékben rakódtak le. A jura során végig fontos szerepet játszó Gorba-hát keleti pereme a Malom-völgyben húzódik. Ezen hát peremvetőjének vizsgálata és a medence-geometria tisztázása céljából Tardostól

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest, 1088, Múzeum krt. 4/a. fodorl@iris.geobio.elte.hu, lanti@iris.geobio.elte.hu

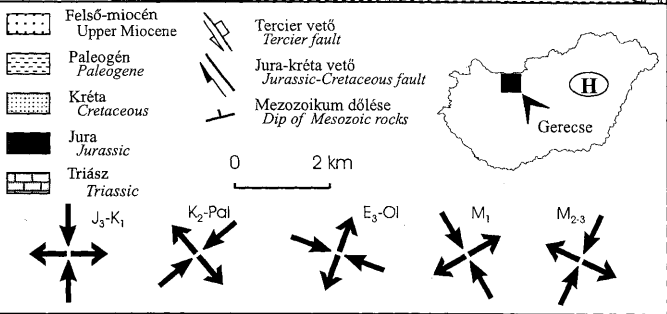
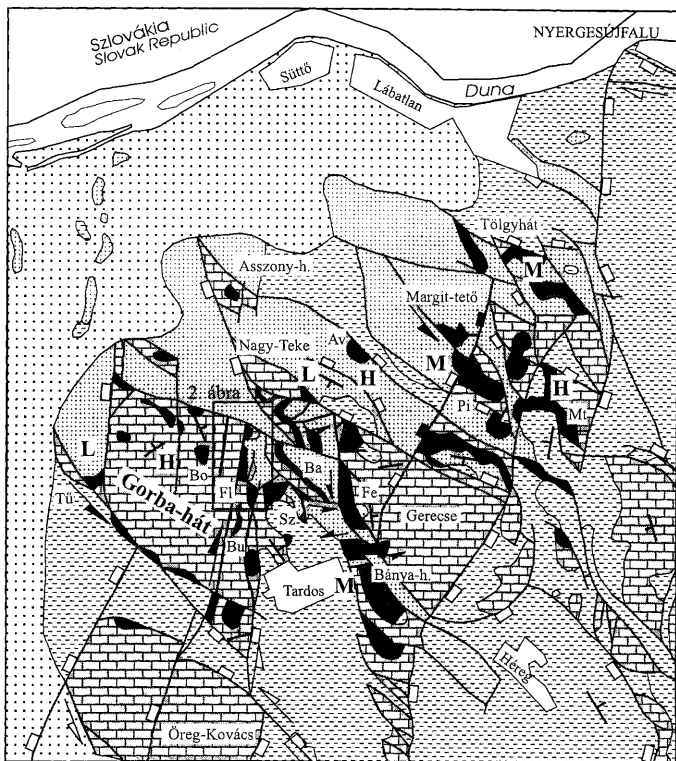
északra, a Nyerges- és Látó-hegyek oldalában szerkezetföldtani megfigyeléseket végeztünk. Ezek alapján liász szerkezeti elemeket (vetőket és teléreket) sikerült azonosítani. A szerkezeti elemek az esetek egy részében nem szenvedtek reaktivációt, csak egy későbbi fázisban kelet felé kibillentek. A törések liász helyzetét a billentés kompenzálásával helyreállítottuk. A törések néhány esetben bizonyíthatóan, míg más esetekben valószínűleg meredeken nyugat felé dőlő normálvető vagy eltolódások voltak, melyek levetett szárnya nyugat felé esett. Ezen szerkezeti megfigyeléseket a gerescei jura medencére kiterjesztve lehetségesnek tűnik, hogy a liász részmedencék kelet felé dőlő félárkok voltak. A Malom-völgyben és keleti környezetében megjelenő átmeneti rétegsorok a kelet felé dőlő félárkok lejtőjén ülepedhettek le. Egykor függőleges vagy meredeken kelet felé dőlő, nem reaktivált törések csak kisebb telérek formájában jelennek meg a vizsgált területen. Ugyanakkor szerkezetföldtanilag lehetséges, hogy jelentősebb elvetésű, a jurában keleti dőlésű normálvető vagy eltolódások a krétában és/vagy terciérben nyugati dőlésűvé billentek és reaktiválódtak, így ma liász aktivitásuk nehezen felismerhető. Ezen lehetőség a korábbi medence-geometria modellel lenne összhangban, amely a Malom-völgyben a Gorba-hát keleti fővetőjét (lépcsős vetőzónáját) gyanította. A két modell között további részletes, kombinált rétegtani, üledékföldtani, őslénytani vizsgálatok és szerkezeti mérések dönthetnek.

Bevezetés

A gerescei jura sorozat és ezen belül a liász eltérő kifejlődésű rétegsorokkal jellemzett, amelyet már a korábbi kutatók is felismertek (VIGH Gy. 1935; VIGH G. 1943, 1961a, b; KONDA 1987; CRONAN et al. 1991; FÓZY 1993; REZESSY 1997). A kiemelt helyzetű, tengeralatti hátakon vagy mélyebbre süllyedt platókon a jura rétegsor általában vékony és több emelet, gyakran a teljes dogger képződményei hiányoznak. VIGH Gy. (1935), VIGH G. (1943, 1961a) és CSÁSZÁR et al. (in press) munkái alapján ilyenek a Gorba, Hosszúvontató, Bors-hegy, Felső-Látó, Nagy-Teke és Asszony-hegy térsége. Ezt a kiemelt morfológiai hátat CSÁSZÁR (1995) a kréta ősföldrajzban betöltött szerepe miatt Gorba-hátnak nevezte el (1. ábra). KÁZMÉR (1998) malm brachiopodák alapján kiemelt helyzetűnek tekinti az alsóvadácsi (pap-rét-árki) szelvény környezetét és talán ilyenek lehetnek a Keleti-Geresce egyes szelvényei is (VIGH Gy. 1935). A medencékben vastagabb és teljesebb, de még mindig kondenzált jellegű rétegsorok rakódtak le, egyik jellemző képződményük a tűzkő és a gumós ammoniteses mészkő lehet. Ezen képződmények többek között a Pisznicé, a Kis- és Nagy-Gerescén, a tardosi Bánya-hegyen fordulnak elő (1. ábra). A két terület között lejtők húzódhattak, melyek rétegei áthalmozási bélyegeket mutatnak (szomódi Tűzkő-

1. ábra. → A Gerecse központi és nyugati részének földtani térképe (BUDAI T., CSÁSZÁR G., FODOR L. nem publikált munkái, és BALLA & DUDKO 1989 alapján). A jura rétegsorok egykori medencebeli helyzetét H, M, és L jelzi, úgy mint hát (vagy kiemeltebb plató), medence, lejtő. Av: Alsóvadács; Ba: Bagoly-hegy; Bo: Bors-hegy; Bu: Bucšina-völgy; Fe: Fekete-hegy; Fl: Felső-Látó; Mt: Maróti-kő; Pi: Pisznicé; Sz: Szel-hegy; Tű: Tűzköves-hegy. Az alsó nyílak a főfeszültség-tengelyek fejlődését mutatják BADA (1994), BADA et al. (1996) és FODOR et al. (1994) munkái alapján

Fig. 1 Geological map of the central and western Gerecse (unpublished map after BUDAI, T., CSÁSZÁR, G., FODOR and BALLA & DUDKO 1989). The paleotopographic position of the Jurassic sequence is indicated by letters H, M, L: elevated or subsided plateau; basin; slope, respectively. Av: Alsóvadács; Ba: Bagoly Hill; Bo: Bors Hill; Bu: Bucšina Valley; Fe: Fekete Hill; Fl: Felső-Látó; Mt: Maróti-kő; Pi: Pisznicé; Sz: Szel Hill; Tű: Tűzköves Hill. The evolution of the main stress axes is indicated by arrows (bottom) after BADA (1994), BADA et al. (1996) and FODOR et al. (1994). Box shows the location of Fig. 2.



ves-hegy: CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994; Vöröshídi-kőfejtő: KONDA 1987; Nagy-Teke déli csúcsa: LANTOS 1997). Ezen egyedi jellegeket mutató liász-dogger képződmények vastagsága helyenként jelentős is lehet (CSÁSZÁR et al. in press).

A hasonló ősföldrajzi képet mutató Bakonyban az eltérő rétegsorok között liász vetődéseket tételeztek fel (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972; GALÁ CZ 1988; VÖRÖS 1989; DULAI 1993). E modell került adaptálásra a Gerecsében is (LANTOS 1997). A törések létét az üledékes telérek jelenléte is alátámasztotta (HOFMANN 1884; JORDÁN et al. 1992; KERCSMÁR et al. 1992; LANTOS 1995). Az 1992–95 közötti egyetemi nyári térképező munka, majd a szakdolgozatok és a közben párhuzamosan folyt MÁFI térképezés az eddigieknél pontosabb földtani térképet szolgáltatott. Így megjelölhetők azok a törések, amelyek már a liászban is létezhettek. LANTOS (1995, 1997) részletes szedimentológiai vizsgálatokkal valószínűsítette, hogy mely, ma már reaktivált állapotú törészónák mozogtak a liászban is.

Bár a potenciális liász törészónák eléggé pontosan kijelölhetők, a jura mozgás bizonyítékait a későbbi, kréta és terciér mozgások elfedik. Mezőmértű (néhány méter elvetésű), később nem reaktivált vetődéseket nem sikerült dokumentálni. Jelen tanulmány ezt a hiányt pótolja. A vizsgált terület talán a legélesebb fáci-
esváltás zónájában, a Gorba-hát keleti peremén, a Malom-völgy keleti oldalán húzódik (1, 2. ábra). JORDÁN et al. (1992) és LANTOS (1997) az Alsó-Látó-hegy keleti oldalában változatos jura–alsó-kréta rétegsort írt le. Az 1997-es földtani társulati terepbejáráson további megfigyeléseket tettünk, amelyek alapján a két-féle liász rétegsor között szinszediment vetődést állapítottunk meg. A vetők jelentősége, hogy később nem reaktiválódtak, csak passzívan billentődtek. Hasonló kibillentett vetőket a Nyerges-hegyen és a Felső-Látó-hegyen is azonosítottunk, bár itt a liász kort nem tudjuk egyértelműen bizonyítani. A kréta és/vagy terciér billentés visszaállítás után a vetők eredeti liász térbeli helyzete rekonstruálható, így az alkalmazható a liász medence-alak megközelítéséhez.

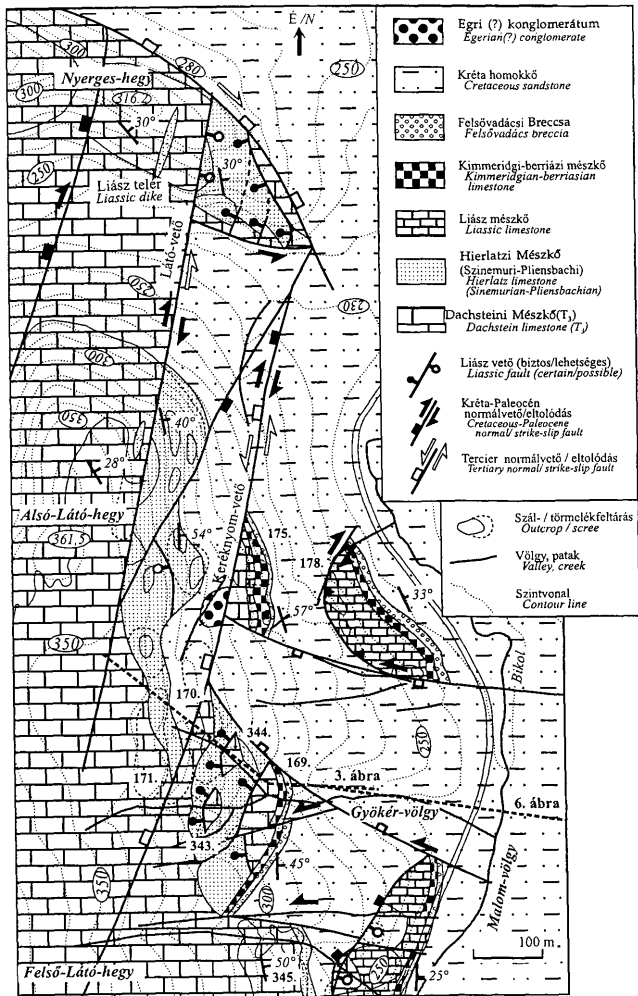
Szerkezetföldtani megfigyelések

Liász utáni szerkezeti elemek

Az Alsó-Látó-hegy keleti oldalának fő poszt-üledékes szerkezeti elemei az É–D-i és KDK–NYÉNY-i csapású törések, melyek közül az előbbieket függőlegesek vagy meredeken nyugat felé dőlnek (2. ábra). Az adott területen a vetőkre pontos kinematikai jelzők nincsenek, de 2 km-re keletre, a Bagoly-völgyi kőfejtőkben ÉK–DNY-

2. ábra. → A Malom-völgy nyugati oldalának fedetlen földtani térképe a Nyerges-hegy és a Felső-Látó-hegy között. A feltárások között a felszínen lösz vagy lejtőtörlemék van

Fig. 2 Geological map of the western side of the Malom valley between the Nyerges Hill and the Felső-Látó Hill (without Quaternary). Note the non-reactivated, west-dipping Liassic faults, and their parallelism with Cretaceous–Tertiary strike-slip faults. These latter could be reactivated Liassic faults, but sedimentological or paleontological proves are still insufficient. The area without outcrop or scree is covered by loess



i kompressziót azonosítottunk. E feszültségtérben az É-D-i vetők jobbos, a K-NY-iak balos kinematikájúak voltak (BADA et al. 1996). A malom-völgyi É-D-i vetők jobbos eltolódásos jellegére utalhat a csapásváltozás is, hiszen míg a Nyerges- és Látó-hegyeken a triász ÉK-i dőlésű, addig a hegyek keleti oldalán keleti dőlés mérhető. A csapásváltozás eltolódás menti elvonszolódásnak értelmezhető. A "szekérút bevágásában" (2. ábra, 175. pont) két kisebb K-NY-i balos vetőt mértünk, amely szintén ezen kinematikai rendszerhez tartozik. Ilyen irányú, térképezhető eltolódásokat a Szél-hegyen is kimutattunk (1. ábra). Ugyancsak e kinematikai rendszerhez tartozik a Gyökér-völgytől északkeletre levő jura rendszer egy ívelt vető mentén a krétára tolódott (178. pont). Mindezen deformáció a kréta homokkő utáni, de pontos kora nem ismert. BADA (1994) és FODOR et al. (1994) késő-kréta-paleocén korúnak tartotta az ilyen töréseket és feszültségtérteret.

Fontos szerkezeti jelleg a billentés maga. Nem világos azonban, mely szerkezeti elemek mentén történt ez, bár a Bors- és Nyerges-hegyen úgy tűnik, hogy É-D-i vetők felelősek a billentésért. Nem egyértelmű a billentést kiváltó deformáció feszültségtere és annak kora sem. A Dunántúli-középhegység egészére született geodinamikai értelmezés (TARI 1995), a kora-kréta üledékképződés alapján rekonstruált vetőminta (FOGARASI 1995), valamint BADA et al. (1996) mérései alapján egyaránt számolhatunk É-D-i kompresszióval vagy ÉK-DNY-i tenzióval. Az előbbi kora-kréta korúnak tűnik, míg utóbbi fiatalabb, koratercier. Az is lehetséges, hogy a billentés az előbb leírt jobbos eltolódás előtt, de ugyanazon feszültségtér hatására keletkezett. A deformáció korát a Szél-hegyen az egri(?) korszakbeli homok(kő)-kavics-iszapok sorozat (Mányi F.?) rögzíti, mivel lefedi a kibillentett mezozoos rétegeket.

Valószínű, hogy néhány É-D-i vető a miocénben visszafordult és balos kinematikájú lett (BADA et al. 1996). Ez leginkább a "szekérút" feltárásánál észlelhető, ahol a jura-kréta határ balosan eltolódik (2. ábra, 175. és 171. pontok). Ezen "Keréknyom-eltolódás" mentén, kis foltban kötött, rosszul kerekített kvarc-kavicsokból álló konglomerátum is megjelenik, amely (JORDÁN et al. 1992) szerint egri korszakbeli. Az üledék az eltolódás miocén korát rögzíti. A vetőzóna délebbi, kulisszás helyzetű elemei biztosan felújultak a miocénben, hiszen ezek adják a Tardosi-medence nyugati fővetőjét (1. ábra; KERCSMÁR et al. 1992; KUNJÁGER et al. 1996). A balos eltolódás ÉNY-DK-i kompresszió és ÉK-DNY-i tenzió hatására jöhetett létre. Miocén jobbos normálvető lehet még a Nyerges-hegy északi és északkeleti oldalán húzódó, a morfológiában is jelentkező szerkezeti elem, amely elmetszi a többi törést (2. ábra).

Alsó-Látó-hegy

A szelvény általános leírása

A szelvény Tardostól északra kb. 3 km-re, a Bikol-patak (Malom-völgy) nyugati oldalán, az Alsó-Látó-hegy keleti lejtőjén, a Szél-hegy északi csücskétől pontosan nyugatra induló K-NY-i irányú mellékvölgyben, a mellékvölgy hár-

mas szétágazásánál található. Az általunk használt topográfiai térképeken a völgy névtelen, ezen közlemény erejéig a nem hivatalos "Gyökér-völgy" elnevezést használjuk.

A völgynek az elágazástól keletre eső egyenes szakasza egy meredeken keletre billentett, erősen redukált felső-triász–alsó-kréta rétegsort tár fel. A rétegsor a vízmosás mindkét oldalán egyforma, bár kisebb különbségek a feltártságból adódóan is előfordulnak. A rétegsor önmagában is elég különleges, amennyiben a liász nem vagy csak igen kis vastagságban jelenik meg. A szelvény első részletes térképezői JORDÁN et al. (1992) voltak, akik még a malm rétegeket nem ismerték fel. Ezt Pygope-félék megtalálásával LANTOS (1995) tette meg. Bár VIGH G. (1943) említ alsó-tithon brachiopodás, ammoniteses mészkövet az Alsó-Látó-hegy oldalában, az térképe szerint nem azonos a most megtalált feltárással. A szelvény alább közölt leírása makroszkópos megfigyeléseken alapul, amelyet később a részletesebb vékonycsiszolatos vizsgálatok pontosíthatnak.

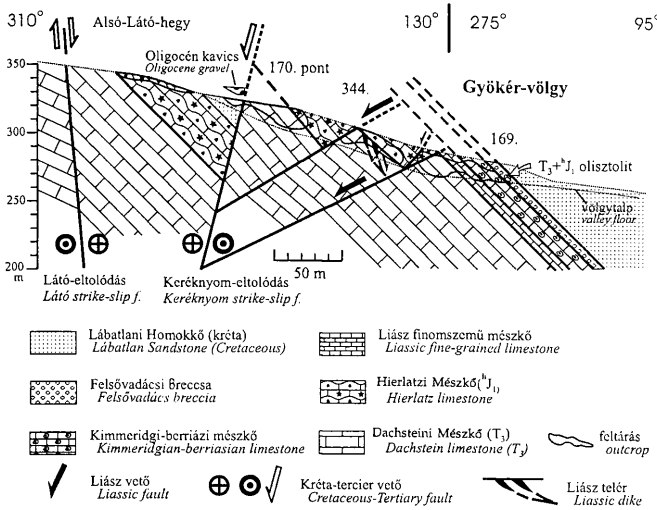
A vízmosás szétágazásánál és attól délre a felső-triász Dachsteini Mészkő vastag padjait találjuk, az északi oldalon kisebb (5 m), a déli oldalon jelentősebb (10 m) vastagságban. A világosszürke, szürkésfehér mészkő masszív padjainak alján algagyepes szakaszok is felismerhetők. Egy 30 cm vastag, breccsás és fenesztrális kalcitokkal tarkított, vörös mállott agyagos mészkő betelepülés a Dachsteini Mészkő szupratidális tagozata lehet.

A triász 1,5–2 m vastag, vékonyréteges, barnássárga, apró bioklasztos wackestone szövetű, rosszul feltárt mészkő fedí (3. ábra). A fedő felőli réteglap és környezete erősen mállott. A képződmény kora makrofosszília hiányában egyenlőre bizonytalan, a liászba soroltuk, bár dogger minősítés sem lenne kiárt.

E rétegek fölött barna, sötétvörös, barnáslila, lila, változóan bioklasztos mészkő következik (3. ábra). A völgy déli oldalán, a lila mészkő egyenetlen felületére max. 10 cm vastag sárgásfehér, finomszemcsés (porcelánszövetű) mészkő települ. A két típus helyenként üledékes módon keveredni látszik. A barna, lila mészkőből Pygope-félék, aptychusok, ammonitesek kerültek elő, egyik ezek közül a korjelző, az alsó-tithon több szintjében megjelenő *Haploceras caracteis* (FÓZY I. határozása). Ugyancsak tithon korszakot jeleznek a Pygope-félék (VÖRÖS A. meghatározása, LANTOS 1997). Ezt a képződményt kimmeridgei–alsó-tithon Pálhálási Mészkő Formációba soroljuk, míg a porcelánszövetű mészkövet a Szentivánhegyi Formációba.

A mészköves sorozatot vörös színű, erősen limonitos, meszes alapanyagú konglomerátum fedí, amelyet max. 50 cm vastagságban lehetett kiásni a talaj alól. A konglomerátum szemcsevázú, kavicsai jórészt szürke mészkőből állnak. A kőzetet a Felsővadácsi breccsába soroljuk, bár a mátrix anyagában és a kőzet szövetében némi eltérés mutatkozik a típusos kőzetétől.

A malm mészkövek fölött 2 m-rel, az északi völgyoldalon az általános rétegdőléssel megegyező módon egy kb. 3 m hosszú triász dachsteini mészkőtömb jelenik meg, amelynek tetején, kisebb zsebekben és üledékes telérekben felsősinemuri brachiopodák vannak mészkő mátrixban (DULAI A. meghatározása, 3. ábra). A triász–liász tömböt már JORDÁN és társai (1992) és LANTOS (1995) is



3. ábra. Szelvény a "Gyökér-völgy" mentén (helye a 2. ábrán). A laposan nyugat felé dőlő liász vetők reaktivációt nem szenvedtek, csak kibillentek

Fig. 3 Cross section along the "Gyökér valley" (location is on the Fig. 2). Note the very thin Liassic within the footwall and the thick Hierlatz Limestone within the hangingwall blocks. The Malmian limestone is not displaced. The west-dipping Liassic faults were not reactivated only tilted during later deformation phases. Strike-slip character of the two westernmost faults is deduced from their linearity (Fig. 2). The "Keréknyom-fault" displaces the Oligocene(?) conglomerate, occurring north of the section

olisztolitként értelmezték. Ezt erősíti meg, hogy a déli oldalon a malm mészkövet Felsővadácsi Breccsa fedi, és a triász tömb közelében is vannak lecsúszott konglobreccsa-törmelékek. A triász-liász tömb egy nagyobb méretű olisztolitnak tekinthető, amely valószínűleg a felsővadácsi konglobreccsa test gravitációs mozgása során szakadt le a környező medenceperemről. A feltárások környezetében talált barna, finom-középszemű homokkő-törmelék alapján az olisztolitos Felsővadácsi Breccsát közvetlenül Lábatlani Homokkő fedheti.

A Gyökér-völgy szétágazásánál egy vető húzódik (2, 3. ábra). Ettől nyugatra mindhárom völgyágban és a gerinceken törmeléken crinoidea-brachiopodás mészkő található. A halvány vagy sötétvörös crinoidea-nyéltagok néha 1 cm-es méretet is elérnek és gyakran szemcsevázú üledéket alkotnak. A mikrites alapanyagban a bioklasztok réteg- vagy lencseszerűen dúsulnak, gyakoriak a brachiopodás zsebek és az apró ammonitesek. Jellemző fossziliái a csigák késő-sinemuri korszakot jeleznek (*Neritopsis elegantissima*, *Discohelix miocarinata*, *Eputrochus epulus*, *Sisenna turrita?*, *Proconulus?* sp., SZABÓ J. határozása). A kőzet

szöveve, kora és ősmaraványai alapján a Hierlatzi Mészkö Formációba tartozik (cf. VÖRÖS 1991; LANTOS 1995).

Az északi völgyágban a sinemuri képződmények és feküjük is jól feltárt (2. *ábra*, 344. pont). A liász mészkö 10–25 cm-es rétegeket alkot, amelyeken belül durva crinoideás és wackestone–packstone szövetű sávok váltakoznak. Az oldalirányú változékonyságra utal, hogy az 50–100 méterre talált durva crinoiditek itt nem jelennek meg. A felső-sinemuri mészkö alatt a felső-triász Dachsteini Mészkö települ. A triász–jura kontaktus közelében a triász mészköben számos kis méretű (kisebb mint 10 cm) liász anyagú telér jelenik meg, amelyek szöveve igen változatos, a vörös mudstone-tól a durva crinoideás–csigás vagy brachiopodás grainstone-ig terjed (3. *ábra*).

A triász rosszabbul feltárt padjai a középső völgyágban is megjelennek (2. *ábra*, 343.). E padoktól még nyugatabbra, azaz a dőléssel ellentétes irányban további Hierlatzi Mészkö-tömbök találhatók. A triász és ezen legnyugatibb Hierlatzi Mészkö folt között újabb vetőt kell értelmeznünk (2, 3. *ábra*). A középső völgyág végén törmelékben, az északon pedig száiban ismét triász mészkö jelenik meg (2. *ábra*, 171. és 170. pont).

Szerkezetföldtani megfigyelések

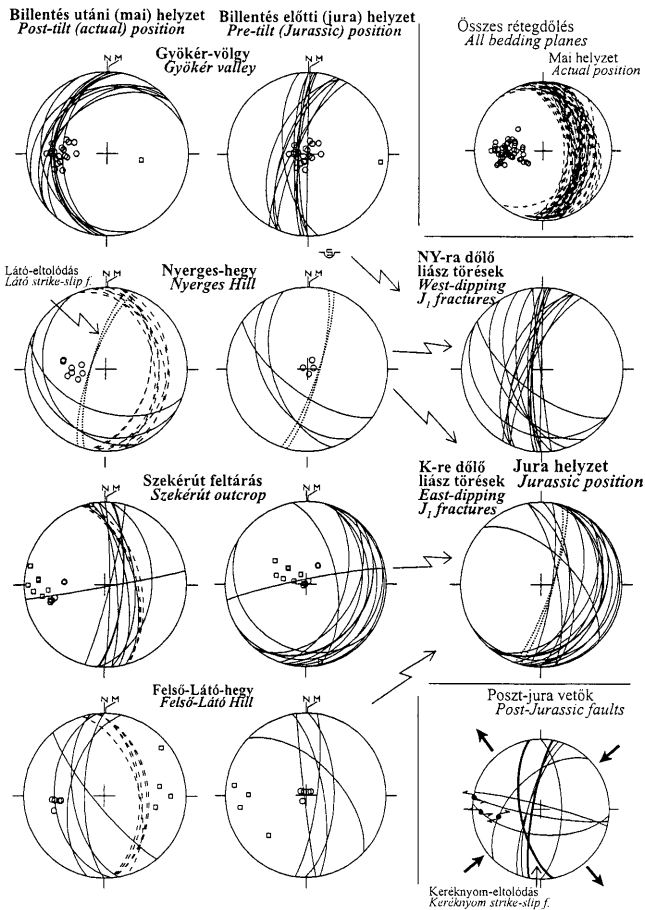
A térképezés alapján a triász és a Hierlatzi Mészkö között két helyen is vető húzódik. Bár a Gyöker-völgy mélysége nem nagy, a vetők dőlése mégis jól láthatóan nyugati. Ugyanis a vetők felszínnel való metszésvonala a völgytalpon a legnyugatibb helyzetű, ettől délre és északra (azaz csapás mentén) DDK ill. ÉK felé húzódik, amint ezt a Dachsteini Mészkö padok nyugati elvégződési vonala kijelöli. Így egy keleti lejtésű völgyet metsző nyugati dőlésű síkra (vetőre) jellemző metszési V-szabály teljesül. Mivel a triász meredeken dől, a nyugatról határoló vetők és a keletről burkoló jura fedő rombusz alakú triász foltokat hoznak létre, amelyek a terepen kiválóan térképezhetők (2. *ábra*, 343. és 344., 3. *ábra*).

Mivel a fennmaradt szárny rétegsorában a liász vékony vagy teljesen hiányzik és nem durvatörmelék, a levetett szárnyon viszont vastag, durvaszemcsésű, a vető a Hierlatzi Mészkö leülepedése alatt működhetett (3. *ábra*). A liászt fedő malm képződmények a feltárásban elérik a triászt nyugatról határoló vetőt. A levetett blokkban viszont nem jelennek meg, ami azt jelenti, hogy nem érte őket elmozdulás. Ez a megfigyelés is a vető liász korára utal. Mivel a triász és malm képződmények között 10°-nál nagyobb szögdiszkordancia nem azonosítható, a rétegek és a liász vetők kibillenése a jura után, a krétában (vagy a kora-tercierben?) történt.

A legdélibb mellékvölgyben a triász mészkö nyugati oldala egy laposan dőlő sík felület, amelyet a határoló vetőfelületként vagy ahhoz nagyon közel eső párhuzamos törési síkként értelmeznünk. E felület és a közeli párhuzamos kőzetrések mérési adatai lapos nyugati dőlésű töréseket jeleznek (2, 4. *ábrák*).

A kibillenés után a nyugat felé dőlő liász vetők – lapos dőlésük miatt – legfeljebb rátolódásként újlhattak volna fel, de ezt a megfigyelt rétegtani helyzet

kizárja. Így a liász vetők a billentést már csak "passzívan" szenvedték el, és a későbbiekben sem reaktiválódtak. A törések eredeti geometriáját a triász-jura sorozat visszabilentésével kaphatjuk meg. Így módon a megfigyelt vetők me-



redék nyugati dőlésűek maradnak (3, 4, 5. ábra). A törés pontos kinematikájára nincsenek adatok. A vető dőlése alapján azonban mindenképpen volt normál komponense, mégpedig a nyugati oldal levetésével. Az eredeti meredek helyzet eltolódásos kinematikát is megenged (4. ábra).

Az északi völgyágban, a 344. pontban a triász Dachsteini Mészköben említett liász telérek a rétegzéssel közel párhuzamosak, keleti dőlésűek. Eredeti jura helyzetben szintén megőrzik keleti dőlésüket, de sokkal laposabbakká válnak és a premvető felé dőlnek (3. ábra).

Vető vagy telér?

Felmerülhet az az elképzelés, hogy a Hierlatzi Mészkö (mint sok más középhegységi előfordulásnál) telérként jelenik meg. A rétegzésre merőleges telérfal síkja ma, a kibillentés után lapos nyugati dőlésű lenne. A triász mészkö ma mérhető nyugati határoló síkja 75–90°-os szöveget zár be a rétegzéssel, ami belefér egy ilyen, nem pont függőleges telérfal fogalmába. A telér nyugati határfelülete viszont – a mai kibillent helyzetben – a triász mészövet jura képződmények fölé helyezné (5. ábra). Ilyen látszólagos feltolódást nyugaton nem találtunk, hanem meredeken kelet felé dőlő felső-triász–hierlatzi rétegsort. Így ezt a szakaszt a levetett blokk normális üledékes rétegsorának értelmezzük. Elképzelhető az is, hogy a telér NY-i fala a feltárásban (völgyben) már triász képződményen belül húzódna, és a jura felé került triászbéli telérfal a mai felszín felé került, azaz lepusztult volna (5c. ábra). Ekkor azonban a telér szélessége legalább 150 m lett volna, ami talán kissé túlzott azon a területen, ahol a legvastagabb bizonyított telér (a Nagy-Tekén) a 10 m-t is alig éri el (HOFMANN 1884; SZABÓ 1998).

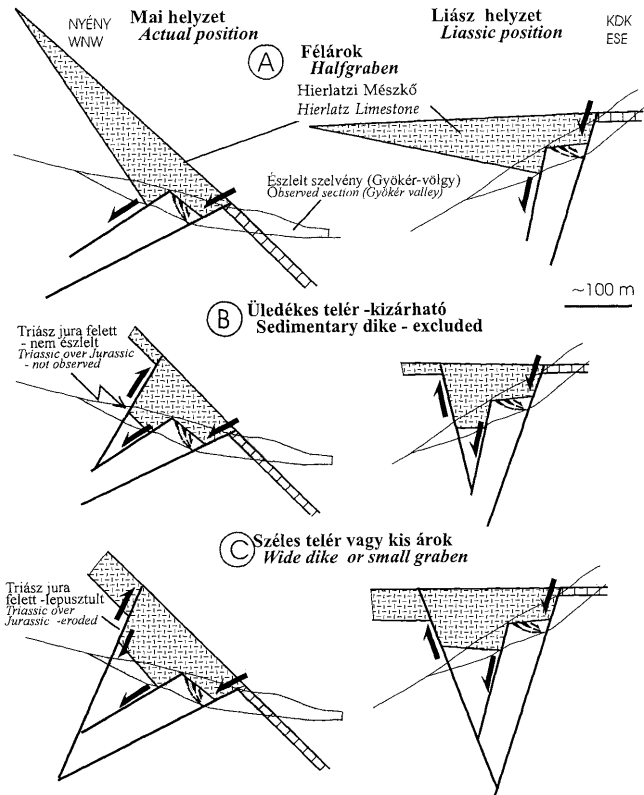
A "szekérút" feltárása

A Gyökér-völgytől 250–300 m-re északra, egy szekérút keleti oldalát triász mészkö alkotja (2. ábra, 175. pont). A fedő jura rétegsor hasonló a Gyökér-völgyihez, azzal csapásban van. A triászt vörös liász mészkö fedi majd erre világosbarna porcelánszövetű mészkö (Szentivánhegyi Mészkö) következik, ami felett még egy triász tömb (olisztolit?) is található. Bár itt a felsővadácsi konglobreccsa törmeléke nem került elő, de 130 méterrel lejjeb, egy kisebb vízmosás

← 4. ábra. Jura töréses szerkezetek sztereografikus vetületei (Schmidt-háló, alsó félgömb vetület). Kör: rétegzés pólusa; négyzet: telér pólusa; szaggatott görbe: rétegzés vetülete. A pontozott görbe a Látó-eltolódást jelzi, aminek jura működése kérdéses. A poszt-jura balos eltolódások ÉK–DNY-i feszültségterében keletkezettek

Fig. 4 Stereographic projection of Jurassic brittle structures (Schmidt-net, lower hemisphere). Circle and square: poles of bedding and Jurassic dikes; dashed curve: bedding plane. Dotted curve indicate the Látó fault whose Jurassic activity is not clear. The post-Jurassic sinistral strike-slip faults were probably formed by NE–SW compression which activated N–S faults as dextral strike-slips

bevágásában negyedidőszaki törmelékben konglomerátum-tömbök is vannak, amelyek csak a tárgyalt rétegsorból származhatnak (2. ábra, 178.).



5. ábra. A Gyökér-völgyi liász vetők (3. ábra) lehetséges értelmezései. A nyugatra dőlő liász vető egy kis félárok (a) vagy egy 150 méternél szélesebb telér keleti pereme lehet (c), keskenyebb telérnél a billentés során a triász a jura felé kerülne (b), amit nem észleltünk

Fig. 5 Possible interpretations of the Liassic faults of the Gyökér valley (Fig. 3). The west-dipping Liassic fault can form the eastern border of a small half-graben (a) or a wide dike (c), if this latter would be smaller than 150 m, the Triassic would be over the Jurassic, after the tilting of the western dike wall (b). This old-on-younger geometry was not observed, so this solution can be excluded

A meredeken dőlő rétegsorban, a triász és liász mészkőben a meredek rétegzéssel párhuzamos vagy még meredekebb vörösbarna mikrites telérek, breccsás zónák, az üledékes telérkitöltéssel váltakozva kalciterek jelennek meg. A rétegzést vízszintesbe hozva, a telérek eredetileg lapos keleti dőlésűek voltak, a rétegzéssel mintegy 10–20°-os szöveget bezárva (4. ábra).

A feltárást nyugatról a meredeken (75°) nyugatra dőlő Keréknyom-vető határolja. Levetett nyugati szárnyán kréta homokkő és kis foltban oligocén kavics is megjelenik (3, 4. ábra). Ez a "Keréknyom-vető" a terepen hosszan követhető. Jura aktivitására nincs bizonyíték, valószínűleg kréta és miocén eltolódás.

Nyerges-hegy

A Nyerges-hegy fő tömegét pados Dachsteini Mészkő adja, mely 20–30°-ban ÉK felé dől. A hegy keleti oldalán nagy kiterjedésben Hierlatzi Mészkő bukkan ki. Az előfordulást korábbi munkák is jelzik (VIGH G. 1943; JORDÁN et al. 1992; LANTOS 1995), brachiopoda-faunája feldolgozás alatt van. DULAI A. szóbeli közlése szerint (1997) a késő-sinemuri-pliensbachi? korszak valószínű.

A jura képződményeket nyugaton a hegy fő tömegét alkotó triász Dachsteini Mészkőtől a Látó-vető választja el (2. ábra). A törés függőleges vagy meredek nyugati dőlésű, amint ezt egyenes térképi megjelenése és a közeli kőzetrések adatai jelzik. Jellemét tekintve kréta–tercier eltolódás. Bár korábbi munkák (LANTOS 1997) valószínűsítették a vető liász műődését is, erre főleg a keleti oldalán megjelenő Hierlatzi Mészkő utal. Amíg más szerkezeti elem nem magyarázhatta a Hierlatzi Mészkő megjelenését, a Látó-eltolódásnak liász fővetőként való értelmezése helyesnek tűnt (annak ellenére, hogy az esetleges liász vető biztosan reaktiválódott később). A vetőtől keletre tett megfigyeléseink azonban bizonytalanná teszik ezt a liász aktivitást.

A hegy déli oldalán, a völgytalpához közel a Dachsteini Mészkőre mikrites majd crinoideás liász mészkőrétegek települnek. A triász–jura határ követhető, bár helyenként 1–2 m széles sávban törmelék fedí. A dőlés K-i irányú. Ezen határ követése alapján a rétegeket 3 vető négy blokkra osztja (2. ábra). A három nyugatibb vető elvetése 2–4 m közötti, a legkeletibbé nem állapítható meg, mivel a fennmaradt blokkban a jura fedő már hiányzik. Itt viszont kijelölhető a triász nyugati határfelülete, ami egy laposan NYDNY felé dőlő sík. Ez a sík valószínűleg a vető maga vagy ahhoz nagyon közelálló párhuzamos törés, levetett szárnyán a triásztól 1m-re crinoideás Hierlatzi Mészkő található. A többi vető esetében a vetősík nem látható, a de az elvetett képződmények feltáráseinak elvégződése alapján a nyugati dőlés egyértelmű. A vetők felfelé a durva crinoideás–brachiopodás sorozatban nem követhetők. A liász fedőképződményei nem láthatók, így nem bizonyítható egyértelműen a vetők liász kora. Ugyanakkor, a "Gyökér-völgyi" szelvényhez való geometriai és szerkezeti hasonlóság valószínűsíti a liász kort. A kibillenést rekonstruálva, az eredeti dőlés közepes DNY-i volt (4. ábra). A ma mérhető kibillenésért talán a nyugati Látó-eltolódás a felelős.

A feltárás ÉK-i oldalán, a gerinc mentén triász Dachsteini Mészkö jelenik meg, jórészt törmelékben. A kőzet breccsás, a repedéseket sárga-vörös mikrit tölti ki, ami a liász mészkö finomszemcsés változatára emlékeztet. Mivel a Hierlatzi Mészkö a triász felé dől, érintkezésük tektonikus. A liász(?) repedés-kitöltések alapján a két képződmény között egy ÉNY-DK-i irányú liász(?) vetőt tételezünk fel.

A most leírt, valószínűleg liász vetők eredetileg (nyugat-)délnyugat felé dőltek (4. ábra). Térképi nézetben egy szétágazó vetőrendszer alakothattak. Ezen vetőrendszer önmagában is elégséges a Hierlatzi Mészkö-előfordulás megmagyarázásához, amennyiben az egy kelet felé dőlő kis félárokban rakódott le, hasonlóan az 5a. ábrához. Ez a felismerés igencsak gyengíti a Látó-vető liász működésébe vetett hitet, amely azonban teljesen nem zárható ki. Amennyiben a Látó-vető a liászban működött, úgy a vető az eddigiekkel szemben, meredeken kelet felé dől (4. ábra, pontozott vetületi kép). Így a Hierlatzi Mészkö folt egy kb. 150 m széles, többé-kevésbé szimmetrikus árokban jelenne meg (hasonlóan az 5c. ábrához).

Felső-Látó-hegy, Bucšina-völgy

A Felső-Látó-hegy keleti oldalán, a "Gyökér-völgytől" délre 400 méterre, a Tardos-Süttő úttól NY-ra 60–80 méterre 1–20 cm vastag vörös mikrites liász mészkö telérek jelennek meg. JORDÁN et al. (1992) szerint a legnagyobb csapásban 100 m hosszan követhető. A telérek közepesen vagy meredeken nyugat felé dőlnek. A billentést korrigálva, a rétegzésre közel merőleges, vagy meredeken kelet felé dőlő teléreket kapunk (4. ábra).

A hegy keleti peremén a liász képződmények közel folyamatos feltárásokban jelennek meg 1,2 km hosszan (1. ábra, BUDAI T. kéziratós térképe). A legdélibb, Bucšina-völgy melletti, pliensbachi brachiopodás Hierlatzi Mészkö feltárást VIGH G. (1943) és KERCSMÁR et al. (1992) térképei is jelzik (1. ábra). A foltok térképi vetülete követi a hajladoszó szintvonalakat, azaz nem függőleges telérekkel, hanem lapos dőlésű testekkel van dolgunk. A Hierlatzi Mészkö foltjait a lejtőn felfelé és lefelé haladva egyaránt Dachsteini Mészkö foltok szegélyezik. Ez a térképi vetület igen hasonló a részletesen tárgyalt Gyökér-völgy liász foltjainak megjelenéséhez (3. ábra). További azonosság a triász rétegek közepesen meredek keleti dőlése.

A Bucšina-völgy menti terepi megfigyelések alapján a liász sáv keleti határvonala laposan nyugat felé dőlő sík (térképi nézete ezért áll közel a vízszintes szintvonalakéhoz). A közepes rétegdőlést figyelembe véve, a keleti határsík eredetileg közel függőleges vagy meredek nyugati dőlésű lehetett. A pontos dőlésszög (a Gyökér-völgygel szemben) nem állapítható meg, mivel a sík maga nem látható. A feltárásokban a liász nyugati peremét sem lehetett közvetlenül megfigyelni. Így az sem dönthető el, hogy telérről vagy a Gyökér-völgyihez hasonló vetődésről és félárokról van-e szó.

A liász medence-geometriát érintő következtetések

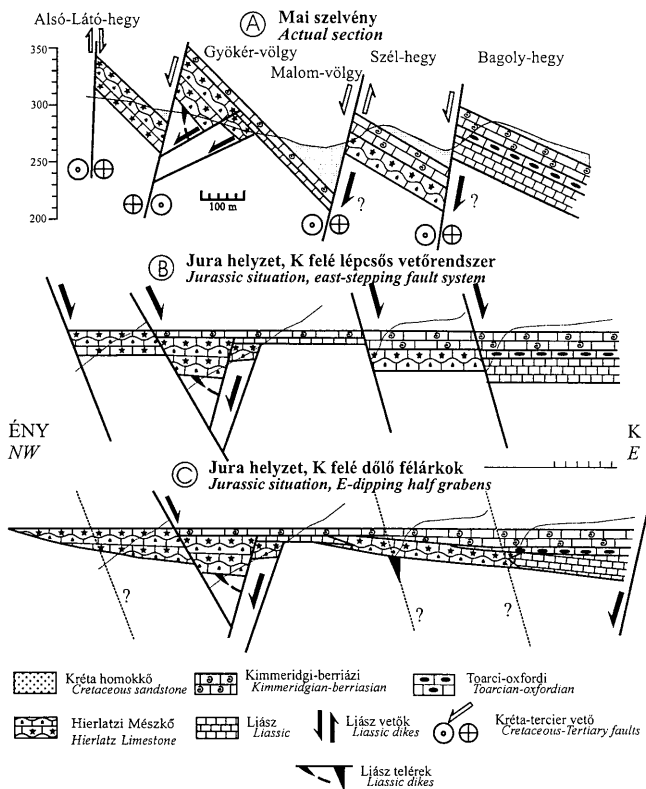
A Malom-völgy környéke

A liász medence-geometria megközelítéséhez először a Malom-völgy környéke helyezett fővető kérdését vizsgáljuk. A fővető meghúzására a következő adatok adtak alapot. A Malom-völgyben és déli meghosszabbításában, Tardos nyugati végén, illetve északon, a Nagy-Teke-hegyen számos, É-D-i ($E10-25^{\circ}$) telér jelenik meg, felső-sinemuri-pliensbachi Hierlatzi Mészkö kitöltéssel (HOFMANN 1884; VIGH Gy. 1935; VIGH G. 1943, 1961a; GÉCZY 1986; KERCSMÁR et al. 1992; SZABÓ 1998). A Nyerges-hegy és a Látó-hegyek oldalában, a triásznaik támaszkodva Hierlatzi Mészkö található, brachiopodás zsebekkel és helyenként triász olisztolitokkal. Az eddigi értelmezések szerint a lejtőperemi fáciesű Hierlatzi Mészkö jelenléte miatt a zóna a mély medence pereme lehetett (VIGH G. 1943; VIGH G. 1961a; LANTOS 1997; CSÁSZÁR et al. 1998). Mivel a medence a Malom-völgytől keletre húzódik, így a zóna törése(i) keleti dőlésűek lennének. A vető pontosabb behatárolására, részletes térképen való ábrázolására azonban még LANTOS (1997) dolgozatában sem került sor.

Mivel a Látó-hegyek és a völgy között a térkép elég részletes, ezen fővető(ke)t a térképezett elemek között kell keresnünk (2. ábra). A jelentős rétegdőlés miatt ezen esetleges liász vetők ma kibillentett helyzetben lehetnek. Az egykor keleti dőlésű vetők, telérek a billentés mértéke szerint függőlegessé vagy meredek nyugati dőlésűvé váltak. Például egy eredetileg 65° -kal kelet felé dőlő sík 25° -s rétegdőlésnél (billentésnél) ma függőleges, 45° -os dőlésnél 70° -ra nyugat felé dől (6. ábra).

A meredekké és nyugati dőlésűvé vált síkok a későbbi deformációk során is könnyen felújulhattak. Ezek a törések ugyanis gyengeségi zónákat jelentenek, és általában kisebb energia kell a mozgásukhoz, mint új törések kialakításához. Ilyen reaktiváló kréta vagy terciér fázisok eltolódásos mozgásokat okoztak (2. ábra). A földtani térképen tulajdonképpen csak ezt a fázist látjuk, éppen ezért nehéz a liász működést kimutatni. Potenciálisan minden, kréta vagy terciér időszakos vető gyanúsítható jura aktivitással. A térképi megjelenés alapján a poszt-liász mozgásnak nyugat felé volt normál elvetési komponense (2. és 6a. ábra). A Látó-, Keréknyom-eltolódás mellett ilyen, É-D-i vető húzódik a Gyökér-völgytől keletre, a Szél-hegy nyugati és keleti peremén (1. ábra). Ezen a szakaszon a rétegdőlés már csak $25-30^{\circ}$ -os, de ezt vízszintesre visszaállítva, függőleges vagy meredek keleti dőlésű vetőkhöz juthatnánk (6. ábra). A dőlésszög körüli bizonytalanság abból adódik, hogy ezen kréta-terciér elemek síkja a terepen nem közvetlenül látható, így dőlésszögük rekonstrukciója csak feltételes.

Amennyiben a vetők levetett szárnya a liászban kelet felé esett, úgy az eredeti elvetés szelvényben tekintve megfordult (6b. ábra). Ezen mozgásirány-fordulás oka geometriai, hiszen a két mozgás között a vető mintegy "átbuktatódott". Ennek következtében a mai levetett helyzetben levő blokk a liászban fordítva, kiemelt helyzetben volt (6b. ábra). Éppen ezért, az egykor kelet felé dőlő vetők



6. ábra. A Malom-völgyi vetőzónát keresztező szelvény és alternatív jura megoldási lehetőségei. A szelvény a Gyökér-völgyből indul, azt kelet felé folytatja (2, 3. ábra). A szél-hegyi és bagoly-hegyi szelvényt szakasz egyszerűsített és torzított. A kelet felé vastagodó és teljesebbé váló rétegsorok kelet felé dőlő lépcsős vetőrendszer mentén (b) vagy egyszerűen kelet felé dőlő félárkokban jelennek meg (c)

Fig. 6 Section across the Malom valley fault zone and alternative Jurassic fault geometries. The section (a) starts at the Gyökér valley and continues eastward (Fig. 2, 3). The segments of the Szél and Bagoly Hills are compressed and simplified. The gradually thickening and more complete sequences can occur on steps of an easterly facing fault system (b) or in an eastward tilted half-graben (c). In the former case, the Jurassic faults were tilted and reactivated in the Cretaceous or Tertiary and the Jurassic activity is hard to be proven. In the latter model the younger faults can follow small dikes or fracture zones

jura aktivitásának bizonyításához igazolni kellene, hogy a mai, levetett helyzetű blokkban magasabb, a fennmaradt blokkban egykor mélyebb liász topográfiára utaló üledékes és paleontológiai bélyegek vannak.

Mélyebb paleotopográfiai helyzetre utalhat a vastagabb, kevésbé hézagos rétegsorok megjelenése a kréta–tercier vetők között. Ebből a szempontból a hézagosság még döntőbb, hiszen ez az egyik kritériuma a Gorba-hát definíciójának is (CSÁSZÁR et al. 1998). A Látó-hegyektől keletre a liász kelet felé vastagodik. Ez a vastagodás látványos a Gyökér-völgy elágazása és a Tardos–süttöi út között. A liász vastagság itt kelet felé 0–2 m-ről 5–8 m-re nő (2, 6. ábra). Még tovább keletre, a Bagoly- és Fekete-hegyen a liász legalább 10 m vastag (BORSOS et al. 1994 és saját megfigyelések). Amíg a Szél-hegyen még nincs radiolarit és toarci-bajóci gumós ammoniteses mészkő, addig keletebbre, a Bagoly-hegyen már mindkettő megjelenik, habár vékonyan.

A rétegsor egyes tagjainak vastagodásának mikéntjére azonban nincs megfigyelésünk, így elvileg mindkét, a 6. ábrán megadott értelmezés lehetséges. Az egyik ezek közül a "hagyományos", azaz hogy a vastagodás "szakaszos" és kelet felé lépcsősen lezökkenő medence peremén történt (6b. ábra). A másik (jelen) értelmezés szerint a kelet felé fokozatosan vastagodó és egyre teljesebbé váló jura rétegsor kelet felé dőlő félárokban rakódott le (6c. ábra). Előbbi esetben a kréta–tercier eltolódások bizonnyal a liász vetőket reaktiválják, a billentés során vagy azt követően. A félárok hipotézisnél a kréta eltolódások helye véletlenszerű vagy kisebb jura teléreket, törési zónákat követ (6c. ábra).

A fenti elvi modellekkel, a rétegtani adatok értelmezésével szemben konkrét szerkezeti megfigyeléseink azt mutatják, hogy a Nyerges-hegytől a Bucsina-völgyig a hierlatz képződmények leggyakrabban a rétegzésre közel merőleges, ill. meredeken nyugat felé dőlő telérekben vagy kelet felé mélyülő félárkokban jelennek meg. A Gyökér-völgyben bizonyítható, a Nyerges-hegyen és a Felső-Látó-hegyen valószínű, hogy a liász rétegsort eredetileg nyugat felé dőlő szinzediment vetők határolják.

Elméleti megfontolásokból valószínű, hogy a rétegsor kissé kelet felé, a vetők felé billentődött, de ennek mértéke (1–5°) a terepi bizonyítást nem engedi meg. A kis mértékű billentést talán a laposan kelet felé dőlő, a rétegzéssel közel párhuzamos telérek is sejtetik, amelyek a Gyökér-völgyben és a Szekérút-feltárásban jelennek meg. Ezek metén ugyanis a rétegek a nyugati dőlésű vetők felé csúszhattak. Ilyen, fővető felé dőlő teléreket és a telérek menti csúszást WINTERER et al. (1991) írt le a dunántúli-középhegységi mezozoikumhoz hasonló Déli-Alpokból.

Eredeti liász állapotban kelet felé dőlő vetőt vagy telért biztosan csak a Felső-Látó-hegy keleti oldalán találtunk (4. ábra). Fenti diszkusszióink megmutatta, hogy további, eredetileg keleti dőlésű szinzediment jura vetők léte nem kizárt, azonban ezek csak a későbbi szerkezeti mozgások során reaktivált állapotban jelennek meg. Éppen ezért, a Malom-völgyi, kelet felé néző fővető a szerkezeti vizsgálatokkal nem nyert igazolást.

Medence-geometriai modellek a Gerecsében

Konkrét, bár kis földrajzi elterjedésű szerkezeti megfigyeléseink alapján fontolóra vehető az egész Gerecsére kialakított ősföldrajzi modell, illetve ezen ősföldrajzi modellek szerkezeti megfogalmazása. A legegyszerűbb (szerkezetileg alig körvonalazott) modell szimmetrikus árokka számol (7a. ábra). A recens riftekben tett modern szerkezetföldtani megfigyelések szerint az árkok ritkán szimmetrikusak, legtöbbször aszimmetrikus félárok jön létre, melynek talpa a fővető felé dől (MORLEY 1988; PATTON et al. 1994). Ez a szerkezet az alpi jurában sem ismeretlen, ilyen jura félárkokat írt le EBERLI (1988) a svájci Ausztróalpi egységekből. Ha szerkezetföldtanilag így "átfogalmazzuk" a korábbi elképzeléseket, akkor egy nyugat felé dőlő félárkot kapunk, amelynek a Gorba-hát keleti peremén, a Malom-völgyben van a fővetője (7b. ábra, VÖRÖS & GALÁ CZ, in press). Mostani megfigyeléseink úgy lennének beilleszthetők az eddigi medence-geometriába, ha a megfigyelt nyugat felé dőlő vetőket (normálvetőket vagy eltolódásokat) és teléreket a kelet felé dőlő Malom-völgyi fővető kisebb konjugált (kiegészítő) síkjainak tartanánk (7c. ábra). A medence mélyülését ekkor meredeken kelet felé dőlő vetők hozzák létre, melyek későbbi, kréta időszaki billentés során nyugati dőlésűvé váltak és eltolódásos kinematikával reaktíválódtak (5. ábra).

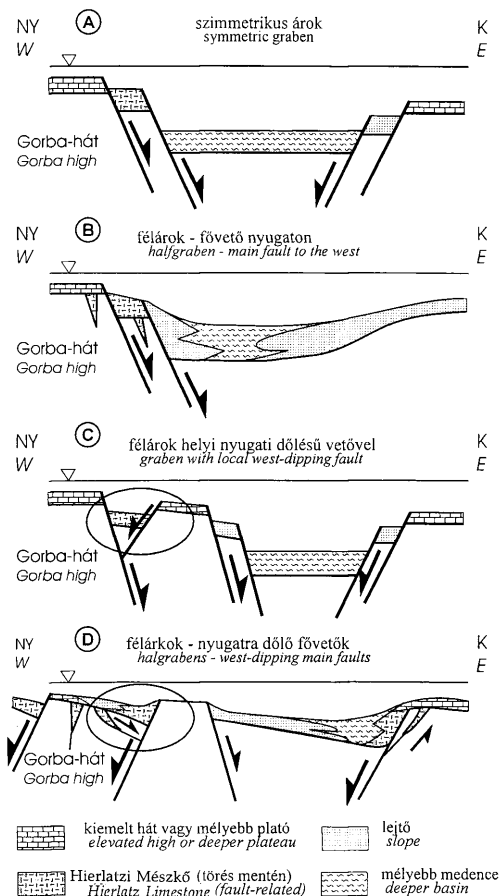
Az általunk megfigyelt, eredetileg nyugat felé néző vetők viszont felvetik azt a lehetőséget, hogy a Gorba-hát Malom-völgybeli pereme inkább egy enyhén kelet (északkelet) felé dőlő lejtő lenne, amit igazában nyugat felé dőlő fővető billentene (7d. ábra). Ennek kisebb párhuzamos kísérővetői lennének a megfigyelt szinszediment vetők. A meredek dőlésű telérek pedig kapcsolhatók a hát enyhe meghajlásához és a hajlat tetejének felrepedéséhez. További lehetőség, hogy az É-D-i csapású vetők valójában eltolódások, transzfer vetők, nem pedig tipikus normálvetők. Ezen értelmezés esetén a Malom-völgy környékén nem kell nagyobb, keleti levetésű vetővel számolni, bár kisebb, kelet felé dőlő vetők felléphetek (7d. ábra).

Az Alsó-Látó-hegytől keletre a hátság fokozatosan kapcsolódik a medence felé, az 1–2 km széles átmeneti zónában ("lejtő" a 7d. ábrán) a platóról áthalmozott bioklasztos üledék képződése lehetséges. Ez szerintünk gradált crinoideás mészkő formájában a Fekete-hegyen (BORSOS et al. 1994) és a Tardos-2. sz. fúrásban megjelenik (LANTOS 1997). Ezen szakaszon a vastagság akár meg is nőhet, ahogy azt Császár et al (1998) jelezte az átmeneti rétegsorokra.

7. ábra. → Egyszerűsített jura medence-geometriát mutató modellek a Gerecsére vonatkozóan. A keleti plató térképi helyzete bizonytalan, az azt szegélyező üledékes szerkezetek csak hipotetikusak. Az ellipszis a megfigyelt Gyökér-völgyi és Nyerges-hegyi vetők helyét szimbolizálja. További diszkusziót lásd a szövegben

Fig. 7 Simplified models showing the possible Jurassic basin geometry. The ellipses symbolise the location of the Jurassic faults of the Gyökér valley and Nyerges Hill. Older ideas considered a symmetrical or westward tilted half-graben (a, b). The observed west-dipping faults can be local features within a wider east-facing fault zone, at the border of a west-dipping half-graben (c) or part of the west-facing faults and east-tilted half-graben system (d). The location of the eastern high, the sedimentary structures along it are hypothetical. Alsóvadács, Maróti-kő are possible candidates (Fig. 1). Graded crinoidal limestone beds (slope?) occur on Fekete Hill

A kétféle modellben a hátságok (platók) helye tulajdonképpen ugyanaz (7c, d. ábra). Azonban mindkét modellben problémás a keleti plató elhelyezése a ma ismert gerecsei jura rétegsorokhoz képest. A nyugat felé dőlő félárók esetén kelet felé fokozatos sekélyesedést kellene tapasztalnunk, míg a kelet felé néző



félárok fővetője éppen a keleti plató nyugati peremén lenne. Ezen probléma megoldása nemcsak a liász, hanem a dogger–malm medencegeometria megértését is igényli. A teljesség igénye nélkül jelzünk néhány olyan helyet, amely további vizsgálat célja lehet. A legközelebbi platóként a Gorba-háttól kb. 3 km-re keletre az alsóvadácsi szelvény körzete jöhet szóba (1. ábra), ahol FÓZY (1993) és KÁZMÉR (1998) szerint a malmban kiemelt hát húzódhatott (a liász rétegsor nem bukkan ki). Tovább KÉK-re, a Pisznicék és a Margit-tető környékén éri el a teljes jura rétegsor a legnagyobb vastagságát, itt medence-területet kell feltételeznünk. A Tölgyháti-kőfejtőben és a Pöckön DULAI (1998) brachiopoda-vizsgálatai inkább nyugodt, mélyebbvízi üledékképződést sejtetnek a kora-liászban. Mélyebbvízi környezetet jelez FÓZY (1993) és KÁZMÉR (1998) a malmra vonatkozóan is. A Malom-völgytől keletre 9–10 km-re, a Maróti-kő környékén viszont VIGH G. (1969) és ANGELUS et al. (1994) igen vékony dogger–kora-malm rétegsort jelez, ami esetleg utalhat kiemelt hát létre (1. ábra). Még távolabb keletre, a Gerecse és a Pilis között az adatok még bizonytalanabbak és sekély hát létezése nem kizárt.

Következtetések

A gerecsei Tardostól északra, a Nyerges- és Látó-hegyek keleti oldalában végzett szerkezetföldtani megfigyelések alapján liász szerkezeteket (vetőket és teléreket) sikerült azonosítani. A szerkezeti elemek az esetek egy részében reaktivációt nem szenvedtek, csak egy későbbi fázisban kelet felé kibillentek. Így módon liász helyzetük a billentés kompenzálásával helyreállítható. A törések az Alsó-Látó-hegyen bizonyíthatóan, míg a Nyerges- és Felső-Látó-hegyen valószínűleg meredeken nyugat felé dőlő normálvetők vagy eltolódások voltak, melyek levetett szárnya nyugat felé esett. Ezen szerkezeti megfigyeléseket a medencére kiterjesztve lehetségesnek tűnik, hogy a liász medencék kelet felé dőlő félárkok voltak. A Malom-völgyben és keleti környezetében megjelenő átmeneti liász rétegsorok a kelet felé dőlő félárok lejtőjén ülepedtek le.

A vizsgált területen kevés nyomát találtuk a korábbi modellnek megfelelő, egykor meredeken kelet felé dőlő vetőknek. Néhány ilyen megfigyelt törés telére formájában jelenik meg. Lehetséges, hogy jelentősebb elvetésű, a jurában keleti dőlésű normálvetők vagy eltolódások a krétában nyugati dőlésűvé billentek és reaktiválódtak, így ma liász aktivitásuk nehezen felismerhető. Ezen lehetőség a korábbi medence-geometria modellel lenne összhangban, amely a Malom-völgyben a Gorba-hát keleti fővetőjét (lépcsős vetőzónáját) gyanította. Ezen értelmezés szerkezetileg lehetséges, de a megfigyelések kisszámúak.

Az általunk vizsgált terület kis kiterjedése nem engedi meg, hogy a két ősföldrajzi-szerkezeti modell (7c, d. ábra) között állást tudjunk foglalni, de a további kutatásokban mindkét (és esetleg további) alternatívákat figyelembe kell venni. A kérdés eldöntéséhez részletes rétegtani, üledékföldtani, őslénytani vizsgálatok és a szerkezeti mérések kombinációja adhat segítséget. Így tanulmányozhatók a ma nyugat felé dőlő eltolódások közötti blokkok, a rétegvastagodás

milyensége és főleg az esetleges keleti plató helye. Eddigi szerkezeti megfigyeléseink szerint a Malom-völgy környéki, kelet felé néző fő peremvető léte legáltalábbis megkérdőjelezhető de semmiképpen nem bizonyított.

Köszönetnyilvánítás

Az 1992–1995-ös nyári térképező terepgyakorlatokat és a kapcsolódó vizsgálatokat, a térkép (1. ábra) elkészültét FODOR L. 344/94 számú MKM és 506/94 számú AMFK pályázatai támogatták. A kutatás a CSÁSZÁR G. vezette T 016785 számú OTKA pályázat keretében folytatódott. A publikáció sokat köszönhet az 1997. évi társulati kirándulásnak és a résztvevőkkel, főleg ÁRGYELÁN Gizellával, BUDAI Tamással, CSÁSZÁR Gézával, HAAS Jánossal, VÖRÖS Attilával folytatott vitáknak. Külön köszönet a kirándulások során talált fossziliák megfelelőinek és meghatározóinak, DULAI Alfrédnak, FÓZY Istvánnak és SZABÓ Jánosnak. A cikk első változatát VÖRÖS Attila és MAROS Gyula javaslatai alapján módosítottuk, minnettőlük munkájukat köszönjük.

Irodalom – References

- ANGELUS B., BERTA G., MAGYARÓSI Zs. 1994: Magyarázó Pusztamarót környékének 1:10 000-es méretarányú földtani térképéhez, terepgyakorlati jelentés. – ELTE Ált. Tört. Földtani Tanszék, 27 p.
- BADA G. 1994: A paleofeszültségtér fejlődése a Gerecse-hegység és délkeleti előterének területén. – Szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 147 p.
- BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B., TIMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mts., N. Hungary. – *Tectonophysics* 255, 269–289.
- BALLA, Z., DUDKO, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. – *Geophys. Transactions* 35, 3–64.
- BORSOS T., HÁDEN S., JÓSVAI J. 1994: Gerecse, Tardosbánya, "Grand Canyon" terület. – Terepgyakorlati jelentés, ELTE Ált. Tört. Földtani Tanszék, 42 p.
- CSÁSZÁR G. 1995: A gerecsei és a vértés-előtéri kutatás eredményeinek áttekintése. – *Általános Földtani Szemle* 27, 133–152.
- CSÁSZÁR, G., ÁRGYELÁN, B.G. 1994: Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous formations of the Gerecse Mts., Hungary and their paleogeographic implications. – *Cretaceous Research* 15, 417–434.
- CSÁSZÁR G., GALÁCZ A., VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura fácieskérdések, alpi analógiák. – *Földtani Közlöny* 128.
- DULAI, A. 1993: Hettangian (Early Jurassic) megafauna and paleogeography of the Bakony Mts. – In: PÁLFY, J. VÖRÖS, A. (eds.): *Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe*, Hung. Geol. Soc., 31–37.
- DULAI A. 1998: A Piszznicei Mészki alsó-liász brachiopoda faunája a Keleti-Gerecsében és a tatai Kálvária-dombon. – *Földtani Közlöny* 128.
- EBERL, G. P. 1988: The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – *Ecolgae Geol. Helvetiae* 81, 155–174.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. – *Földtani Közlöny* 124, 129–305.

- FÖZY I. 1993: Felső jura ammonites biosztratigráfia a Gerecse és Pilis hegységben. – *Földtani Közlöny* 123, 441–464.
- GALÁ CZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* 31, 313–328.
- GALÁ CZ, A., VÖRÖS, A. 1972: A Bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlat a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. – *Földtani Közlöny* 102, 313–328.
- GÉ CZY B. 1986: Jelentés a Nyugat-gerecsei alsójura ammonitesekről. – Kézirat, 10 p. MÁFI Adattár.
- JORDÁN Gy., KOVÁ CS R., SZÖ CS A. 1992: Jelentés a gerecsei terepgyakorlatról – Kézirat, ELTE Ált. Tört. Földtani Tanszék, 22 p.
- KÁ ZMÉR, M. 1998: Pygopid brachiopods and Late Jurassic paleorelief in the Gerecse Mts., Hungary. – *Földtani Közlöny* 128.
- KERC SMÁ R Zs., LANTOS Z., Á CS Zs. KOVÁ CS P., MAUCHA G., VAJDA A. 1992: Terepgyakorlati jelentés. – ELTE Ált. Tört. Földtani Tanszék, 46 p.
- KONDA J. 1987: Gerecse, Süttő, Vöröshídi-kőfejtő. – Magyarország geológiai alapszelvényei. MÁFI 6 p.
- KUN-JÁ GER E., VARGA B., BAJNÓ CZI B. 1996: A Héreg-Tarjá ni-medence szerkezete. – Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 52 p.
- LANTOS Z. 1995: Gerecsei alsójura szedimentológiai vizsgálata. Kapcsolatok a liász tektonikával és ősföldrajzzal. – Szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 138 p.
- LANTOS Z. 1997: Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse). – *Földtani Közlöny* 127, 291–320.
- MORLEY, C.K. 1988: Variable extension in Lake Tanganyika. – *Tectonics* 7, 785–801.
- PAITON, T.L., MOUSTAFA, A.R., NELSON, R.A., ABDINE, S.A. 1994: Tectonic evolution and structural setting of the Suez Rift. – In: LANDON, S.M. (ed.): Interior rift basins, – *AAPG Memoir* 59, 9–55.
- REZESSY A. 1997: A Pisznicsei Mész kő ciklus-sztratigráfiai vizsgálata gerecsei szelvényeken. – Szakdolgozat, ELTE 169 p.
- SZABÓ J. 1998: Paleogeográfiai és paleoökológiai következtetések egy késő-sinemuri gastropoda-fauna kapcsán (Hierlatzi Mész kő, Nagy-Teke-hegy, Gerecse). – *Földtani Közlöny* 128.
- TARI, G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine-Carpathian transition zone – In: HORVÁ TH, F., TARI, G., BOKOR, Cs. (eds.): *Extensional collapse of the Alpine orogene and Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin Fill of the Western Pannonian Basin. AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip No. 6., Hungary*, 133–156.
- VIGH Gy. 1935: Adatok a Gerecse-hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. – *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentés 1925–28-ról*, 88–98.
- VIGH G. 1943: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. – *Földtani Közlöny* 73, 301–359.
- VIGH G. 1961a: A Gerecse hegység nyugati felének földtani vázlat. – *MÁFI Évkönyv* 49/2, 445–462.
- VIGH G. 1961b: A Gerecsei jura üledékek fácies kérdései. – *MÁFI Évkönyv* 49/2, 463–468.
- VIGH G. 1969: Magyarázó a Dorogi-medence földtani térképéhez, 1:10 000-es sorozat, Pusztamarót. – MÁFI Kiadvány, 69 p.
- VÖRÖS, A. 1989: Fault-scarp controlled carbonate sedimentation in a Tethyan Jurassic seamount area (Bakony, Hungary). – *10th IAES Regional Meeting on Sedimentology*, Budapest, 250–251.
- VÖRÖS, A. 1991: Hierlatzkalk – a peculiar Austro-Hungarian jurassic facies. – A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete I., 145–154.
- VÖRÖS, A. 1993: Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 100, 125–145.
- VÖRÖS, A., GALÁ CZ, A. 1998: Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 104.
- WINTERER, E.L., METZLER, C.V, SARTI, M. 1991: Neptunian dikes and associated breccias (southern Alps, Italy, and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed system. – *Sedimentology* 38, 381–404.

A kézirat beérkezett: 1998. 06. 05.

A gerecsei jura – fácieskérdések, alpi analógiák

Jurassic of the Gerecse Mountains, Hungary: facies and Alpine analogies

CSÁSZÁR Géza¹ – GALÁCZ András² – VÖRÖS Attila³
(17 ábra)

Abstract

Recently finished field studies and the results of laboratory investigations have made it possible to draw a palaeogeographic reconstruction of the Gerecse Jurassic period, which is more detailed and reliable than the previous efforts. The results support, with more precision, the former conclusion of G. VIGH (1961b), who suggested that the tectonic lineament followed by the Bikol valley between Süttő and Tardos subdivides the Gerecse Hills into two, basically different facies areas: the Eastern Gerecse, which is more or less continuous, and the Western Gerecse with incomplete, lacunose Jurassic sequences. The latter area is called here Gorba High (= Teke Horst in VÖRÖS & GALÁCZ 1998). The results indicate that in the eastern proximity of the Gorba High Lower and Middle Jurassic sediments have accumulated in greater thickness than in other parts of the Eastern Gerecse.

The most important results are as follows:

The Western Gerecse (i.e. the Gorba High), which was regarded previously as a uniform area, and it represents a complicated, mosaic-like structure, with smaller sub-basins of episodic sedimentation from the Jurassic period.

Along the western margin of the Gorba High a narrow zone of intermittent sedimentation can be outlined, which is transitional between the continuous and the lacunose (incomplete) sequences.

West of the Gorba High (Szomód area) is another region of continuous sedimentation, but with its different deposits, this is not a symmetric counterpart of the Eastern Gerecse basin.

Products of submarine sedimentary transport recognized in the Middle Jurassic indicate an uneven, dissected bottom, and synsedimentary tectonic activity.

The fact that the Middle Jurassic Lókút Radiolarite grows in thickness and has more and more limestone intercalations southwards, parallel to the supposed obduction line, indicates a compressive, southwardly deepening basin.

The mass occurrence of the calcareous alga *Clypeina jurassica* in the redeposited carbonates within the Upper Jurassic Szentivánhegy Limestone in the Szomód area may suggest a carbonate platform nearby.

As source areas of the components of the basal Cretaceous Felsővadács Breccia, at least two possible sites can be suggested of these, the distal one, on the basis of the westward decrease of thickness of the formation, could have been an elevated obduction zone east-northeast.

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia u. 14 E-mail: csaszar@mafi.hu

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Őslénytani Tanszék, 1083 Budapest, Ludovika tér 2

³ Magyar Természettudományi Múzeum Föld és Őslénytár, 1431 Budapest Pf. 137

The results of the studies were compared to our own experience and to literature data on the Jurassic period of other parts of the Transdanubian Central Range and beyond: the Karawanken, and briefly the Southern Alps and the Northern Calcareous Alps. Though analogies of a different extent appear with all these areas, it has been concluded that the Jurassic period of the Gerecse shows some more affinities to that of the Northern Calcareous Alps than the Jurassic of the Bakony, thus they are seemingly closer related to the Southern Alps.

Manuscript received: 25. 05. 1998

Összefoglalás

A tanulmány a Gerecse alapszelvény-vizsgálati eredményeiből kiindulva, a terület földtani térképezése, valamint a térképezéshez kapcsolódó kiegészítő fúrási és felszíni szelvények vizsgálatai során szerzett ismereteket tárja az olvasó elé. A vizsgálatok olyan fácies és paleogeográfiai modell létrehozásához vezettek, amely egyrészt pontosítja és megbízható adatokkal támasztja alá a korábbi elgondolásokat, másrészt számos új összefüggést tár fel.

A tanulmány vizsgálja az egyes litosztratigráfiai alapegységek jellegeinek változását a Dunántúli-középhegység területén belül, de keresi a fácies és paleogeográfiai kapcsolatokat az Északi Mészköalpok és a Déli Alpok, – ezen belül is különösen a Karavankák jura kifejlődései felé. Az utóbbi esetben saját vizsgálataink teszik megalapozottabbá a rokonsági viszonyok tekintetében levont következtetéseinket. A fontosabb eredmények a Következtetések alcím alatt olvashatók.

Bevezetés

Korábbi, OTKA téma keretében végzett munkálataink során előrehaladást értünk el a Vértes-hegység és a Gerecse kréta időszaki képződményeinek sztratiográfiai tagolásában, az egyes üledékképződési környezet-típusok jellemzőinek feltárásában, valamint a terület ősföldrajzi viszonyainak és fejlődéstörténetének rekonstruálásában (ÁRGYELÁN 1995; CSÁSZÁR 1995; CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994; FOGARASI 1995; FÓZY 1995; GÖRÖG 1995). Az akkor vizsgált szelvények némelyikében legfelső-jura képződmények is előfordultak, és ezek vizsgálati eredményeit nem lehetett minden esetben beilleszteni a jura üledékképződési viszonyokról és a fejlődéstörténetről korábban kialakított képbe. Különösen nagy annak a jelentősége, hogy obdukált óceáni aljzatról származó króm spinelleket, sőt vulkanoklasztit szemcséket tudtunk kimutatni az alsó-kréta törmelékes rétegsor alatti pelágikus felső-jura karbonátokból is. Főként ez az adat, de számos további megfigyelés is arra készítetett bennünket, hogy vizsgálatainkat kiterjesszük a gerecsei jura képződményekre is. A korszerű újraértékelést az a körülmény is indokolja, hogy a legutóbbi átfogó fácies-értékelés és ősföldrajzi összefoglalás a gerecsei juráról több évtizede készült (VIGH G. 1961b), és a nemrégiben közölt, a Dunántúli-középhegységi jurát összefoglaló tanulmány (VÖRÖS & GALÁCZ 1998) a Gerecsét csak érintőlegesen tárgyalja. Jelen munkában a gerecsei jura képződményeket – ismertetésükön túlmenően – összehasonlítjuk a Dunántúli-középhegység többi része, valamint a tágabb ősföldrajzi keretbe tartozó Déli Alpok–Karavankák–Északi Mészköalpok területegység jura közeivel.

Földtani háttér

A Tethys-óceánt szegélyező, egységes kifejlődésű karbonátplatform a triász időszak végén kisebb tektonikai egységekre darabolódott (BERNOULLI & JENKYNYS 1974). Ennek során a Dunántúli-középhegységben is jelentősen megváltozott az üledékképződés menete és az üledékek jellege (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972; VÖRÖS & GALÁ CZ 1998). Ez a változás egyes területeken időben kissé elhúzódo volt és több helyen csak kisebb réteggymaradással járt, másutt tekintélyes üledékhézagot eredményezett. A Bakony nagyobbik (délnyugati) részén a Dachsteini Mészkövet a liász elején – rövid idejű üledékhézag után – a sekély szublitóralis eredetű Kardosréti Mészkö váltotta fel. DULAI (1993) szerint a makrofauna-együttesek eloszlása alapján már a hettangiban kirajzolhatóak azok a hátsági területek, amelyeket korábban a változatosabb litológia és a gazdagabb faunakép alapján a sinemuriból lehetett kimutatni (VÖRÖS 1986). A Dunántúli-középhegység egyéb területein a hettangi emelet jelentős része őslénytani adatokkal igazolhatóan hiányzik.

A plienschachi korszak végén zajlott le a változások második, bizonyos szempontból a hettangi eseménynél is fontosabb szakasza. A tengerszint általános emelkedésével egybeesően ekkor teljesedett ki az üledékgyűjtő aljzatának hátságokra és köztes medencékre tagolódása, ami az Atlanti-óceán kinyílásához kötődő tektonikai mozgásokkal hozható kapcsolatba (BERNOULLI & LAUBSCHER 1972; VÖRÖS 1980).

A hátsági és medencebeli üledékképződés kapcsolatait a mediterrán jura kifejlődéseire, és ezen belül a bakonyi területekre kidolgozott modellek foglalják össze (JENKYNYS & TORRENS 1971; GALÁ CZ & VÖRÖS 1972). Ezek szerint a hátságok peremzónáiban a törésekhez kapcsolódóan hasadékrendszerek jöttek létre, miközben a hátságokról az ott képződött, túlnyomórészt biogén eredetű karbonátos üledékek nagy része tengeráramlásokkal a medencékbe sodródott. A lépcsőzetes lejtőkön és a lejtők tövében hierlatzi fáciesű üledék rakódott le. Ezt a zónát finomodó szemcseméretű crinoidea őrlemény sávja, majd agyagos, gyakorlatilag törmelékmentes medence- (adneti-) fácies követi.

A toarciban, a már megelőzően csökkenő karbonátprodukción követően az Úrkúti Mangánérc Formáció és a Kisgerecei Marga megjelenése hirtelen pelitesre váltó üledékképződést jelez. A kőzetminőség változásával összefüggésben is jelentősen megváltozik az ősmaradvány-tartalom. A plienschachiban még nagyon gyakori bentosz formák (elsősorban a brachiopodák) eltűnnek, és gazdag cephalopoda-fauna jelenik meg, a crinoideás–foraminiferás mikrofáciest fokozatosan bositrás mikrofácies váltja fel. A hátságokon ritka kivételektől eltekintve a toarci, majd a középső-jura folyamán üledéklerakódás nem folyt, miközben a medencékben többé-kevésbé folyamatos üledékképződés zajlott.

A passzív kontinensperemek fejlődésének általános modelljével összhangban a következő középső-jura vízmélység növekedés az egész mediterrán térségben, így a Dunántúli-középhegységben is általános, és ez utóbbi területen meghaladja az aaleni globális vízszint esést (GÉ CZY 1984a). Általános a vélemény, hogy a legnagyobb vízmélység a középső-jura végére, a radiolarit képződése

idejére tehető, ezt követően pedig az üledékgyűjtő vízmélysége csökkent (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972; FÜLÖP 1975). Újabban felmerült, hogy a tendencia megváltozását a karbonát kompenzációs mélység (CCD) növekedése okozta (lásd VÖRÖS & GALÁ CZ 1998).

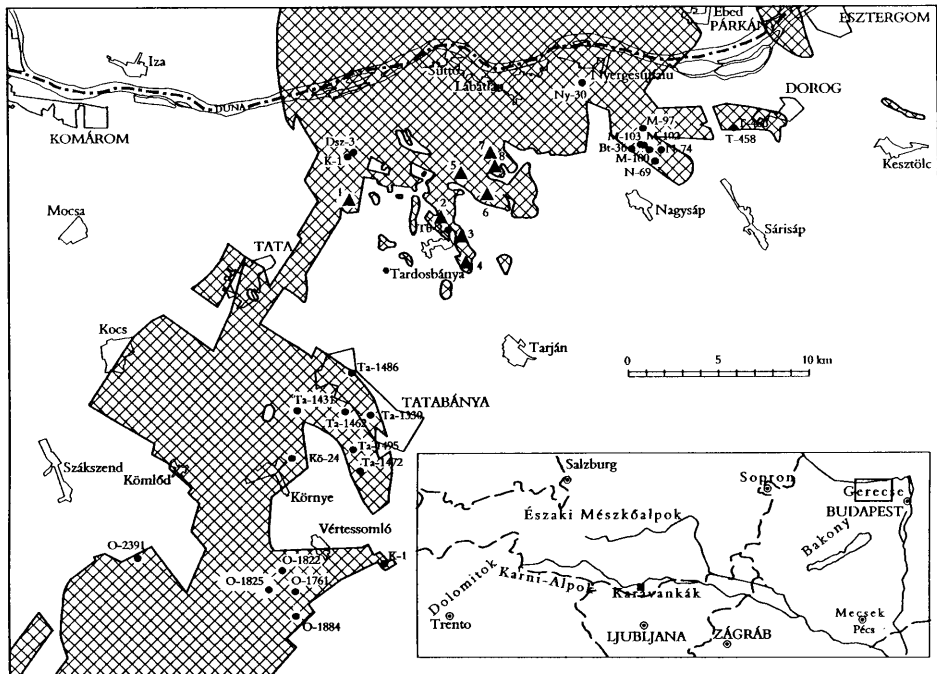
A mediterrán térség az üledék-típusok eloszlása szempontjából a jura vége felé két fáciesterületre különíthető. Egyes (dél-alpi) térségekben maiolica (vagy biancone) térhódításával lassú szedimentációs változás vette kezdetét, ami a neokom végére pelites üledékek lerakódásához vezetett, míg másutt (Gerecse, Északi Mészköalpok) sziliciklasztikus sorozatok lerakódása gyors és alapvető litológiai váltást jelez (CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994).

A jura kifejlődési területek paleobiogeográfiai értékelésében úttörő vizsgálatok (GÉCZY 1973, 1984b, 1985) után egyre gyakoribbá vált a paleontológiai adatok ősföldrajzi kiértékelése (VÖRÖS 1980, 1987, 1988, 1992, 1993, 1997; SZABÓ 1980; KÁZMÉR 1993; DULAI 1993). NAGY Elemér (1971) nevéhez köthetően ugyancsak a hetvenes években kezdődött meg a litológiai és fácies-rokonság keresése. Ezekhez nagymértékben hozzájárult KÁZMÉR M. és KOVÁCS S. szökési modelljének kialakítása (1985), miszerint a Dunántúli-középhegységet magában foglaló Pelso (vagy Észak-Pannon) egység a Déli Alpok és az Északi Mészköalpok közötti helyzetből préselődött ki mai helyére. A vizsgálatok a napjainkban előtérbe került terrénum-kutatásokban csúcsondultak ki. Mindez indokoltá teszi, hogy a Gerecse juráját összehasonlítsuk a dél-alpi és az északi-mészköalpi hasonló korú képződményekkel.

A Gerecse és a Pilis-hegység

Eltelkintve a tatabányai juráról szóló korai tudósításoktól, PETERS (1859) és HAUER (1870) úttörő felismerései után a terület (1. ábra) jura képződményeivel érdemben először HANTKEN foglalkozott (1861, 1868, 1871, 1880), aki terciér kőszénkutatásokkal kapcsolatosan áttekintette az idősebb képződményeket is. A Keleti Gerecse jurájában kimutatta mindhárom sorozat jelenlétét, az összletet hét szintre tagolva (1880). Ezek a megállapításai alapjaikban ma is érvényesek.

A Nyugati Gerecsére vonatkozó első részletes leírások HOFMANN-tól származnak (1884). Ő a Teke-hegy, a Nagy-Somlyó és az Asszony-hegy "alsó liaszbeli mészkőösszleteit" a Gerecse "veres márványösszletének legmélyebb részéhez" sorolta, és a pizsnicei, gerecsei és bánya-hegyi rétegsorok denudációs maradványainak tekintette. A gyűjtött brachiopoda- ammonites- és csiga-fauna alapján nem csak a mészkövek korát, de a hierlatz fácieshez való hasonlóságát is felismerte. Megállapítása szerint e mészkövek a "dachsteini mésszel megegyező irányba dőlnek, de arra, úgy látszik, discordansan vannak ráhelyezve". A Keleti Gerecséből ugyancsak elsőnek írta le és ábrázolta szelvényben a Paprét-árokban feltárt "veres, márgás, gümös" középső-dogger mészkövet (=Tölgyhádi Mészkő), a fölötté települő, alsó-tithonnak tekintett vörös, kovás, tűzkőgumós vagy -lencsés rétegeket (=Lókúti Radiolarit), továbbá a sötétvörös, ammoniteses mészkőpadot (=Pálihálási Mészkő) és az alsó-neokomba sorolt, márgás homokkővel



1. ábra. A jura képződmények elterjedése a Gerecseben és a szomszédos területeken

Fig. 1 Extent of the Jurassic formations in the Gerecse and the neighbouring areas

kezdődő breccsaszerű padot (=Felsővadácsi Breccsa), valamint a "palás mészmárgát" (=Berseki Márga). Kitérő ismereteit jelzi, hogy a gazdag és változatos fauna meghatározása mellett jelezte e kifejlődéseknek és fossziliáknak az országon belüli, illetve más európai térségekben való előfordulását is.

A későbbiekben VADÁSZ (1913) tett érdemi észrevételeket a terület jura képződményeiről, a liász mészköveket a Dachsteini Mészkő sziklás partjai mentén hasadékokba települt hemipelágikus üledékeknek tekintve. Az Asszony-hegyen felismerte a tithon előfordulását, és a liászt követő üledékhézagot "közbeeső szárazulati időszakkal", ennek megfelelően a jura összlet hézagosságát parttöltődéssel, illetve utólagos lepusztulással magyarázta.

VIGH Gy. (1925, 1928, 1935) számos új előfordulás és azok ősmaradvány-tartalmának leírása mellett – VADÁSZ megállapításait erősítendő – transzgressziós alapbreccsát mutatott ki a Gorba keleti és a Hosszúvontató északi lejtőjén. Megfigyelései szerint a malm rétegek nem csupán az idősebb jura, hanem a "triász-képződményekre" is transzgresszálódnak. Részletes tagolást adott a gerescei jura rétegsorról. A tardosi Szél-hegyről és Agostyántól északra *Pygope diphyás*, törpe ammoniteses hierlatzi jellegű tithon mészkövet írt le. Rétegtani táblázatában (1928) szembeállította a kelet-gerescei folyamatos rétegsorral a nyugat-gerescei erősen hézagos összletet, ahol nem csak a sinemuri végétől az oxfordi végéig tüntet fel szárazulatot ("Festland"), hanem a hettangi egészére is. A Pilis-hegység területén szerinte szintén csak a sinemuriban indult az üledékképződés, és a radiolarit, tévesen, közvetlenül a crinoideás-brachiopodás mészkő fölött, a pliensbachi és toarci emeletekben szerepel. A dogger egészére szárazulatot tételez fel, és a késő-tithonban ismét regressziót jelöl. Még különösebb a Dorogi-medencére felállított rétegsora, ahol a Dachsteini Mészkő felett – a folyamatos kifejlődésű kelet-geresceihez hasonlóan – csak félemeletnyi hézagot állapít meg, a toarcinak minősített radiolarit felett viszont a jura végéig szárazulatot jelöl.

Apja nyomdokain haladva VIGH G. (1943, 1961a, 1961b, 1968, 1969) számos további előfordulás feltárásával gazdagította ismereteinket a gerescei (főleg a nyugat-gerescei) juráról. Litológiai és őslénytani szempontból a korábbiaknál részletesebb tagolást adott, mintegy 20 egységet különböztetve meg. Közel 100 000 brachiopodát és ammonitest gyűjtött és vizsgált a hegység területéről. Meggyőzően bizonyította, hogy kellő mennyiségű brachiopoda alapján a rétegsorok legalább emelet szinten tagolhatók. Ennek megfelelően a Hierlatzi Mészkövet sinemuri és pliensbachi korú egységekre különítette.

A gerescei brachiopoda-faunát VIGH G. (1943) a tipikus Hierlatzi Mészkő faunájával látta egyezőnek, illetve a hazai előfordulások közül a pilisi és délibakonyi együttesekhez találta leghasonlóbbnak. A képződésre vonatkozó következtetései egybecsengenek VADÁSZ és VIGH Gy. megállapításaival. Szerinte a világos testszínű vagy sötétvörös, tömör mészkő fácies a kevésbé sziklás, nyugodtabb partközeli sekélytengerben képződött, míg az erősen breccsás Hierlatzi Mészkő az egyenetlen, repedésekkel teli sziklás tengerparton. A Nyugat-Gerecsét szigettengerként értelmezte.

VIGH G. volt az első, aki megállapította, hogy a folyamatos és hézagos kifejlődésű jura területek között a határ a Süttő és Tardos közötti út vonalába esik

(1961a). Ettől keletre csupán az Esztergom-dorogi rögökben fordul elő Hierlatzi Mészkö. A területen ÉK–DNY-i csapású vízszintes elmozdulásokat figyelt meg, amiket megtorlódás eredményének tartott.

A hatvanas években a dorogi térképezéshez kapcsolódóan (VIGH G. 1969), az alapszelvény-program előzményének tekinthetően folytak rétegtani kutatások a Gerecsében. Ezek részeként adta közre VIGH G. eredményeit (1984), többek között a Paprét-árok felső-jura szelvényéről. A 65 cm vastag, erőteljes visszaldódást szenvedett rétegsorban a tithon és berriási emelet 7 ammonites zónáját mutatta ki. A Felsővadácsi Breccsa korát kora-valangininek határozta.

A későbbiekben az alapszelvény-program keretében KONDA József irányításával folytak liász és dogger, majd malm rétegtani kutatások. Sajnos, a tervezett gerecsei jura monográfia KONDA J. betegsége, majd halála miatt nem készülhetett el. Vizsgálatainak eredményeire a későbbiekben kitérünk.

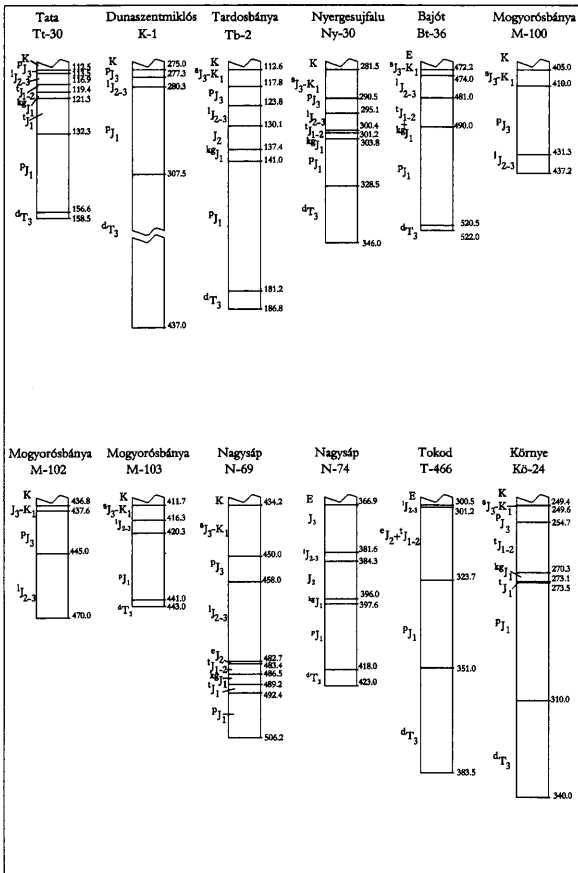
A gerecsei jura képződmények, a földtani szelvények vizsgálata és a térképezési munka eredményei alapján

A szelvényezés és a térképező munka eredményeként a gerecsei jura rétegsorokra – VIGH G. korábbi részletes felosztásával szemben – ma egy leegyszerűsített, áttekinthetőbb litosztratigráfiai tagolást alkalmazhatunk. A következőkben – a folyamatos és hézagos rétegsorok tagolása nélkül – nagyjából időrendi sorrendben tekintjük át a terület jura képződményeit. A felszíni szelvények értékelése mellett fontos adatokat merítettünk a területen mélyült fúrások jura képződményeinek értelmezéséből is (2. ábra).

Pisznicsei Mészkö Formáció

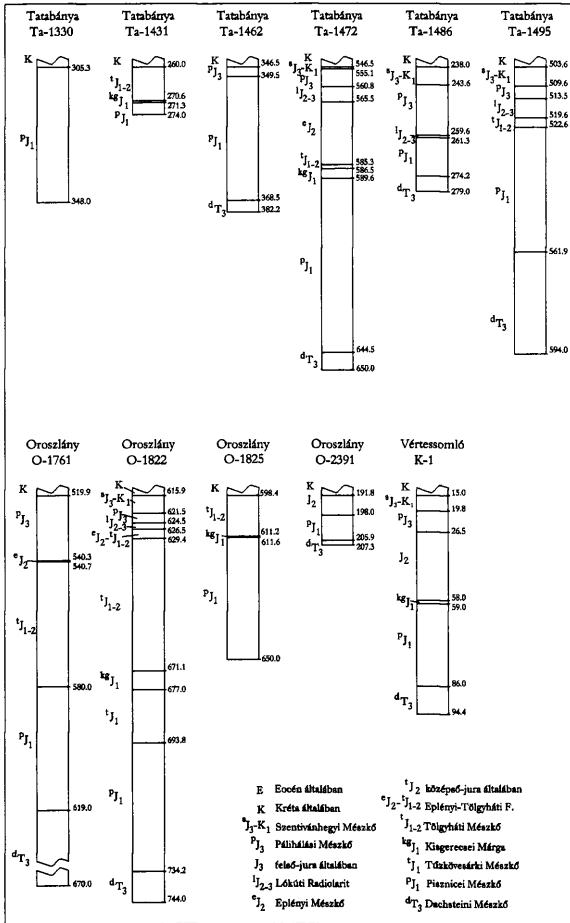
Ezen a néven foglaljuk össze a Dachsteini Mészkö fölött unkonformitással, vagy alig észlelhető szögdiszkordanciával települő, vastagpados (ritkán tömeges) és lemezes között változó vastagságú rétegekből álló, testszínű, ritkábban fakószürke, biogén alkotókat nagyon változó mértékben és összetételben tartalmazó mészkövet. Legelterjedtebb ősmaradványai a crinoideák (változatos szemcseméretű törmelék formájában), jellemzőek a brachiopodák (főként a formáció alsó szakaszán), és legalsó, valamint legfelső rétegeiben gyakoriak a roszz megtartású ammonitesek. Vékonycsiszolatban – csökkenő gyakorisági sorrendben – a következő elemek ismerhetők fel: crinoideák, mészvázú bentosz foraminiferák, ostracodák, szivacsstűk és *Globochaeték*. Főleg a rétegsorok középső szakaszán gyakoriak a jobbra kissé elmosódó körvonalú litoklasztok, gyakran előfordulnak az egyes rétegek középső részén, de a rétegek tetején is.

A formáció esetenként két tagozatra különíthető. Az alsó rész ősmaradványokban szegényebb, biomikrites wackestone, vagy bioklasztos mudstone szövetű, a felső biomikrites wackestone/packstone szövetű. FÜLÖP (1975) és KONDA (1985, 1987) a Pisznicsei Mészkö megnevezést csak az alsó tagozatra



2. ábra. A Gerecse, a Dorogi-, a Tatabányai- és az Oroszlányi-medence fontosabb fúrásaiban feltárt jura képződmények rétegsora formáció szintű bontásban

Fig. 2 Jurassic formations in selected boreholes in the Gerecse Mts. and in the Dorog, the Tatabánya and the Oroszlány Basins



használta, a felsőt Tűzkövesárki Mészke néven említette. A formáció-szintű összevonást az alábbi körülmények indokolják:

- az alsó tagozat változó vastagságú alsó rétegei gyakran a felső tagozat számos rétegével azonos litológiai és mikrofaunisztikai bélyegekkel rendelkeznek;
- ismeretesen olyan szelvények (pl. tardosi Bánya-hegy), ahol a tagozat szintű szétválasztás lehetetlen, mert az erőteljes crinoideás jelleg ebben a legvastagabb (46 m) felszíni rétegsorban visszatérően ismétlődik;
- legfőképpen pedig a felső tagozat jellegei sem egyeznek meg a Tűzkövesárki Mészke elkülönítő bélyegeivel.

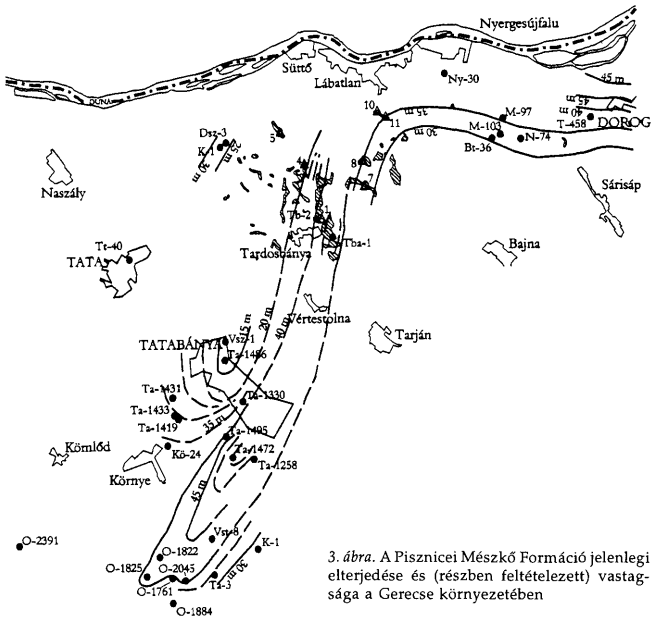
Megfigyeléseink szerint a Gerecsében a Tűzkövesárki Formációnak a Pisznicai Mészke Kisgerecsei Márgába átvezető, legfelső 20–40 centiméteres, kivételesen 1–2 m-es szakasza feleltethető meg.

A Bánya-hegyi rétegsor sajátossága még a gyakori erőteljes bioturbálttság, és a több milliméteres vastagságot is elérő, részben eredeti üledékhányra, részben visszaoldódásra, gyakran pedig nyomási oldódásra (is) visszavezethető agyagkőzők jelenléte (REZESSY 1998, jelen füzet). Ahol a két tagozat elkülöníthető, ott az alsó és felső tagozat határa közelében vasas-mangános kérgű intraklasztok formálnak vezető szintet. Különösen nagy (2–3 centiméteres), gyakran megnyúlt mangángumók koncentrálnak 10–15 cm vastag réteget alkotva a törökösbükki kőfejtőben. FÜLÖP (1975) az itteni kifejlődésről nevezte el Törökösbükki Formációnak a Pisznicai Mészke feletti sorozatot, amit ma a Pisznicai Mészken belüli egységként, Törökösbükki Tagozat néven indokoltnak látunk megkülönböztetni a formáció alapvetően mikrites, jobbára crinoidea-szegény alsó tagozatától.

A hátsági és ahhoz közeli területeken nem csak a Dachsteini Mészkeben, de a Pisznicai Formációban is megfigyelhetők változatos vastagságú neptuni telérek.

A Pisznicai Mészke előfordul az üledékhézagos hátsági és a folyamatos, de kondenzált kifejlődésű medence-területeken is. Vastagsága a medence-területeken 20–55 (átlagban 35) méter, de a hátsági területeken is elérheti a 27 métert, bár itt rendszerint kisebb 20 méternél (2a–b. és 3. ábra). A legnagyobb vastagsági értékek a Gorba-hátsághoz (*sensu* CSÁSZÁR 1995) közeli területeken fordulnak elő: a tardosi Bánya-hegyi kőfejtőben 46 m, a Tardos Tb-2. sz. fúrásban 40,2 m, a Tatbánya Ta-1472. sz. fúrásban 54,9 m, a Ta-1495. sz. fúrásban 39,3 m, a Környe Kő-27. sz. fúrásban 36,5 m. (A fúrási adatok dőléskorrekció nélküliek!)

A hátságtól távolodva a szállított biogén törmelék szemcseméretének, benne a bioklasztok és finom törmelékek szemcse nagyságának, az átlagos rétegvastagságnak, és egyúttal a formáció teljes vastagságának csökkenése állapítható meg. A hátságtól távolabb eső Tölgyháti-kőfejtőben a finomtörmelékes közbe települések is vékonyabbak, mint a tardosi Bánya-hegyi kőfejtőben, jölehet a formáció ez utóbbi helyen észlelhető nagyobb vastagsága mellett – egyenletes finomtörmelék-eloszlást feltételezve – a tölgyháti bányában vastagabb pelit közbe településeknek kellene lenniük. A vastagsági értékek eloszlása jól értelmezhető a korábban felvázolt modellekkel (GALÁCZ & VÖRÖS 1972; BOSELLINI & MASETTI 1972), amelyek szerint a hátság és a hátságot szegélyező, vetők létrehozta lépcsők a nagyobb bioprodukciónak köszönhetően a lejtő közelében fel-



3. ábra. A Pisznicei Mészkö Formáció jelenlegi elterjedése és (részben feltételezett) vastagsága a Gerecse környezetében

Fig. 3 Present extent and thickness of the Pisznicei Limestone Formation in the environs of Gerecse

gyülemlő, rendszerint durvább szemcséjű bioklasztos üledékek forrásterületének tekinthetők. Bár jelen esetben nem karbonát platformmal állunk szemben, mégis elmondható, hogy a jelenség összhangban van a később kialakított szekvencia sztratigráfiai modellel is. Nehezen értelmezhető néhány oroszlanói fúrás, ahol ugyancsak magas vastagsági értékekkel találkozunk: O-1822: 40,4 m; O-1761: 39 m; O-1825: 38,4 m.

A Gorba-hát nyugati lábánál (szomódi Tűzkő-hegy), a formáció teteje alatt 1 méterrel a Pelső egység jurájában szokatlan, 20 cm vastag, glaukonitban dús réteg települ (SZENTE I. felismerése). KORITÁR & SALLAI (1996) vizsgálatai szerint a 20–40%-nyi szmektitet tartalmazó glaukonit a hátság mentén feláramló hideg vízből, helyben keletkezett.

A Gorba-hát keleti lejtőjét reprezentáló Asszony-hegyen két, egymástól eltérő jura rétegsort ismerünk. A délkeleti oldal sajátosan üledékhézagos rétegsorának alsó, legalább 15 m vastag szakaszát a Pisznicei Mészkö alkotja, tetején vasas-

mangános kemény felszínnel. Az 1,2 m vastag felső-liász–malm rétegsor fölött 2,3 m vastagságban, a fekjétől kissé eltérő dőlésű Pisznicei Mészke rétegek találhatóak ismét (FÓZY 1993). Az ebből gyűjtött ammonitesek és brachiopodák (PÁLFY & VÖRÖS in FÓZY 1993) egyaránt pliensbachi korra utalnak. A felső tömböt FÓZY (1993) az általa felsorolt több lehetséges megoldás közül – mint legvalószínűbbet – a tithon idején becsúszott blokként értelmezte.

A Pisznicei Mészke kora a kezdetektől tisztázottnak tekinthető. VIGH G. szerint (1961a, 1968) keletkezése – brachiopodák alapján – a medence-területeken a hettangi fiatalabb szakaszában indult, míg a Gorba-háthoz tartozó előfordulásokban (Asszony-hegy, Nagy-Somlyó, Kis-Somlyó, Hosszúvontató, Kőpolc) a Dachsteini Mészke feletti első jura rétegek nem idősebbek késő-sinemurinál. A hátsági területekről ennél pontosabb adattal csak az Asszony-hegy említett becsúszott blokkjából rendelkezünk. A medence kifejlődést képviselő tatai Kálvária-dombon GÉCZY (in FÜLÖP 1975) ammonitesekkel igazolta, hogy a Pisznicei Mészke képződése ezen a területen sem kezdődött a késő-hettangi előtt. PÁLFY (in DULAI 1998) szerint a tatai Kálvária-dombon a legidősebb jura réteg kora középső-hettangi is lehet. DULAI (1998) brachiopoda-korreláció alapján a Gorba-háttól keletre eső medence területén a bázisrétegek korát a késő-hettangi–kora-sinemuri intervallumra valószínűsíti.

A Pisznicei Formáció a Gerecsén kívül a Vértes-előtér északi részén (oroszlányi fúrások), valamint a Bakony hegységben is általános elterjedésű, noha ez utóbbi területen vastagsága ritkán haladja meg a 10 métert. Lényeges különbség az is, hogy fekjéje itt a Kardosréti Mészke, amiből helyenként fokozatosan, kisebb visszautésekkel fejlődik ki, bár vannak olyan szelvények is, ahol a két formáció határa éles.

A Pelso egység nyugati folytatásában, a Drauzug területén az Északi-Karavankából ismerünk a Pisznicei Mészke megfelelő képződményeket, amiket ott Hierlatzi Mészke vagy Adnéti Mészke névvel hívnak (BAUER et al. 1983; SCHRÖDER 1988; CSÁSZÁR & DOSZTÁLY 1994). A kora-liászban a dél-alpi Trento plató területével még kisebb a hasonlóság, mivel itt a széles tér- és időbeli elterjedésű Calcari Grigi Formáció található, amivel még a bakonyi Kardosréti Formáció is csak korlátozott mértékben korrelálható. A Calcari Grigit csak a pliensbachiban váltja fel a Trento plató legészakibb részén crinoideás-brachiopodás mészke (GAETANI 1975). Ez is mutatja a Pelso egység és a Déli Alpok liász kifejlődései közötti különbséget, ami számos jelleget tekintve nagyobb, mint ami a Pelso egység és az Északi Mészkealpok között kimutatható.

Hierlatzi Mészke

A Pisznicei Mészke medencebeli előfordulásaival szemben a Hierlatzi Mészke a hátsági területekre, vagyis elsősorban a Gorba-hátra korlátozódik. A formáció értelmezésében a közelmúltban végzett elemző munkák (VÖRÖS 1991) ellenére is vannak véleménykülönbségek. Hierlatzi Mészke előfordulásokat a Gerecséből elsőként WINKLER (1883), majd HOFMANN (1884), továbbá VIGH Gy (1925) említett, utóbbi "hierlatz" brachiopodás mészkeként, amiben kis méretű,

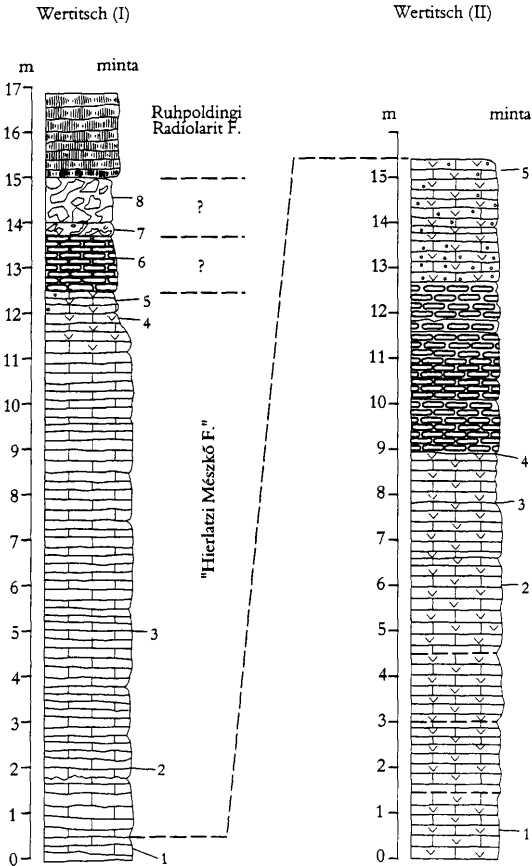
töredékes "hierlatz" ammonitesek is előfordulhatnak. VIGH G. (1943, 1961a, 1968) alsó-liász "hierlatz típusú" crinoideás-brachiopodás mészkövet (Nagy-Tekke, Hosszúvontató több pontja, Asszony-hegy, stb.), és középső liász brachiopodás "hierlatzi típusú" mészkövet (Hosszúvontató keleti oldala, Szél-hegy nyugati oldala) különböztetett meg. VIGH G. értelmezése szerint a Hierlatzi Mészkőnek alapvető jellege a crinoidea-tartalom. Szerinte a biogén alkotók változása arányában megjelenési formája is változatos. A változatos jellegeket a képződmény hasadék- vagy üregkitöltésként való származásával magyarázta, ami valóban oka lehet a fauna-összetételben mutatkozó különbségeknek. Elsőként határozta meg ammonitesekkel a képződmény korát, a Nagy-Tekén kimutatott sinemuri *Oxynoticerus oxynotum* alapján (VIGH 1961a), amit később GÉCZY (1986) is megerősített.

A földtani térképezés során szerzett tapasztalatok arra utalnak, hogy a Gerecsében a Hierlatzi Mészkő alig formál térképezhető egységet. Tükrözi ezt VIGH G. térképe is (1943, 1961a), ahol a képződmény csak néhány parányi foltként jelenik meg, vagy csak az "adnési mészkővel" (=Pisznicei Mészkő) összevontan szerepel. Legjellegzetesebb feltárása a Nagy-Tekéről ismert, ahol a törmeléktől eltekintve csak a Dachsteini Mészkő egy hosszú, 2 méter széles hasadékaiban található. A kőzet jobbára kalcittal kitöltött brachiopodákból és apró ammonitesekből áll. Ehhez hasonló, ugyancsak hasadékkitöltésként megőrződött Hierlatzi Mészkő fordul elő az Asszony-hegy tetején. Itt azonban durva crinoideás, brachiopodás kőzettípussal váltakozik, aminek kevésbé crinoideás változata a Dachsteini Mészkő egyenetlen felszínére is települ. Minthogy ez a kőzettípus a hegy déli-déleleti lejtőjén nem ismert, fel kell tételeznünk, hogy ez utóbbi terület eredetileg alacsonyabb térszínű lépcső lehetett, mint a valamikori plató részét alkotó hegytető.

A Gorba-hát többi részén (Hosszúvontató, Nagy-Somlyó, stb.) főleg a Pisznicei Mészkőhöz közel álló, a Hierlatzi Mészkő felé átmenetet mutató mikrites alapanyagú, gyengén bioklasztos kőzet-változat fordul elő, látszólag rendszertelenül feldúsuló brachiopodákkal. Ezek a brachiopodákban gazdagabb lencsék sorolhatók a Hierlatzi Mészkőbe (VIGH Gy. 1928, VIGH G. 1943, 1968). Az átmeneti jellegek miatt, önálló elkülönítésük nem nélkülözi a szubjektivitást.

A Bakonyban, főként a Déli-Bakonyban, a tipikusnak tekinthető (VÖRÖS 1991) Hierlatzi Mészkő sokkal elterjedtebb, mint a Gerecsében. A nem csak hasadékkitöltésként kifejlődött kőzet brachiopodás változata főként Úrkút környékén elterjedt, de megjelenik az Északi-Bakonyban is, a bakonybéli Kék-hegyen. Az Északi-Bakonyban különösen jól látható, hogy átmenetekkel kapcsolódik durva crinoideás mészkövekhez.

Az Északi-Karavánkában (SCHRÖDER 1988) Hierlatzi Mészkőnek neveznek minden olyan crinoideás mészkövet, ami nem gumós kifejlődésű. A crinoidea-törmelék mennyisége néha eléri a 60%-ot. Ezt mutatják saját, Wertitschnél és Raspotniknál felvett litológiai szelvényeink (4. és 5 ábra). Ezekből a szelvényekből látható, hogy a hasonló korú gerecsei sorozatokkal szemben itt a formációk alsó fele crinoideásabb. A Wertitsch I. szelvényben nem csak a szemcseméret finomabb, de a crinoidea-tartalom is gyakran csak slíresen, lencsésen jelenik

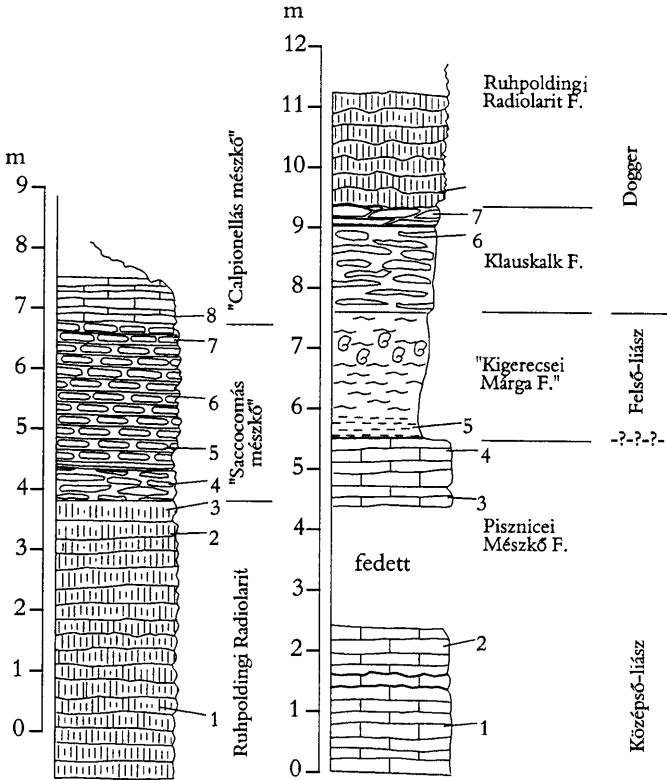


4. ábra. A Pisznicei Mészakő és a Hierlatzi Mészakő jellegét felváltva mutató liász rétegsor Wertitsch mellett a Karavankákban

Fig. 4 Lower Jurassic succession at Wertitsch, Karawanken alternatively showing characters of the Pisznice and Hierlatz Limestones

Raspotnik fölött
útbevágás (a)

Raspotnik (b)



5. ábra. Középső-liász crinoideás és mangánoskérgű intraklasztos, hasadékitöltéses mészkő, erősen kondenzált felső-liász és dogger mészkő, valamint radiolarit (b rétegoszlop), továbbá radiolarit, saccocomás mészkő és maiolika fáciesű mészkő (a rétegoszlop) Raspotnik közelében

Fig. 5 Jurassic sequences at Raspotnik, Karawanken: middle Lower Jurassic crinoidal limestones with intraclasts of manganese coatings in fissures; condensed upper Lower Jurassic and Middle Jurassic limestone and Middle-Upper Jurassic radiolarite (column b); radiolarite, Upper Jurassic Saccocoma limestone; Upper Jurassic-Lower Cretaceous Maiolica limestone (column a)

meg a mikrites szövetű alpanyagban. A képződmény itteni vastagsága – bár kontaktusát a fekvő Rhätoliaskalkkal nem sikerült feltárnunk – meghaladja a 30 métert. A brachiopodák és a korai pátit majdnem teljes hiánya miatt a képződmény Hierlatzi Mészkkőbe sorolása vitatható. A gyenge feltártság ellenére megállapítható, hogy a Wildensteini-völgyben a crinoideás mészkő fokozatosan fejlődik ki az ooidos–onkoidos Rhätoliaskalkból, de a rétegsornak a wertitschivel való egyezése csak feltételezhető. Valószínűleg a crinoideás mészkő vastagsága is meghaladja a BAUER et al. (1983) által jelzett 18 métert. A "Hierlatzi Mészkkő" felső részében a Rhätolilaskalk méteres, beágyazott tömbjei láthatók (CSÁSZÁR & DOSZTÁLY 1994), ami egyértelmű jele a hasadékképződésnek, a tektonikus feldarabolódásnak és hátsági területek közelségének. A Wildensteini-völgy keleti oldalán, törmelékben, mikrites alpanyagú mészkő található, amiben apró, tömegesen jelentkező csigák (*Ataphrus?* sp., SZABÓ J. határozása) monospecifikus faunája, brachiopodák [*Koninckodonta* sp., *Phymatothyris cerasulum* (ZITTEL)] és kagylók (*Praechlamys?* sp.) fordulnak elő. Ezek a brachiopodák a Bakonyban hátsági környezetben, illetve hasadékkitöltésekben jelentkezők. A növényevő csiga fotikus övbeli, tehát sekélyvízi környezetre utal. A víz-esés völgyében feltárt "Hierlatzi Mészkkövet" 1 méter vastagságot alig meghaladó, alul breccsa-szemcséket tartalmazó, gumós, kissé agyagos mészkő rétegek fedik (6. ábra). A mészkőben megjelenő kevés *Bositra* alapján arra következtethetünk, hogy a terület szétadarabolódása és hirtelen megsüllyedése a pliensbachi végén, vagy a toarci elején következett be.

A Lienzi Dolomitokban BLAU (1987) és BLAU & GRÜN (1995) hasonló genetikájú breccsát írt le, Lavanti Breccsa néven. A Déli Alpokban a Calcari Grigi Formáció fölött brachiopodás–crinoideás mészkő települ. Az Északi Mészkkőalpok a Hierlatzi Mészkkő típusterülete, ahol a formáció revíziós munkálatai jelenleg folynak.

Tűzkövesárki Mészkkő Formáció

A Tűzkövesárki Formáció típusos vörös, gumós, kissé agyagos mészkő kifejlődése ("ammonitico rosso") nem fordul elő a Gerecsében. Bizonyos megszorításokkal ide sorolható a Pisznicei Mészkkő és a Kisgerecsei Márga közötti, – legfeljebb 1–2 méteres rétegtag a medence-területek rétegsoraiban. Vastagsága egyedül talán a rosszul feltárt szomódi Tűzkő-hegy szelvényében haladhatja meg ezt az értéket, ahol a Pisznicei Formáció tetején a mészkő – a crinoideás jelleg megmaradásával – gumós-agyagközössé válik. Hasonló kifejlődésű a Pisznicei Mészkkő legfelső néhány deciméteres szakasza a tardosi Bánya-hegyen és a Vöröshídi kőfejtőben is. Feltűnő, hogy a várakozással szemben, a hátságtól távolodva nem tapasztalható a formáció kivastagodása, sőt azonosítani is egyre nehezebb.

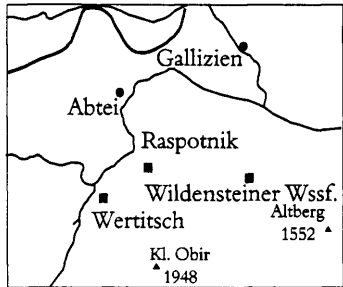
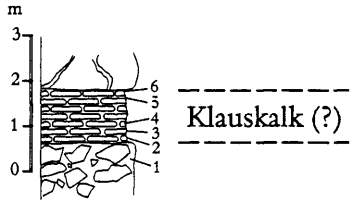
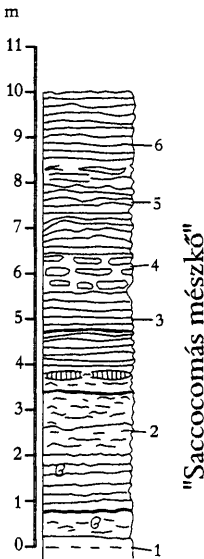
A formáció típusos kifejlődése a bakonycsernyei Tűzköves-árokban van, de a Bakony más területein is ismert.

Feltételelesen a Tűzkövesárki Mészkkővel párhuzamosítható a Wertitsch I. szelvény számban álló szakaszának a fedő breccsa és radiolarit alatti néhány rétege,

ami a mangános kérgű intraklasztokat tartalmazó crinoideás mészkő felett települ. Ez a mintegy 1,5 méter vastag, barnás színű, agyagos, gumós crinoideás mészkő a vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint foraminiferák és parányi csigák tömege mellett apró ammoniteseket is tartalmaz, de *Bositrák* nem fordulnak benne elő. A rétegek tetején, a wildensteini vízésnél észleltekkal azonosan, a *Bositrás* alapanyagba deciméteres Rhätoliaskalk darabok ágyazódnak, tömegesen. A breccsa genetikája valószínűleg egyezik a Wildensteini-völgyből említetttel, jóllehet ott a gumós mészkő a breccsa fedőjében található.

Wildensteini völgy
malm szelvény (a)

Wildensteini vízésés völgye
(a vízésés fölött)
(b)



6. ábra. Rhätoliaskalkból álló breccsa, fedőjében gumós, agyagos, bositrás mészkővel (Klauskalk - 6b), valamint részlet a saccomás, tűzkölcensés mészkő rétegsorból a Wildernsteini-völgyben (6a) Jelmagyarázatát ld. 5. ábra.

Fig. 6 Breccia of Rhatoliaskalk overlain by clayey, nodular *Bositra* limestone (Klauskalk -6b), detail of *Saccocoma* limestone with chert nodules (6a) in the Wildernsteini-völgyben. (For legend see Fig. 5)

Úrkúti Mangánérc Formáció

Az Úrkúti Formáció a Gerecsében egyedül a Tölgyháti-kőfejtőből ismert, ahol 10–30 cm vastag, ritkán oxidos mangánérc gumókat is tartalmazó sötétszürke, fekete, vagy tarka-színű agyag képviseli. A Gerecsében a kora-toarci anoxikus eseménynek megfelelő időintervallumban más szelvényekben üledékhiány tapasztalható, amelyet keményfelszín is jelez (tardosi Bánya-hegy, Asszony-hegy), miközben az anoxikus esemény az izotóp eloszlásban tükröződik (JENKYNYS et al. 1991).

Az Úrkúti Mangánérc Formáció térképezhető méretekkel csak a Bakonyban, Úrkút és Eplény környékén jelenik meg.

Az Északi-Karavánkában erőteljesen mangános szint nem ismert, bár mangános kérgű intraklasztok a raspotniki szelvény "Hierlatzi Mészkövének" felső rétegeiben nem ritkák. A Déli Alpokban a pliensbachi mészkö fedőjében kondenzáltak minősített vörös, mangános lencsék települnek (GAETANI 1975), de vannak itt kimondottan anoxikus fekete pala előfordulások is.

Kisgerecsei Márga Formáció

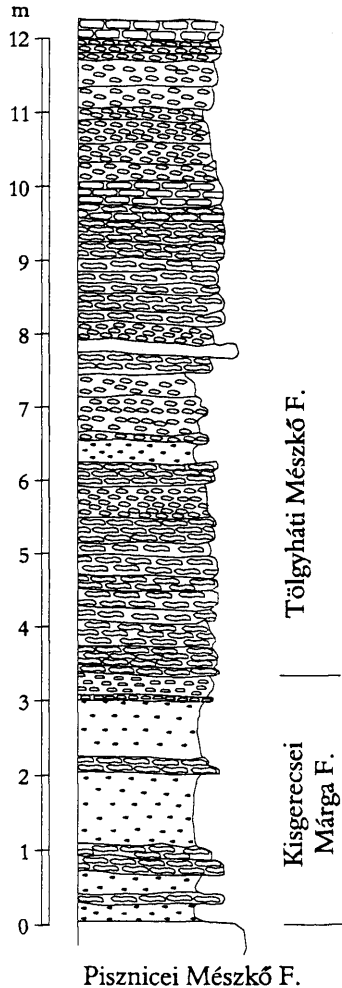
Az ide sorolt képződmény mai ismereteinkkel is egyező korbesorolását elsőként HANTKEN adta (1880), de részletes leírások csak később készültek (KULCSÁR 1913, 1914; VIGH Gy. 1935, 1940; VIGH G. 1961a; FÜLÖP 1975). Az első, kéziratban maradt formáció-leírást KONDA készítette (kézirat a 1980-as évekből). A formációba tartozó kőzet általában vékonyréteges, vörös, gumós, agyagos mészkö, mészmárga, márga összetételű, nem ritkán agyagmárga és agyag rétegek közbetelepülésével. Kisgerecsei Márgának minősíthető a meszesebb rétegsorokban a közbetelepülő, kissé gumós mészkö, a pelitesebb sorozatokban pedig csak a mészkögumós márga vagy agyag. Jellemző a gazdag, de nem ritkán gyenge megtartású ammonites fauna. Ennek köszönhető, hogy a toarci emeletbe tartozás a kezdetektől tisztázott volt. A legrészletesebb, zóna-szintű tagolás szerint (GÉCZY 1985) a Gerecsében kimutatható a 7 északnyugat-európai zóna. Mivel az értékeléshez nem tartozik részletes litológiai szelvény, és ilyet KONDA sem hagyott ránk, a jelenleg rendelkezésre álló adatokból csak hozzávetőlegesen adható meg a Kisgerecsei Márga felső határának kora. KONDA (1986) szerint a Kisgerecsei-kőfejtő típuszelvényben (7. ábra) a 3,5 m vastag formáció a toarci korszak Tenuicostatum és Bifrons Zónák által képviselt szakaszában képződött. A felső határának kora azonban más szelvényekben ettől eltérő lehet. Paleogeográfiai szempontból fontos körülmény, hogy a faunaösszetétel lehetőséget ad az északnyugat-európai zóna-beosztás követésére, amit az jelez, hogy GÉCZY nem a korábbiakban alkalmazott mediterrán zónákat használta. Ez úgy is értelmezhető, hogy a Pelso egység ebben az időben – a litológiai rokonság mellett a paleontológiai adatok szerint is – kapcsolatban állt mind a Déli Alpokkal, mind az Északi Mészköalpokkal.

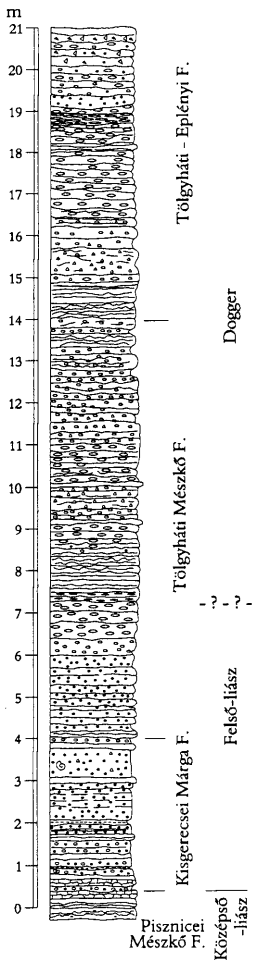
A formáció vastagsága 0,5 és 6 méter között változó (2, 9. ábra). A Pisznicei Mészköhöz hasonlóan legnagyobb vastagsága a Gorba-hátat övező zónában

mutatkozik. A Kisgerecsei Márga legvastagabb szelvényében, a tardo-si Bánya-hegyen GÉCZY vizsgálatai szerint a legalsó (*Tenuicostatum*) zóna nem mutatható ki, és az egyes zónák vastagsága a különböző szelvényekben változó. A képződmény vastagság-eloszlási képe módosítja azt a korábbi feltételezést, hogy a területen a pelit-tartalom eloszlása egyenletes. Mivel a Gorba-hát területén a toarci korszakban nem, vagy csak kivételesen rakódott le üledék, ezen területrészek finomtörmeléke a hátságot szegélyező lejtőre sodródott, de a távolabbi, mélyebb medencéreszekre nem jutott el. Szintén aljzat-morfológiai okokkal magyarázható, hogy a formáció a tatai Kálvária-domb és Csurgókút között fokozatosan megy át az erősen mangános csurgókúti mészkőbe (FÜLÖP 1975). Hasonló helyzetre utal, hogy az Asszony-hegy délkeleti lejtőjén, ami a Gorba-hát keleti lejtőjével esik egybe, a Pisznicsei Mészkő tetején lévő kemény felszínen kondenzált rétegsorban a Bifrons Zónát lehetett kimutatni. A Gorba-hát bizonyos mértékű tagoltságára utal az Agostyáni-árokban található néhány deciméteres toarci (esetleg dogger?) lemezes, *Bositrás* mészkő, ami valószínűleg szintén a Kisgerecsei Márga heteropikus fáciése. (Ezt a képződményt

7. ábra. A Kisgerecsei Márga és a Tölgyhátú Mészkő alsó felének rétegszlopa a kisgerecsei típusszelvényben. Jelmagyarázatát ld. 5. ábra.

Fig. 7 Columnar section of the lower part of the Kisgerecse Marl and the Tölgyhátú Limestone in the key section of the Kisgerecse Marl Formation. (For legend see Fig. 5)





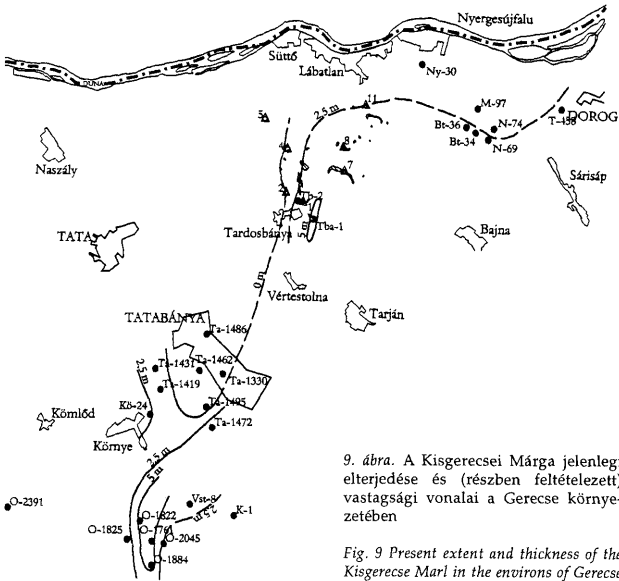
KONDA a 80-as években keletkezett kéziratában a Kisgerecsei Márgán belül tagozat szinten javasolta elkülöníteni.)

A Kisgerecsei Márga a Bakonyban több előfordulásból ismert (CSÁSZÁR & KONDA in BENEC et al. 1990). Feküje többnyire a Tűzkövesárki Mészke Formáció, fedője a Tölgyháti Mészke vagy az Eplényi Mészke. Fontosabb előfordulásai: bakonycsernyei Tűzkövesárók, ahol vasas-mangános kemény felszínre települ, és a szentgáli Tűzköves-hegy. Az üledékhézagos területeken a gerecsei rétegsorokhoz hasonlóan itt is vékony mészke padok helyettesítik (pl. Közöskúti-árók, Gyenespuszta).

Az Északi-Karavánokban a raspotniki szelvényt kisebb feltáró munkával a korábnál (CSÁSZÁR & DOSZTÁLY 1994) teljesebbé lehetett tenni (5 ábra, b). Itt a "Hierlatzi Mészke" (= Pisznicei Mészke F.) fölött a fedett szakasz után 1 méter vastag, embrionális ammonitekben gazdag, mikrites alapanyagú, mangános színeződésű mészke következik. Ennek a gerecseivel összehasonlítható kemény felszíne felett vörös, ammoniteses agyagmárga, márga, majd 1,5 méternyi lemezes, vörös márga települ, a felső részén *Bositrákkal*. Az ammoniteses szintből történt újabb gyűjtésből GÉCZY professzor szívességéből a korábbiakkal egyező formák: *Hildoceras* sp., *Mercaticeras?* sp. és *Caliphylloceras* sp. kerültek meghatározásra. Ezek megerősítik a rétegeknek a to-

8. ábra. A Kisgerecsei Márga és a Tölgyháti Mészke rétegszlopa a Nagy-Pisznice délnyugati oldali kőfejtőjében. Jelmagyarázatát ld. 5. ábra.

Fig. 8 Columnar section of the Kisgerecse Marl and the Tölgyhát Limestone, quarry on the southwest side of the Pisznice Mount. (For legend see Fig. 5)



9. ábra. A Kisgeresei Márga jelenlegi elterjedése és (részben feltételezett) vastagsági vonalai a Gerecse környezetében

Fig. 9 Present extent and thickness of the Kisgerese Marl in the environs of Gerecse

arci Bifrons Zónába tartozását. A Wildensteini-völgyben a breccsa fölötti *Bositra*-dús, a felső részén sok plankton foraminiferát is tartalmazó gumós mészkő (6 ábra, b) megfelelhet a Kisgeresei Márgának, bár valószínűbb a Tölgyháti Mészkővel való azonossága.

A Déli Alpokban, a Trento-plató északi részén a lencsés megjelenésű, agyagos, mangános mészkő ammonites-együttese toarci-aaleni emeletekbe tartozást jelez (GAETANI 1975), ami jól megfeleltethető a Kisgeresei Márgának is.

Tölgyháti Mészkő Formáció

A Gerecsében a Kisgeresei Márgához hasonlóan a Tölgyháti Mészkő is csak a medence-területeken fejlődött ki. Típushelye a Tölgyháti-kőfejtő, ahol 13 m vastag, alapvetően vörös, gumós vagy lencsés szerkezetű, agyag- vagy márgaközs, ammonitesekben rendszerint gazdag mészkő alkotja. (Szelvényét lásd in ÁRGYELÁN & CSÁSZÁR, jelen füzet.) Itt a pelit- és karbonát-tartalom mennyisége vertikálisan és horizontálisan egyaránt változó. A Kisgeresei Márgából általában fokozatosan fejlődik ki, és a karbonát-tartalom a szelvények többségében felfelé növekvő tendenciát mutat. Változatos mennyiségben tartalmaz *Bositra* teknőtöredéket, a gerescei rétegsorban rendszerint felfelé növekvő gya-

korisággal; egyes szelvényekben fölfelé haladva gyakoriak a *Bositra* teknőkből álló réteglemezek, ritkábban vékony *Bositra*-padok lépnek fel. Vékonycsiszolatban gyakori még az ostracoda, a crinoidea töredék, az ammonites embrió, a bentosz foraminifera. A legfelső rétegekben plankton foraminiferák és apró csigák is megfigyelhetők. Bioturbációs nyomok gyakoriak. Egyes szelvényekben (pl. Nagy-Pisznice, 8. ábra) a fedő Lókúti Radiolarit alatti néhány méteres szakasza akár Tölgyhāti–Eplényi Formációnak is nevezhető, sőt a Bagoly-hegy déli részén Eplényi Mészkönek is térképezhető.

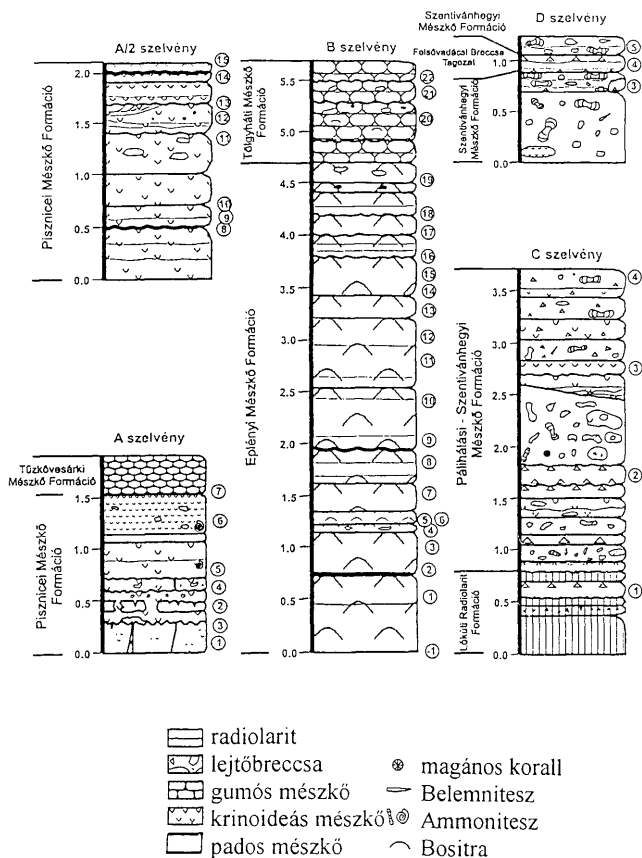
Különleges kifejlődésű a Nyagda-völgy déli részén lévő Vörös-bánya Tölgyhāti Mészkö rétegsora. Itt a szokásos jól rétegzett gumós rétegek felett egy közel 100 méter hosszán feltárt szakaszon rétegzetlen, tömeges megjelenésű változatával is találkozunk. A kőzettestben a gumók mellett gyakori a (szállítódásra utaló) breccsa-jellegű változat is. További vizsgálatokig e lokális összetétel gravitációs tömegátrendeződés eredményeként létrejött mélyvízi törmelék-kúp-ként értelmezhetjük. Szintén a későbbi vizsgálat döntheti el, hogy az egykori bányában megjelenő antiklinális szerkezet és az ahhoz kapcsolódó íves elválási felületek szinszediment szerkezeti mozgásokra, vagy utólagos tektonikára vezethetők-e vissza. A jelenség mindenestre újabb jelzője annak, hogy a medence aljzata még a jura középső szakaszában is öröklötten tagolt volt, illetve hogy még a doggerben is folyhattak (fölrengésekkel kísért?) szerkezeti mozgások.

A Gorba-hát keleti lejtőjének zónájában (Asszony-hegy, Szél-hegy) ammoniteseikkel igazolt olyan középső-jura mészkö települ, aminek litológiai jellegei némileg eltérnek a Tölgyhāti Mészköétől és az Eplényi Mészköétől is. A változó *Bositra*-tartalmú, egyenetlen felületű, különböző vastagságú agyagfilmekkel vagy vasas-sztromatolitos keményfelszínekkel tagolt vastag rétegekből, ritkábban vékony padokból álló mészkö vastagsága az Asszony-hegyen kb. 20 cm, de a Szél-hegy déli részén is mindössze 1–2 méter. A Gorba-hát nyugati lejtőjének alsó szakaszát képviselő szomódi Tűzkő-hegyen a centiméteres mangános gumókat tartalmazó mészkö – a rendhagyó kifejlődésű Eplényi Mészkö fedőjében – mintegy 1 méter vastagságban van feltárva (10. ábra). A klasszikus paprét-árki szelvényben (11. ábra), a formációnak csak felső 7 métere látható.

A felszíni szelvények vizsgálata alapján a formáció a Gerecsében hozzávetőlegesen a toarci korszak Erbaense és a bajóci korszak Humphriesianum krónja közötti időben képződött. Fedője a Lókúti Radiolarit, amitől rendszerint éles határ választja el (CRESTA & GALÁZ 1990).

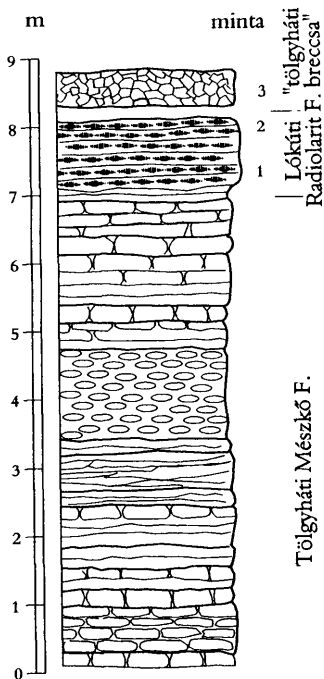
A gerecsei előfordulásokkal szemben a Dorogi-medencében a Tölgyhāti Mészkö (a Kisgerecsei Márgával együtt) kisebb vastagságú (Nagysáp N-69. sz. fúrás: 2,7 m; N-74. sz. fúrás: 11,7 m; Nyergesújfalu Ny-30. sz. fúrás: 0,8 m), illetve hiányzik (Mogyorósbánya, M-103. sz. fúrás) (2. ábra). Hasonló a helyzet a Tatabányai-medencében, ahol a formáció vagy hiányzik (Ta-1462, Ta-1486. sz.), vagy nagyon kis vastagságú (Ta-1472: 1,2 m; Ta-1493: 3,0 m). Ezzel szemben az Oroszlányi-medence északi részén általában igen vastag (O-1822: 41,7 m, O-1761: 39,3 m) (2. és 12. ábra).

A Bakonyban a Tölgyhāti Mészkö maximális vastagsága 30 méterre becsülhető (CSÁSZÁR & KONDA in BENCE et al. 1990), bár ritkán haladja meg a 20



10. ábra. A Tölgyháti Mészkő és az Eplényi Mészkő rétegoszlopa a szomódi Tűzkő-hegyen (CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN)

Fig. 10 Columnar section of the Tölgyhát and the Eplény Limestones, Tűzkő Hill, Szomód (CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN)



11. ábra. A Tölgyháti Mészko és a Lókúti Radiolarit rétegoszlopa a Paprét-árokban. Jelmagyarázatát ld. 5. ábra.

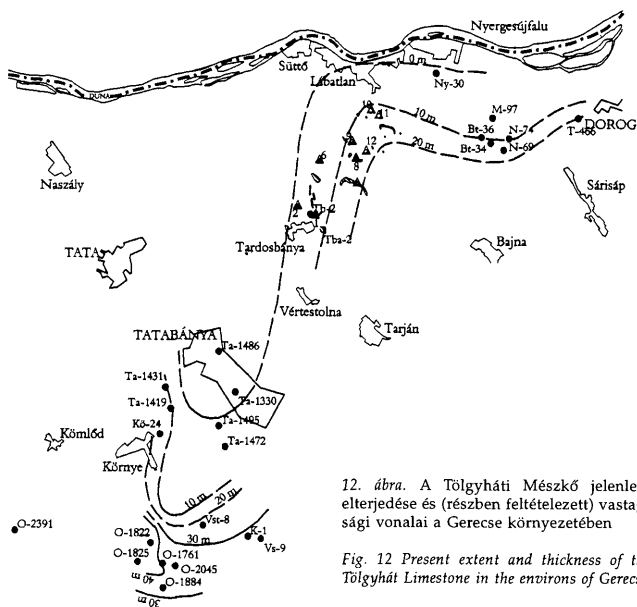
Fig. 11 Columnar section of the Tölgyháti Limestone and the Lókúti Radiolarite, Paprét ravine, Gerecse. (For legend see Fig. 5)

mentert. Lókúton az Eplényi Mészko-be települve fejlődött ki 5 méteres vastagságban, a bajóci emelet 4 zónáját töltve ki (GALÁ CZ 1976). Előfordul az üledékhézagos, hátsági területeken is: Gyenespusztán 3,5 m vastagságban fejlődött ki a Kardosréti Mészko és Lókúti Radiolarit között, a középső bajóciótól a felső bathig terjedő intervallumot képviselve (GALÁ CZ 1980). Még kisebb, mindössze 0,6 méter vastagságban jelenik meg a Hajag-hegycsoporthoz tartozó Kisnyerges-árokban a felső-liász és a Lókúti Radiolarit között.

Az Északi-Karavankákban a Tölgyháti Mészko-nek megfelelő képződmény a Klauskalk, aminek vastagsága SCHRÖDER (1988) szerint nem éri el az 1 métert. A raspotniki szelvényben az ezzel (esetleg az Eplényi Mészko-vel) korrelálható, lencsés megjelenésű réteg 0,3 méter vastag (5. ábra, b.). A Wildensteini-völgyben (6. ábra, b.) abrecscsa fölötti 1,2 m vastagságú gumós, bositrás mészkőnek legalább a legfelső, plankton foraminiferás, radioláriás és csak kissé bositrás rétege is ide sorolható.

A Déli Alpokban a Trento-plató északi részén (Dolomitok) az erősen kondenzált "ammonitico rosso" fáciesű, kemény felszínekkal tagolt, mangángumókat tartalmazó mészkő valódi megfelelője a Tölgyháti Mészko-nek, bár a Trento-platót övező térségben jellemző a dogger mészkővekben a platformról bemosott ooidos betelepülések jelentkezése (BOSELLINI et al. 1980), ami teljesen ismeretlen a hazai rétegsorokban.

A Tölgyháti Mészko-nek megfelelő Klauskalk az Északi Mészkoalpok övének mélyebb helyzetű hátsági területein fordul elő.



12. ábra. A Tölgyhát Mészke jelenlegi elterjedése és (részben feltételezett) vastagsági vonalai a Gerecse környezetében

Fig. 12 Present extent and thickness of the Tölgyhát Limestone in the environs of Gerecse

Eplényi Mészke Formáció

Az Eplényi Mészke a Gerecseben alárendelt jelentőségű képződmény, típusos formában nem jelenik meg. A szinte kizárólag *Bositra* teknőkből álló mészkelemezek általában a Lókúti Radiolarit alatti néhány méterben válnak a gumós mészkeben gyakorivá, a Bagoly-hegyen kivételesen dominánssá. Tipikus kifejlődése lemez vagy vékonypados mészke, amiben a *Bositra*kon kívül más faunaelem csak ritkán látható. KONDA (1988) leírása és néhány minta alapján a kesztölci Öreg-szirten egy mesterséges feltárásban az általa Tölgyhát Mészkebe sorolt 15 m (?) vastag, *Bositra* teknőkből álló pados mészke minden bizonnyal az Eplényi Mészkebe sorolható. Tagozat-rangú elkülönítésre érdemes kifejlődése van a szomodí Tűzke-hegyen (10. ábra), ahol a Tölgyhát Mészke fekéjében a szokásosnál nagyobb méretű *Bositra*kat kőzetalkotó mennyiségben tartalmazó pados, világosvörös mészkeként fordul elő.

A térség fúrásaiban a leírások alapján néhol kimutatható a Tölgyháti-Eplényi Formáció, de önálló egységként csak a tatabányai Ta-1472. sz. fúrásból lehetett azonosítani, ahol a vastagsága 20 méter.

A képződmény kora a Gerecsében csak a fekü és a fedő alapján adható meg, némi bizonytalansággal az aaleni és a radiolarit képződésének kezdete között.

Típusterülete is ott lévén, a formáció a Bakonyban lényegesen elterjedtebb, és vastagsága is nagyobb: maximum 80 m. Mindig lemezes, esetleg vékonypados kifejlődésű. Itt radioláriákat is tartalmaz, és ezekből származó tűzkő gumókat és lencséket is. A Zalai-medencében vastagsága meghaladja a 100 métert. Jellemző a Tölgyháti Mészkövel való rendszertelen összefogazódása.

Az Északi-Karavánkákban "Filamentkalk" néven ismert képződmény az Eplényi Mészkönek egyértelműen megfelelő kőzet. Vastagságát BAUER et al. (1983) 40 méterben, SCHRÖDER (1988) 10 méterben adta meg.

A Trento-plató déli részéről, az Asiago-környéki középső-jurából jeleztek néhány méter vastagságú lemezes vagy pados, *Bositrás* ill. *Posidoniás* mészkő rétegeket (BOSELLINI et al. 1980).

Lókúti Radiolarit Formáció

A középső-felső-jura radiolarit a Gerecsében általában vörös, barnászvörös, alárendelten fekete vagy faközöld színű, esetenként jól felismerhetően laminált tűzkőből, ritkábban kovás márgából áll (11, 13, 15. és 16. ábra), tehát nem típusos kifejlődésű. Az egyenlőtlen, hullámos felületű rétegek vastagsága 5–15 cm. A formációt felülről rendszerint a különleges képződésű ammoniteses, belemniteszes, tűzkőgumós, ún. "oxfordi breccsa" ("tölgyháti breccsa") zárja.

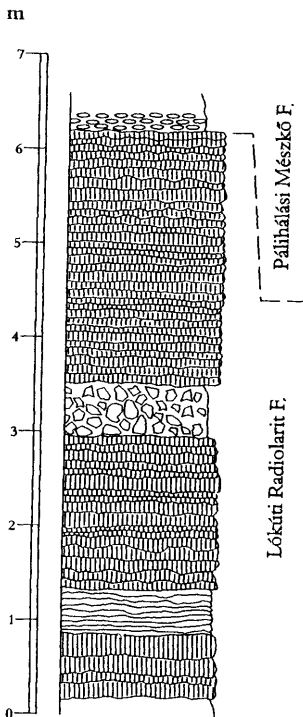
Feltűnő, hogy a Gorba-hát keleti lejtőjének övében (Asszony-hegy, Szél-hegy), ahol a Kisgerecsei Márga és a Tölgyháti Mészkö (igaz, nem típusos kifejlődése) megjelenik, a Lókúti Radiolarit hiányzik, miközben a Hosszúvontató északkeleti részén, valószínűleg közvetlenül a Pisznicai Mészköre első üledékként települ. Ennél is nehezebben értelmezhető, hogy hiányzik a térség folyamatos, tehát medence kifejlődésű rétegsorát feltáró Vértessomló K-1, Környe-24. sz. és Oroszlány-1761, -1825. sz. fúrásokban. Ezek a területek feltehetően nem süllyedtek a lokális CCD-nél nagyobb mélységekbe. A hátságokon mélyült fúrásokból vagy hiányzik (Tatabánya-1462.), vagy csak minimális vastagságban kifejlődve található (Tatabánya-1486. sz. és Dunaszentmiklós K-1, 2. ábra).

A formáció kifejlődése és vastagsága egyaránt változatos. Átlagosan 3 méter vastag; a felszíni feltárások közül legvastagabb a Margit-tetőn (18 m, KONDA 1986), fúrásokban a Dorogi-medence területén (2,7–25,0 m). Mint már fentebb említettük, a vastag középső-jura mészkőekkel jellemzett Oroszlányi-medencében a radiolarit csak kivételesen, és akkor is csak kis vastagságban észlelhető (O-1822. sz. fúrás: 2,0 m).

A radiolarit legtöbbször egyetlen kőzettestként jelenik meg a rétegsorokban. A Margit-tetői szelvény felső részén egy 60–80 centiméteres, a tardosi Bányahegyől északra, a Szél-hegy délkeleti elvégződésénél, a vízmű melletti szelvényben pedig egy 4,7 és egy 2,0 m vastag mészkő-közbetelepülés szakítja meg

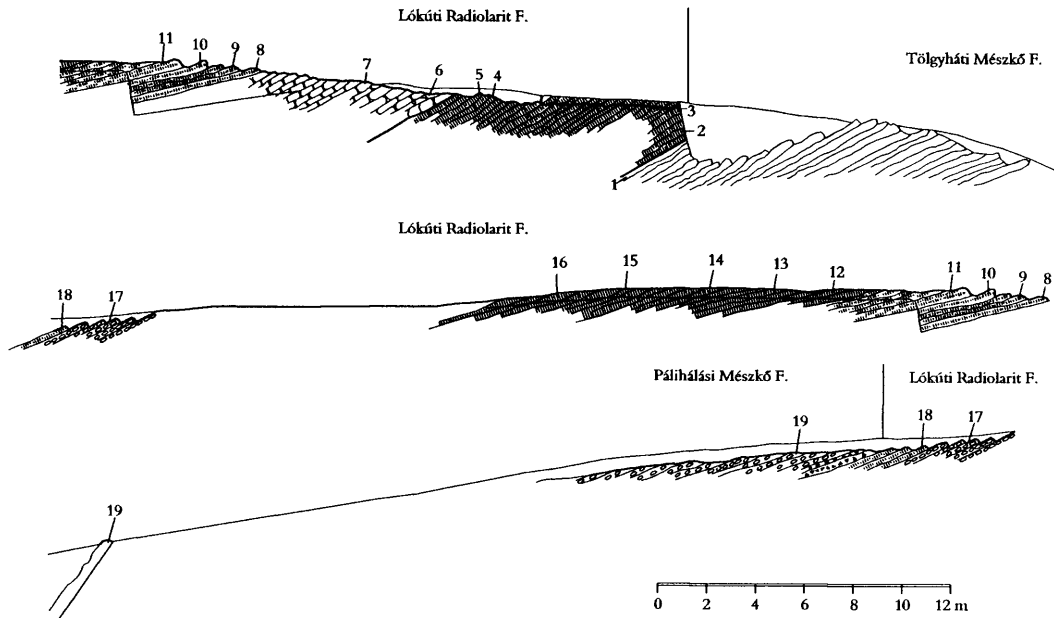
az összességében 20,9 méteres radiolarit tetest (14. ábra). A tiszta tűztkő és kovás mészkő vastagsága itt 14,2 méter. Mészkő közberetégzés van még a Nagypisznicén és a Törökösbükön is. Úgy tűnik tehát, hogy a Gorba-háttól keletre eső medence északi sávjában egységes, vékonyabb kőzettestként jelenik meg a radiolarit, de dél felé haladva előbb kettő, majd három tűztkő köteggént jelentkezik, miközben összvastagsága is megnő. A megkettőződött tűztkő övében a közbetelepülő mészkő az "oxfordi breccsával" esik egybe, míg az egységes kőzettestként kifejlődött összetetnek a breccsa a fedőjét alkotja. További vizsgálatokat igényel annak megállapítása, hogy van-e "oxfordi breccsa" a hármassztatú radiolarit feltárásában, és ha igen, ez melyik mészkőszintnek felel meg. Sajnos ez utóbbi szelvényben (a Bánya-hegytől északra) a radiolaria-vizsgálatok eddig nem hoztak eredményt. A rétegsorok tanulmányozásából azonban így is levonható az a következtetés, hogy a tűztkő kivastagodása a medence déli irányú kimélyülésével függhet össze, a közbetelepülő mészkőrétegek megjelenése pedig az aljzattmélység ingadozásával, a tengerszint (vagy a helyi karbonát-produkció) változásával hozható kapcsolatba.

A kesztölci Öreg-szirt 8 m vastag, fölfelé hiányos radiolarit rétegsora a FÖZY (1993) által késő-oxfordinak határozott mészkőpad fölött települ. DOSZTÁLY vizsgálatai alapján (szóbeli közlés) a mészkőpad feletti radiolarit kora késő-oxfordi–kimmeridzei. KONDA (1988) értelmezése szerint a mészkőpad a formáció bázisa. Megítélésünk szerint itt is egy közbetelepült mészkővel állunk szemben, tehát alatta akár több méter vastag is lehet a Lókúti Radiolarit. A mészkőpad fölött 0,1–1,0 m vastag tarka agyag következik. A formáció itteni sajátossága, hogy tűztkő és radiolariás kovás márga rétegek váltakozva építik fel, fölfelé csökkenő vastagságú, 1–6 centiméteres laminált szürke agyag közbetelepülésekkel. Az agyag VICZIÁN I. röntgen-



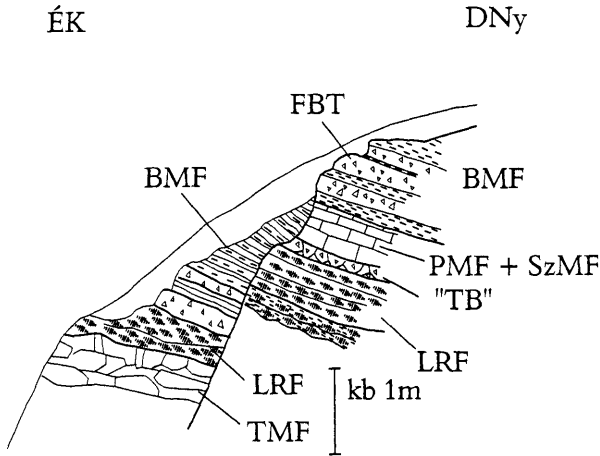
13. ábra. A Lókúti Radiolarit felső szakaszának rétegoszlopa a Margit-tetőn. Jelmagyarázatát ld. 5. ábra

Fig. 13 Columnar section of the upper part of the Lókúti Radiolarite, Margit Peak, Gerecse. (For legend see Fig. 5)



14. ábra. Földtani metszet a tardosi Bánya-hegytől északra: (a Tölgyhátú Mészakő és a Pálhálású Mészakő között). Jelmagyarázatát ld. 5. ábra

Fig. 14 Cross section north of Bánya Hill, Tardos, Gerecse Mts., showing the sequence between the Tölgyhát Limestone and the Pálhálás Limestone. (For legend see Fig. 5)



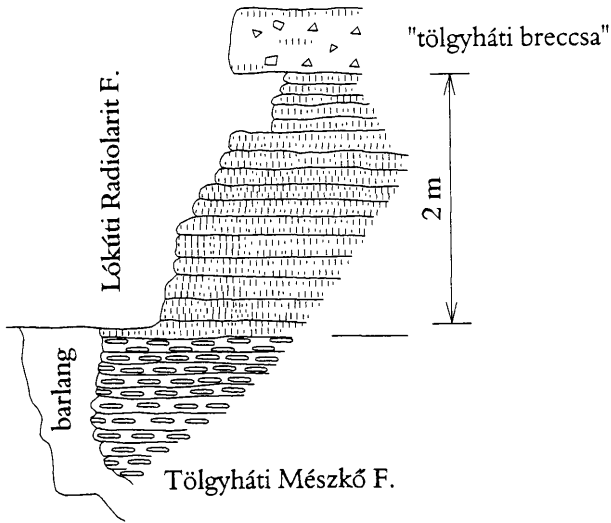
15. ábra. Vázlatos szelvény a Paprét-árok és az egykori kisvasút találkozásánál. BMF: Berseki Márga Formáció, FBT: Felsővadács Breccsa Tagozat, SzMF: Szentivánhegyi Mészke Formáció, PMF: Pálihálesi Mészke Formáció, "TB": "tölgyhát breccsa", LRF: Lókúti Radiolarit Formáció, TMF: Tölgyhát Mészke Formáció. Jelmagyarázatát ld. 5. ábra

Fig. 15 Sketchy profile at the crossing of the Paprét ravine and the former narrow-gauge. BMF: Berseki Marl Fm., FBT: Felsővadács Breccia Member, SzMF: Szentivánhegy Limestone Fm., PMF: Pálihálesi Limestone Fm., "TB": "tölgyhát breccia", LRF: Lókúti Radiolarite Fm., TMF: Tölgyhát Limestone Fm. (For further legend see Fig. 5)

diffraktométeres vizsgálatai szerint (1993, 1995) montmorillonitból (0–2%), illit-montmorillonitból (5–6%), illitből (12–13%), kaolinitből (12–20%) áll, és 29–69% kvarcot, 0–37% kalcitot és 0–2% goethitet tartalmaz. Számottevő agyag közbetelepülését a Gerecsében csak a Pusztamarót melletti egykori tűzkőbányában ismerjük, ahol a tűzkő rétegei közé három szintben 4–30 cm vastagságú zöldesszürke, lilásbarna vagy fakósárga, bentonitosnak látszó agyag települ. A három mintának a MÁFI Laboratóriumában 1998-ban elvégzett röntgendiffrakciós (KOVÁCS-PÁLFFY P.) és termoanalitikai vizsgálataiból (FÖLDVÁRI M.) az alábbi átlag% értékek adódnak: montmorillonit: 25 (27); illit: 3 (4); kaolinit: 9 (15); kvarc: 48; kalcit: 3 (1); anatóz: 1; goethit: 3 (2); amorf: 3. A röntgendiffrakciós vizsgálat egy mintából 4% hematitot és 1% zeolitot igazolt. (A termoanalitikai értékek zárójelben találhatóak.)

DOSZTÁLY (jelen kőzet) vizsgálatai szerint a Lókúti Radiolarit Formáció kora a Gerecse-hegységben kallóvi-kora-kimmeridegi.

A Lókúti Radiolarit a Bakony medence-kifejldésű területein általánosan elterjedt képződmény, nem csak tűzkő változatban kifejldve, hanem radioláriás



16. ábra. A Tölgyháti Mészke és a Lókúti Radiolarit szelvénye a Kis-Gerecse tetőn lévő barlang bejáratánál. Jelmagyarozatát ld. 5. ábra

Fig. 16 Columnar section of the Tölgyhát Limestone and the Lókút Radiolarite at the cave on top of the Kis-Gerecse. (For legend see Fig. 5)

márga változatban is. A gerecseihez hasonlóan itt is települhet jelentősebb üledékhézag után (Olaszfalu, Eperkés-hegy), vagy a fekvő karbonátos összletből fokozatosan kifejlődve. Ez utóbbi esetekben alsó határa a bajóci-bath intervalumban különböző lehet.

A Bakony területén bentonitos közbetelepülés a porvai Kék-hegy keleti lábánál található radiolarit rétegsor felső szakaszán (CSÁSZÁR 1984), és a sümegi Mogyorós-domb szelvényének tetején fordul elő.

A radiolarit Ruppoldingi Formációként általános elterjedésben ismert az Északi-Karavankákban (4, 5. ábra) és az Északi Mészkealpokban is. Hasonló képződmények vannak a Déli Alpokban, ahonnan a magyarországi előfordulásokhoz hasonló vékony bentonitos rétegeket is leírtak (BERNOULLI & PETERS 1970).

Pálihálási Mészke Formáció

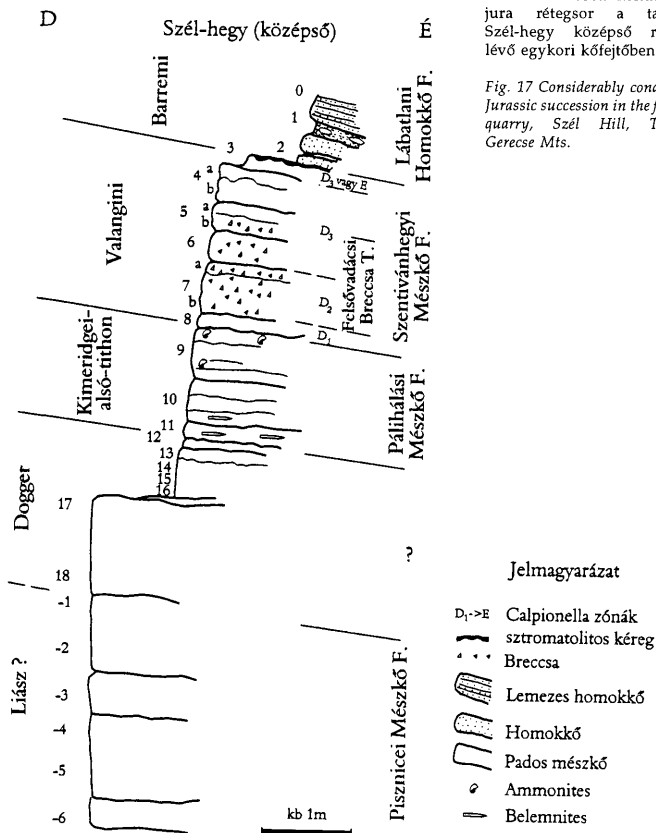
Eddigi ismereteink szerint a Pelso egység egész területén, így a Gerecsében is általánosan elterjedt, a hátsági területeken is megtalálható képződmény. Jellemzője a barnás vagy lilásvörös szín, a vékonyréteges, jobbra gumós, agyag-

közös, a felső szakaszon – különösen a Gerecsében – vastaglemezes vagy vékonypados szerkezet. Eltekintve néha legalsó rétegeitől, általános jellege a "zsírfényű" friss törési felület, ami a kőzetalkotó mennyiségű *Saccocoma* vázelemek-től ered. Rendszerint nagy tömegben fordulnak elő benne ammonitesek, esetenként igen jó megtartási állapotban. Ahol a Lókúti Radiolaritot nem tagolják mészkőpadok, ott a Páliahálási Mészkő kezdőtagja az "oxfordi breccsa" 50–60 centiméteres mészkőpadja, ami tűzkőgumókat, ammoniteseket és belemniteseket tartalmaz. Ebben és a csatlakozó néhány rétegben gyakori a radiolária, a plankton foraminifera, a *Cadosina* és az *Axothrix* nevű fonalas alga maradványa, míg a *Saccocoma* hiányozhat. Ez a kifejlődés megvan a Gorba-háton és annak lejtőjén is. Az Asszony-hegyen a 40–60 cm vastag formáció a Tölgyháti Mészkőre, a Szél-hegy északi lejtőjének peremén erősen agyagos, gumós mészkő bázisrétegekkel a Dachsteini Mészkőre, a Szél-hegy középső részén lévő kis kőfejtőben (17. ábra) a Tölgyháti Mészkőre, míg a Szél-hegy déli részén már a mészkő közbetelepüléssel Lókúti Radiolaritra települ (FÖZY 1993). A Hosszúvontatón fekküjtő részben a Lókúti Radiolarit, részben a Pisznicsei Mészkő, míg a Kis-Somlyón és az Agostyán-árokban a Dachsteini Mészkő. KONDA (1991) a Páliahálási Mészkőhöz sorolta a Szél-hegy északi lejtőjének peremén, egy aknában feltárt, "hierlatzi tithonnak" nevezett, kalcitos kitöltésű apró ammonitesekből és crinoidea törmelékből álló, brachiopodákat és kagylókat is tartalmazó 70 cm vastag kőzettestet is. A sajátos kifejlődésű kőzet faunájának leírását FÖZY et al. (1994) adta.

A formáció fölfelé a jellegek fokozatos, esetenként gyors változásával fejlődik át a Szentivánhegyi Mészkőbe. FÖZY (1993) részletes vizsgálatai nem tértek ki a litológiai jellemzésre, ezért a két formációt elválasztó határ kora csak hozzávetőlegesen adható meg. A Páliahálási Mészkő kora oxfordi–kora-tithonnak mondható, és a vizsgált szelvények többsége hézagos. Leggyakrabban a kimmeridgei emelet van hiányosan képviselve (Papré-árok, Szél-hegy északi előfordulás, szomódi Tűzkő-hegy), vagy a tűzkő ebbe az emeletbe is felhúzódik (Margit-tető). Egyes szelvényekben az ammonitesek és a vékonycsiszolatos (főként a *Calpionella*-) vizsgálatok (TARDINÉ FILÁ CZ E. szóbeli közlése) utalnak szinszediment átülepítésre, áthalmozódásra. A tardosi Szél-hegy középső részén, a felhagyott kőfejtőben (17. ábra) a korbesorolás bizonytalanságát vízszintes hasadékitöltések jelenléte is növeli. A szomódi Tűzkő-hegyen csuszamlással párosult debrít megjelenése jelzi a zavart települést, aminek következtében a szelvény egy szakaszán a két formációt nem lehet egymástól elkülöníteni.

A fenti okok miatt a formáció vastagságát sem lehet pontosan megadni: a felszíni feltárásokban 1,1–5,0 m, a környékbeli fúrások rétegsoraiban változatos: a Dorogi-medencében 4,6–21,3 m (bár egyes fúrásokban nem lehetett kimutatni), a Tatabányai-medencében 3,0–10,6 m (függetlenül attól, hogy folyamatos vagy hézagos szelvényekről van-e szó), az Oroszlányi-medencében 3,1–20,4 m.

A Páliahálási Mészkő a Bakonyban típusos kifejlődésű: a gerecseitől eltérően – az alsó és felső átmeneti rétegektől eltekintve – gumós, agyagközös, néha breccsás rétegekkel. Eltérések csak a hátsági területeken vannak (pl. olaszfalui



17. ábra. Erősen kondenzált jura rétegsor a tardosi Szél-hegy középső részén lévő egykori kőfejtőben

Fig. 17 Considerably condensed Jurassic succession in the former quarry, Szél Hill, Tardos, Gerecsé Mts.

Eperkés-hegy), ahol települhet változatos anyagú "alapbreccsával" is (Hajag-hegy, Sümeg Süt-17. sz. fúrás).

Az Északi Karavánkákban BAUER et al. (1983) szerint 8 m, SCHRÖDER (1988) szerint 2 m vastagságban fejlődött ki a vörös, lilásvörös vagy zöldesszürke,

flázeres *Saccocomás* mészkő. A Raspotnik melletti szelvényben (5. ábra, a.) a 3 m vastag formációt alulról 50 cm vastag lemezes márga vezeti be. A Wildensteini-völgyben a vastagság elérheti a 10 métert is (6. ábra).

A képződmény megvan a Déli Alpokban és az Északi Mészkőalpokban is. Az előbbi területen a 8–10 m vastag ammoniteses gumós mészkövet aptychusos mészkőnek is nevezik (BOSELLINI et al. 1980). Az Északi Mészkőalpokban Haselbergi és Agatha Mészkőként ismert (TOLLMANN 1980), és – a Pelso egységéhez hasonlóan – idősebb jura, sőt triász képződményekre is települhet.

Szentivánhegyi Mészkő Formáció

A legfelső-jura képződmény minden vizsgált gerecsei szelvényben a Pálhá-lási Mészkőre települ (FÓZY 1993), abból fokozatos átmenettel fejlődik ki. A Gerecsében ez a karbonátos mezozoos rétegsor utolsó tagja, amely fakó, lilás-vörös, rózsaszínű vagy sárgásfehér, vastag lemezes vagy vékonypados, mikrites szövetű mészkő, a hátságok környezetében slíres vagy lencses crinoideásabb közbetelepülésekkel, brachiopodával. Főleg alsó szakaszában nagy mennyiségben tartalmaz gyakran héjas ammoniteseket, valamint belemnitet. Legalsó rétegeinek vékonycsiszolataiban megfigyelve a *Saccocomák* hirtelen kimaradása és a *Calpionellák* egyidejű felszaporodása. A radioláriák, *Cadosina*-félék és *Globochaete* algák változó mennyiségben végig kimutathatók, míg a nannoplankton elsősorban a fiatalabb rétegekben dúsul. A formációba tartozhat a Felsővadácsi Breccsa. A vizsgált felszíni feltárásokban a formáció teljes vastagsága 1–2 m (szomódi Tűzkő-hegy, tatardi Szél-hegy középső része, Törökösbükk), a Dorog-medence fúrásaiban (a terepi dokumentációk alapján) 0,8–15,8 m, a Tatabányai-medencében 6,0–8,3 m, az Oroszlányi-medencében 4,8–5,6 m.

A tatai Kálvária-dombi lelőhellyel ellentétben a Gerecsében a formáció kora ammonitesek alapján csak bizonytalanul adható meg a középső-tithontól a valanginiig terjedő intervallumban. A *Calpionellák* segítségével azonban ezen intervallum valamennyi zónája biztonsággal határozható. A szomódi Tűzkő-hegyen észlelt, a Szentivánhegyi Mészkő képződése idején bekövetkezett törmelékfolyás arról tanúskodik, hogy a Gorba-hát, – annak ellenére, hogy a malm folyamán újra üledékképződési szinttérré vált – még ekkor is érezte hatását környezetének felhalmozódási viszonyaira. A törmelék szemcsék közötti alpanyagban és a törmelék szemcsékben egyaránt megtalálható *Clypeina jurassica* és más algamaradványok azt is jelzik, hogy ebben az időben a közeli hátsági területek a fotikus zónába kerülhettek. Az algák nagy méretéből és gyakoriságából a fotikus öv magasabb zónájára is lehetett következtetni (CSÁSZÁR 1995). Mivel a Gorba-hát területén eddig csak alga-mentes biodetrituszos karbonátok ismertek a felső-jurából, felmerül annak lehetősége, hogy a *Clypeina jurassica* tartalmú törmelék forrásterülete a mai Gerecsétől északra helyezkedhetett el. (A SZABÓ (1961) által Tatáról említett *Clypeina jurassica* valószínűleg ugyanarról a forrásterületről származik.)

A Nyugati Gerecsében a kora-kréta elején még folytatódott a karbonátos üledékképződés, amikor a Keleti Gerecsében már sziliciklasztikus üledék váltotta

fel azt. Ennek következtében a tagozat rangú Felsővadácsi Breccsa képződése, mint izokron esemény, a keleti területeken a Berseki Márga, a Szelhegytől nyugatra Szentivánhegyi Mészke keletkezése idején zajlott. A Felsővadácsi Breccsa vastagsága nyugat felé fokozatosan csökken (CSÁSZÁR 1995): legnagyobb, de nem teljes vastagságban legkeletibb előfordulási helyén, a Törökösbükön ismert (kb. 5 m), a szomódi Tűzke-hegyen, legnyugatibb lelőhelyén pedig mindössze 10 cm. A breccsa összetételében meghatározó a Dachsteini Mészke törmelék, gyakoriságban ezt a Lókúti Radiolarit és a változatos összetételű vulkáni törmelékiszemcse követi. Ebből következően két, eltérő távolságú törmelékforrással számolhatunk. A közelebbi forrás egy felszínre került korábbi hátság lehetett, ahonnan az uralkodó Dachsteini Mészke mellett a kevesebb jura anyag is származik. A tűzke és a vulkáni kőzet forrása távolabbi kiemelt térszín lehetett. Ez a terület a mai elrendeződés szerint északra, a Rába-Ógyalla vonal északi oldalán valószínűsíthető, ahol óceáni aljzat mellett self rétegsor is az erózióbázis fölé préselődhetett (CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994).

A Bakonyban a maximálisan 23 m vastag Szentivánhegyi Formáció elterjedése lényegében megegyezik a Pálhálási Mészkeével. Litológiai jellegei közel állnak a gercsei kifejlődéshez, de nyugat felé tűzkegumók jelennek meg benne, majd fokozatosan kiszorítja a maiolika fáciesű Mogyorósdombi Mészke Formáció. A Bakonyban nincs Felsővadácsi Breccsa.

Az Északi-Karavankákban *Calpionellás* mészke néven foglalják össze azokat az összvastagságban 6 méternyi mészkeveket, amiket a Középhegységben Szentivánhegyi és Mogyorósdombi Formációnak hívunk. A vizsgált rasputniki szelvény (5. ábra) felső 1 méteres szakasza tartozik ide, de szintén ide sorolhatók a Wildensteini-völgyben a *Saccocomás* mészke feletti rétegek.

A Szentivánhegyi és részben a Mogyorósdombi Mészkevel azonosíthatók az Északi Mészkeálpokban az Oberalmi Formáció és az aptychusos rétegek. A Barmsteini Breccsa a Felsővadácsi Breccsa időben is egyező megfelelője.

A Déli Alpok felső-tithon–alsó-kréta rétegsora kevés hasonlóságot mutat a gercseivel, annál többet a bakonyival. A Trento-plató területén is általánossá válik a maiolika fácies, ami a két terület szoros rokonságára enged következtetni. Míg tehát a gercsei tithon–alsó-kréta rétegsor az Északi Mészkeálpokéra hasonlít, addig a déli-bakonyi egyértelműen a Déli Alpokéra.

Következtetések

A Gerecsében végzett földtani térképezés és az eddig lezárt részletes anyagvizsgálatok eredményeinek értelmezése alapján a korábinál pontosabb és megbízhatóbb ősföldrajzi kép alakítható ki a jura idősakra vonatkozóan. Az eredmények megerősítik és egyben pontosítják VÍGH G. (1961b) felismerését, hogy a nagyjából a Tardos és Sütő között húzódó Bikoli-völgyet követő tektonikai vonalrendszer a Gerecsét két, jelentősen eltérő jura fácies területre osztja: a lényegében folyamatos üledékképződésű Keleti Gerecsére, és a hézagos rétegsorokkal vagy üledékhiánnyal jellemzett Nyugati Gerecsére. Ez utóbbi terület

az ún. Gorba-hát. Az adatok alátámasztják azt a képet, ami szerint a Gorba-hát (=Teke Horst in VÖRÖS & GALÁ CZ 1998) keleti előterében a liász és a dogger során egyaránt vastagabb üledékek halmozódtak fel, mint a Keleti Gerecse távolabbi részén.

Az új eredmények közül a következők emelhetők ki:

– A korábban ösföldrajzilag nagyjából egységesnek tekintett Nyugati Gerecse (Gorba-hát) bonyolult, mozaik-szerű felépítést mutat, számos kisebb részmedencével, amelyekben epizodikus üledékképződés folyt.

– A Gorba-hát keleti peremén egy szakaszos üledékképződéssel jellemezhető keskeny, a folyamatos és hézagos kifejlődési területek közötti átmeneti zóna rajzolható ki.

– A Gorba-háttól nyugatra (Szomód) egy másik, folyamatos üledékképződésű medence körvonalazható, ami azonban nem szimmetrikus párja a kelet-gerecei medencének, hanem attól lényegesen eltérő üledékjellegeket mutat.

– A középső-jurán belüli törmelékfolyási jelenségek a medence-aljzat tagolt voltát jelzik, egyúttal szinszediment tektonikai aktivitásra utalnak.

– A Lókúti Radiolarit déli irányú kivastagodása és a növekvő számú mészkőtestek közbetelepülése dél felé mélyülő medence meglétét jelezheti, ami az északra elhelyezkedő obdukciós zóna kompressziós hatásának eredményeként jöhetett létre.

– A Szentivánhegyi Mészkőben a szomódi területen észlelt törmelékfolyás anyagában a tömegesen jelentkező *Clypeina jurassica* karbonát platform közelégére utal.

– A Felsővadácsi Breccsa komponenseinek anyagát illetően legalább két származási terület tételezhető fel, amelyek közül a távolabbi – a formáció nyugat felé csökkenő vastagsága alapján – egy észak-északkeleten emelkedő obdukciós zóna lehetett.

Részben személyes vizsgálatokra, részben irodalmi adatokra támaszkodva a gerecei jura kifejlődések összehasonlításra kerültek a Dunántúli-középhegység, s ezen túlmenően a Déli Alpok, a Karavankák és szerényebb mértékig az Északi Mészkőalpok megfelelő képződményeivel. Összegzésképpen leszögezhető, hogy bár analógiák az említett területek mindegyikével mutatkoznak, a bakonyi jura egyértelmű dél-alpi affinitásához képest a Gerecse jura kifejlődései valamivel nagyobb hasonlóságot mutatnak az Északi Mészkőalpok képződményeivel.

Köszönetnyilvánítás

A jelen munka a T 016 785 sz. OTKA projekt anyagi támogatásával készült. Köszönetet mondunk GÉ CZY Barnabás professzor úrnak, aki a Karavankákból származó ammonitesek meghatározásával volt segítségünkre, SZABÓ Jánosnak a csiga fauna és DOSZTÁLY Lajosnak a radioláriák meghatározásáért.

Hivatkozott irodalom–References

- B. ÁRGYELÁN G. 1995: A gerecei kréta törmelékes képződmények petrográfiai és petrológiai vizsgálata. – *Általános Földtani Szemle* 27, 53–83, Budapest.
- B. ÁRGYELÁN G., CSÁSZÁR G. 1998 (jelen füzet): Törmelékes krómspinell a gerecei jurában– *Földtani Közlöny* 128/2–3,
- BAUER, F. K., CERNY, I., EXNER, Ch., HOLZER, H-L., van HUSEN, D., LOESCHKE, I., SUETTE, G., TESSENSOHN, F. 1983: *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Karawanken* 1: 25 000, Ostteil. 86 p. Wien.
- BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BÁLINT Cs., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ FELVÁRI Gy., MAJOROS Gy., PEREGI Zs., RAINCSÁK Gy., SOLTI G., TÓTH Á., TÓTH Gy. 1990: A Bakony hegység földtani képződményei. – *Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez. 1: 50 000.* MÁFI, Budapest., 119 p.
- BERNOULLI, D., JENKYN, H. C., 1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – In: DOTT, R. H. jr., SHAVER, R. H. (Eds.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. SEPM Spec. Publ.* 19, 129–160.
- BERNOULLI, D., LAUBSCHER, H. P., 1972. The palinspastic problem of the Hellenides. – *Ecl. geol. Helv.*, 65 (1), 107–118.
- BERNOULLI, D., PETERS, T. 1970: Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps. – *Ecolgae geol. Helv.*, 63, 609–621.
- BLAU, J. 1987: Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. Teil II (Schluss): Foraminiferen (Involutina, Spirillina,) aus der Lavanter Breccia (Lienzer Dolomiten) und den Nördlichen Kalkalpen. – *Jb. Geol. Bundesanstalt*, 130, 1, 5–23.
- BLAU, J., GRÜN, B. 1995: Jura und Kreide in der Amlacher Wiesen Mulde (Nördliche Lienzer Dolomiten). – In: *Geologie von Osttirol (mit Vorstellung der weit fortgeschrittenen Manuskriptkarte 179, Lienz.) – Arbeitstagung 1995 der Geologischen Bundesanstalt*, 43–66.
- BOSELLINI, A., LOBITZER, H., BRANDNER, R., RESCH, W., CASTELLARIN, A. 1980: The complex basins of the Calcareous Alps and Paleomargins. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 34, 287–322.
- BOSELLINI, A., MASETTI, D. 1972: Ambiente e dinamica deposizionale del Calcare del Vajont. (Giurassico medio, Prealpi bellunesi e griulane). – *Ann. Un. Ferrara*, 5 (4), 87–100.
- CRESTA, S., GALÁČZ, A. 1990: Mediterranean basal Bajocian ammonite faunas. Examples from Hungary and Italy. – *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 40, 165–198.
- CSÁSZÁR, G. 1984: Borzavár. *Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához*; 138 p. MÁFI Kiadvány, Budapest.
- CSÁSZÁR, G. 1995: A gerecei és Vértes előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. – *Általános Földtani Szemle* 27, 133–152, Budapest.
- CSÁSZÁR, G., ÁRGYELÁN, G. B. 1994: Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous formations of the Gerecse Mountains, Hungary and their palaeogeographic implications. – *Cretaceous Research* 15, (4), 417–434
- CSÁSZÁR, G., DOSZTÁLY, L. 1994: Some notes concerning the Jurassic and Lower Cretaceous successions of the Northern Karavanke and the Transdanubian Central Range. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G., DAURER, A. (Eds.) *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn* 403–408.
- DULAI, A. 1993: Hettangian (Early Jurassic) megafauna and paleogeography of the Bakony Mts. (Hungary). – In: PÁLFY, J., VÖRÖS, A. (Eds.) *Mesozoic brachiopods of Alpine Europe* 31–37, Hungarian Geological Society, Budapest
- DULAI, A. 1998: Early Jurassic brachiopod fauna from the basal layers of the Pisznice Limestone of the Eastern Gerecse (Hungary). – *Annls hist.-nat. Mus. Natn. hung.*
- FOGARASI A. 1995: Ciklussztratigráfiai vizsgálatok a gerecei krétában: előzetes eredmények. – *Általános Földtani Szemle* 27, 43–58, Budapest.
- FÓZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földt. Közl.* 123 (4), 441–464.
- FÓZY I. 1995: A gerecei Bersek-hegy ammonites rétegtana. – *Általános Földtani Szemle* 27, 7–14, Budapest.

- FÓZY, I., KÁZMÉR, M., SZENTE, I. 1994: A unique Lower Tithonian fauna in the Gerecse Mts., Hungary. – *Paleopelagos, Special Publication* 1, 155–166.
- FÜLÖP J. 1975: A tatai mezozoós alaphegység rögök. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 16, 225 p.
- GAETANI, M. 1975: Jurassic stratigraphy of the Southern Alps. – In: Coy Squyres (Ed.) *Geology of Italy* The Earth Science Society of the Libyan Arab Republic 377–402, Tripoli.
- GALÁ CZ, A. 1976: Bajocian (Middle Jurassic) sections from the Northern Bakony (Hungary). – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 18, 177–191.
- GALÁ CZ, A. 1980: Bajocian and Bathonian ammonites of Gyenespuszta, Bakony Mts., Hungary. – *Geologica Hungarica series Paleontologica*, 39, 227 p.
- GALÁ CZ, A. 1984: Jurassic of Hungary: a review. – *Acta Geol. Hung.* 27, 359–377.
- GALÁ CZ, A., HORVÁTH, F., VÖRÖS, A., 1985. Sedimentary and structural evolution of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary): Paleogeographical implications. – *Acta Geol. Hung.*, 28, 85–100.
- GALÁ CZ A., VÖRÖS A. 1972: A bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. – *Földtani Közölny* 102, 122–135.
- GÉ CZY, B. 1973: The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. – *Ann. Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol.*, 16, 99–114.
- GÉ CZY, B. 1984a: Provincialism of Jurassic ammonites; examples from Hungarian faunas. – *Acta Geol. Hung.* 27 (3–4), 379–389.
- GÉ CZY, B., 1984b: Jurassic ammonite provinces of Europe. – *Acta Geol. Hung.*, 27 (1–2), 67–71.
- GÉ CZY B. 1985: Toarci Amonites zónák a Gerecse hegységben. – *Földtani Közölny*, 115, 363–368.
- GÉ CZY B. 1986: Jelentés a nyugat-gerecsei alsójura ammonitesekről. 10 p., – MGSZ Adattár.
- GÖRÖG Á. 1995: A Vértes-előtér és a Gerecse-hegység kréta időszaki nagyforaminifera vizsgálata és sztratigráfiai értékelése. – *Általános Földtani Szemle* 27, 85–94, Budapest.
- HANTKEN M. 1861: Geológiai tanulmányok Buda s Tata között. – *Matematikai és Természettudományi Közlemények* 1, 4, Studia Geologica 213–278.
- HANTKEN M. 1868: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. – *A Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai*. 4, 48–56.
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnaköszénterület földtani viszonyai. – *Magyar kir. Földtani Intézet Évk. I.* (1) 3–140.
- HANTKEN M. 1880: Jelentés a m. kir. Földtani intézet 1879. Évi működéséről. – *Magyar kir. Földtani Intézet Évi Jel* 1879. 1–10.
- HAUER, F. 1870: Geologische Übersichtskarte der Österreichs-Ungarischen Monarchie. 1. Das Ungarische Mittelgebirge. – *Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst.* 20, 463–500.
- HOFMANN K. 1884: A Duna jobb partján -Szöny és Piszke közt fogatosított földtani részletes fölvételről. – *Földtani Közölny* 14 (1–3), 174–190.
- JENKYN, H.C., GÉ CZY, B., MARSHALL, J.D. 1991. Jurassic manganese carbonates of Central Europe and the early Toarcian anoxic event. – *Journ. Geol.*, 99/2, 137–149.
- JENKYN, H.C., TORRENS, H.S. 1971: Palaeogeographic evolution of Jurassic seamounts in Western Sicily. *Coll. Jurassique Médit.* – *MÁFI Évk.* 54/2, 91–104.
- KÁZMÉR, M. 1993: Pygopid brachiopods and Tethyan margins. – In: PÁLFY, J., VÖRÖS, A. (Eds.): *Mesozoic brachiopods of Alpine Europe* 59–68, Hungarian Geological Society, Budapest
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Periadriatic Lineament: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. – *Acta geol. Hung.* 28, 69–82.
- KONDA J. 1980: Gerecsei jura II, Kisgerecsei Márga Formáció. – *Kézirat*, 26 p.
- KONDA J. 1985: Gerecse, Lábatlan, Nagypisznicei kőfejtő. – *Magyarország geológiai alapszelvényei*. MÁFI kiadványa, 6 p.
- KONDA J. 1986: Gerecse, Süttő, Kisgerecsei kőfejtő Kisgerecsei Márga Formáció – *Magyarország geológiai alapszelvényei* 6 p.
- KONDA J. 1987: Gerecse, Süttő, Vöröshídi-kőfejtő. – *Magyarország geológiai alapszelvényei*. MÁFI Kiadványa, 6 p .
- KONDA J. 1988: Pilis, Kesztölc, Öreg-szirt Lókúti Radiolarit Formáció. – *Magyarország geológiai alapszelvényei*. 6 p.

- KONDA J. 1991: A Gerecse-hegységi malm formációk. Lókúti Radiolarit Formáció, Pálhálási Mészko Formáció, Szentivánhegyi Mészko Formáció. – MGSZ Adattára, Ter: 15689, 55 p.
- KORTÁR Zs., SALLAI E. 1966: Alsójura glaukonitok vizsgálata a szomódi Tűzko-hegyen. – Tudományos diákköri dolgozat, 28 p. ELTE Ásványtani Tanszék.
- KULCSÁR K. 1913: Földtani megfigyelések a Gerecsehegységben. – *Földt. Közl.*, **43**, 421–423.
- KULCSÁR K. 1914: A Gerecsehegység középső liászkorú képződményei. – *Földtani Közlöny* **44** (1-2) 54–80.
- NAGY E. 1971: A lábai fázis jelentősége a Dunántúl szerkezetfejlődése szempontjából. – *MÁFI Évi Jel.* **1969-ről.** 583–586.
- PETERS, K.F 1859: Die Umgebong von Visegrad, Gran, Totis und Zsámbék. – *Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst.* **10**, 483–521.
- REZESSY A. 1998: A Pisznicei Mészko ciklussztratigráfiai vizsgálata gerecsei szelvényeken. – *Földtani Közlöny* jelen kötet.
- SCHRÖDER, M. 1988: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen der Obertrias bis Unterkreide am Nordrand der Karawanken zwischen St. Margareten im Rosental und Abtei (Kärnten). – *Jb. Geol. B.-A.* **131** (1), 133–151.
- SZABÓ I. 1961: A tatai mezozoós rög jura kifejlődései. – *MÁFI Évkönyv* **49**(2), 469–474.
- SZABÓ J. 1980: Liász és dogger Gastropoda-állatföldrajz a Tethys nyugati részén. – *Földt. Közl.* **110**, 382–394.
- TOLLMANN, A. 1980: Geology and tectonics of the Eastern Alps. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **34**, 197–255.
- VADÁSZ E. 1913: Üledékképződési viszonyok a Magyar Középhegységben a jura időszak alatt. – *Math. Term. Tud. Értesítő*, **31/1**, 102–120.
- VIGH G. 1943: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. – *Földtani Közlöny* **73** (4) 301–359.
- VIGH G. 1961a: A Gerecsehegység Ny-i felének földtani vázlata. – *MÁFI Évk.* **49** (2) 445–462.
- VIGH G. 1961b: A gerecsei jura üledékek fácies kérdései. – *MÁFI Évk.* **49** (2) 463–468.
- VIGH G. 1968: Jura időszaki képződmények. – In: Szentes F. (ed.) *Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L-34-I. Tatabánya.* 29–41, Budapest.
- VIGH G. 1984: Néhány bakonyi (tithon) és gerecsei (tithon-berriazi) lelőhely ammonites-faunájának biosztratigráfiai értékelése. – *MÁFI Évk.*, **67**, 1–210.
- VIGH G. 1969: Pusztaarót. *Magyarászó a Dorogi-medence földtani térképéhez 10 000-es sorozat.* – MÁFI kiadvány, 69 p.
- VIGH Gy. 1925: Földtani jegyzetek a Gerecse-hegységből. – *Magyar kir. Földt. Int. Évi Jel.* **1920-23-ről**, 60–68.
- VIGH, Gy. 1928: Führer in das Gerecse-Gebirge, nach Lábatlan und Piszke. – *Führ. Z. d. Studienreise Pal. Ges.*, 13–32, Budapest
- VIGH Gy. 1935: Adatok a Gerecse-hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. – *Magyar kir. Földt. Int. Évi Jel.* **1925-28-ről**, 87–96.
- VIGH Gy. 1940: Rétegtani és hegyszerkezeti megfigyelések a Nagypisznice környékén. – *Magyar kir. Földt. Int. Évi Jel.* **1933-35. évekről.** **4**, 1413–1440.
- VICZIÁN I. 1993: A Pilis hegységi Öregszirt jura képződményeinek agyagásványtani vizsgálata. – MGSZ Adattára, 5 p.
- VICZIÁN, I. 1995: Clay mineralogy of Jurassic carbonate rocks, Central Transdanubia, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **38** (3), 251–268.
- VÖRÖS A. 1980: Liász és dogger brachiopoda provinciák a Nyugati-Tethysben. – *Földt. Közl.* **110**, 395–416.
- VÖRÖS, A., 1986: Brachiopod palaeoecology on a Tethyan Jurassic seamount (Pliensbachian, Bakony Mts., Hungary). – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **57**, 241–271.
- VÖRÖS, A., 1987: Pliensbachian brachiopod biogeography of the "Mediterranean microcontinent". – *Acta Geol. Hung.*, **30** (1-2), 59–80.
- VÖRÖS, A., 1988: Conclusions on Brachiopoda. – In: M. RAKUS, J. DERCOURT, A.E.M. NAIRN (Eds.): Evolution of the Northern Margin of Tethys. I. *Mém. Soc. Géol. France, Paris, N. S.*, **154**, 79–83.

- VÖRÖS, A. 1991: Hierlitzkalk – a peculiar Austro-Hungarian Jurassic facies. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. (Eds.), *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn*. Wien, 145–154.
- VÖRÖS A. 1992. Magyarország nagyszerkezeti egységeinek ősföldrajzi kapcsolatai mezozoos faunák paleobiogeográfiai elemzése alapján. – *Ósl. Viták*, **38**, 121–129.
- VÖRÖS, A. 1993. Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **100**, 125–145.
- VÖRÖS A. 1997: Magyarország jura brachiopodái. – *Stud. Nat. (Magyar Term. tud. Múzeum)* **11**, 110 p.
- VÖRÖS, A., GALÁCZ, A. 1998: Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Riv. Ital. Pal.*, **104** (1) 69–84.
- WINKLER B. 1883: A Gerecse és a Vértes-hegység földtani viszonyai. – *Földtani Közöny* **13**, 287–296.
- A kézirat beérkezett: 1998. 05. 25.*

Az Esztergomi-medence oligocén képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata: I. Alapelvek

High-resolution stratigraphy in the Esztergom Basin, northeastern Transdanubia, Hungary: I. Principles of high resolution correlation: a review

SZTANÓ Orsolya¹

(7 ábra)

Abstract

This review provides a short summary on the fundamentals of sequence stratigraphy and its application to high resolution correlation of outcrops and well-logs. The formation of basic building elements as parasequences, or systems tracts to sequences, is regarded from the point of view of sedimentology and palaeoecology.

This study is primarily intended to reach a Hungarian readership. On the other hand, this whole topic is widely discussed in numerous studies and textbooks (e.g. VAN WAGONER et al. 1990); therefore, it has not been considered necessary to give an English summary is given here.

Manuscript received: 14. 04. 1998

Összefoglalás

Ez a tanulmány rövid bevezetést nyújt elsősorban a nagyfelbontású szekvencia sztratigráfia alkalmazásának alapjaihoz. A legfontosabb építőelemek és határfületek kialakulását a szedimentológia és a batimetriai változások tükrében magyarázza, miközben rámutat a felszíni szelvények és a lyukgeofizikai görbék korrelálásának buktatóira.

Bevezetés

Az utóbbi évtizedekben feltűnt, majd lassacskán bevonult a földtani irodalomba egy "új" rétegtani módszer, a szekvencia sztratigráfia (HAQ et al. 1987; WILGUS et al. 1988). Eddig szeizmikus vonatkozásai (VAIL et al. 1977) miatt elsősorban olajipari gyakorlati alkalmazása került előtérbe, pedig nagyfelbontású változata – amely a szedimentológia, a paleobatimetria és a sztratigráfia

¹ ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, H-1088. Budapest Múzeum krt. 4/A

együttes alkalmazásával nyerte az integrált sztratigráfia nevet – alkalmas tudományos alapoktatási szempontú medence elemzésre is. Ezt kívánja e tanulmány igazolni a meglehetősen jól ismert oligocén Esztergomi-medence esetében.

A szekvenciasztratigráfia alapelvei, definíciói viszonylag összefogottan olvashatók néhány alapműben: JERVEY 1988; POSAMENTIER et al. 1988; POSAMENTIER & VAIL 1988; VAN WAGONER et al. 1988; HAQ 1991; VAIL et al. 1991. Nagyfelbontású változata önálló kötetben is elérhető: VAN WAGONER et al. 1990, sőt a legfontosabb ismeretek glosszyszerű összefoglalása magyarul is megjelent (VAKARCS & TARI 1993a). Mégis úgy gondoltuk ezen tanulmány elején az üledékképződés folyamatára, valamint a korreláció gyakorlati kivitelezésére összpontosítva hasznos az alapokat áttekinteni. E helyütt azonban nem térünk ki az alapelvek gyökereire (SLOSS 1963, 1992), a ciklikus tengerszint változások okaira, a szekvenciák datálhatóságának problémájára (HAQ 1991; POSAMENTIER & ALLEN 1993), a karbonátos szekvenciák sajátosságaira (SCHLAGER 1993), a "genetikus szekvenciák"-kal kapcsolatos vitákra (GALLOWAY 1989), kritikára (WALKER 1989) és az alkalmazás szeizmikus oldalára sem. Ismervén a fogalmak magyar nyelvű használatában fennálló káoszt, ahol lehet a fogalmak magyarításában VAKARCS & TARI (1993b) szöszedetét tartottuk szem előtt, s ezért nem adtuk meg, illetve kerültük a szakkifejezések angol változatát.

Az integrált sztratigráfia alkalmazásának alapelvei

Események korrelációjára a litosztratigráfiai egységek (formációk) nem alkalmasak, mert határaik átlélik az idősíkokat. Ezenkívül rendszerint túl hosszú időt képviselnek. A biosztratigráfia korlátai egyrészt a fossziliák környezetfüggőségében rejlenek, másrészt a különböző élőlény csoportok zónái csak ritkán alkalmasak millió éves, vagy annál finomabb felbontásra. A klasszikus kronosztratigráfiai egységek kijelölésére ugyan több módszer is rendelkezésre áll, de az egységek gyakorlati felismerése gyakran – főleg a megfelelő adatok hiányában – nehézkes. A klasszikus rétegtani módszerek alkalmazásának korlátai nyitottak utat az integrált sztratigráfiának, amely a klasszikus sztratigráfia, a szedimentológia és esetenként a tektonika figyelembe vételével meglehetősen nagy felbontású párhuzamosítást tesz lehetővé. A szekvenciasztratigráfia viszonylag könnyen és gyorsan alkalmazható korrelációs eszköz, amellyel bizonyos korlátok között ugyan – az egyidőben – de különböző környezetekben keletkezett üledékes testek kapcsolatba hozhatók. Mivel a rétegsorokat tapintható, kalapálható felületek segítségével tagolja izokon egységekre fizikai sztratigráfiának is nevezhető. Külön kiemelendő, hogy ezek a határfelületek nem litosztratigráfiai természetűek, szeizmikus szelvényeken karakterisztikus reflexió elvégződéskor, a lyukgeofizikai görbékben litológiai trendek változásainál jelölhető ki, felszíni feltárásokban pedig diszkordancia felületekként vagy kondenzált rétegekként jelentkeznek (VAIL et al. 1977; WILGUS et al. 1988; VAN WAGONER et al. 1990).

Tengerszintváltozások, transzgreszív-regresszív ciklusok, félciklusok, a fáciesek szuperpozíciójáról szóló Walther-törvény és ebből eredően a fácies eltolódások jelentősége régen ismert a geológiában. Ezekre épül a harmad- és negyedrendű ciklusok felismerése is. A harmadrendű vagy szekvenci ciklusok időtartama 0,5–3 ma. A szekvenci ciklusokat közvetlenül a self régióban bekövetkező térkitöltési változások keltik, amelyek azonban az eusztatikus (globális) tengerszint változás és az aljzatsüllyedés együttes hatásából erednek (POSAMENTIER et al. 1988; 1. ábra). A tapasztalat szerint a szekvenciák kialakulása nem annyira érzékeny az üledékbehordás változásaira mint azt várnánk (cf. JERVEY 1988). A harmadrendű globális tengerszintváltozások oka a glacio-eusztaázia és/vagy a lemezen belüli feszültség változása (LAMBECK et al. 1987; CLOETHING 1988). Bár a tektonikai folyamatok szekvenci ciklusokat nem keltenek, tektonikailag aktív területek medencéiben az erősen változó mértékű aljzatsüllyedés hatására a szekvenciák határai jelentősen "átíródnak". Bonyolult áttételeken keresztül az orbitális elemek, összefoglalóan a Milankovich-féle ciklusok hozzák létre a negyed- és ötödrendű paraszekvencia ciklusokat (v. paraciklusokat). Olyan kis medencék – mint pl. az Esztergomi-medence is – kitöltésének vizsgálata a szekvencia- és paraciklusok korrelációját jelenti (vö. VAN WAGONER et al. 1990; HOMEWOOD et al. 1992).

A feltárások, fúrómagok fácieselemzése és paleobatimetriai vizsgálata – azaz szedimentológiai és ökológiai módszerek együttes alkalmazása – lehetővé teszi, hogy szinte rétegről-rétegre meghatározzuk az egykori keletkezési környezetet, és a hozzátartozó vízmélységet. Ezt méterben csak ritkán fejezhetjük ki, a tenger egyes zónáinak jól meghatározható átlagmélységét szokás figyelembe venni. WALTHER jól ismert fáciestelepülési törvénye megmondja, mely egymásra következő rétegek állnak szoros genetikai rokonságban, és ahol ebben a rendben valami ugrás tapasztalható, ott szekvenciasztratigráfiai jelentőségű felület található. Ez éppúgy igaz a néhány méteres, mint a több 10 km-es mértékű fácieseltolódásokra. Ha elegendő sztratigráfiai fogódzó áll rendelkezésre a karottázs-görbék egyformán alkalmasak a tízezeréves időtartamú paraciklusok és a néhány millió éves szekvenci ciklusok azonosítására és korrelációjára egy-egy medencén belül. Minél több lito-, bio-, magneto- stb. sztratigráfiai adat nyerhető a magokból, annál eredményesebb a korreláció és annál pontosabban datálhatók a ciklushatárok. A medence tektonikai fejlődésének ismerete nem szükséges, ha csak szelvények szekvenciákra tagolásáról és azok korrelációjáról van szó. Azonban, ha a végeredményt folyamatában szeretnénk megérteni, és a medence geometriáját kívánjuk a szekvenciák elterjedéséből megrajzolni, vagy felmerül a szekvenciák minél pontosabb datálásának kérdése akkor feltétlenül szükséges a szerkezeti fejlődés ismerete is.

Néhány szekvenciasztratigráfiai alapfogalom

Kitölthető tér, relatív tengerszint, vízmélység

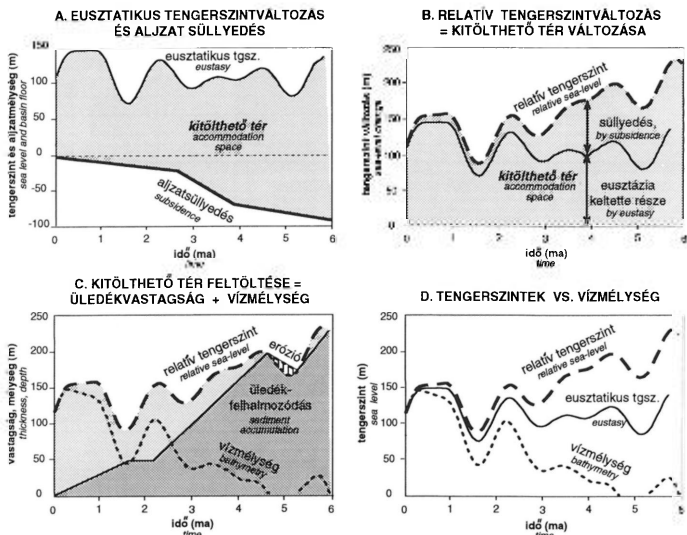
A mindenkori aljzat és tengerszint közötti térrészben rakódhat le üledék, amit ezért kitölthető térnek nevezünk (1a. ábra). A kitölthető tér gyarapodik az aljzat süllyedése és/vagy az eusztatikus tengerszint emelkedése által, valamint fogy az aljzat kiemelkedése és/vagy az eusztatikus tengerszint csökkenése által. Összességében változásai megegyeznek a relatív tengerszint változásaival, hisz ez utóbbi az eusztaziának és a süllyedésnek az összege (1b. ábra). A süllyedésbe beleszámít a tektonikai, az üledék súlyából eredő és a kompaktációs eredetű süllyedés is. A kitölthető tér tényleges feltöltésekor lerakódó üledék felszíne és a tengerszint között mérhető a mindenkori vízmélység (1c. ábra). Az üledékes rétegsorok csak ez utóbbi változásairól adnak információt, amit a paleobatimetria és a szedimentológia módszerei tárnak fel. Az egykori kitölthető tér változásai, s így a relatív tengerszint változása, tehát rekonstruálható a mindenkori üledékvastagságokból és a hozzá tartozó vízmélységekből, amennyiben az üledék pontosan datálható, valamint, ha a rétegsor folytonos, és nincsen benne eróziós réteghiány.

Lassú süllyedés esetén az eusztatikus és a relatív tengerszint változása közel egyező, de a gyors süllyedés már kiegyenlítheti, sőt teljesen el is nyomhatja az eusztatikus szignált (1. ábra). Ilyenkor a relatív tengerszint változó sebességgel, de állandóan nő.

Az aljzat süllyedés mértéke egy medence különböző részein eltérő, általában a peremtől a medence központja felé növekszik. Ha a vizsgált peremen az aljzat süllyedés sebessége kisebb, mint az eusztatikus tengerszint esése, akkor ezen a területen a kitölthető tér fogy, relatív tengerszintesés tapasztalható. Ilyenkor a tengerszinten fekvő területeken – gyakorlatilag a parti síkság és a hullámbázis közötti zónában – nincs üledékképződés, helyette általános erózió uralkodik, amit a parti fáciesövek jelentős tengerirányú eltolódása kísér. Ha ugyanez a medence egy másik peremén a süllyedés mértéke meghaladja az eusztatikus tengerszint esését, akkor ezen a területen a kitölthető tér nem fogy el, csak gyarapodása – és a relatív tengerszint emelkedés – lesz minimális mértékű. Eróziós felület nélkül a medence irányú fácies eltolódás itt is észlelhető lesz. Ugyanebben az időintervallumban a medence belsejében a süllyedés általában meghaladja az eusztatikus esést, azaz végig relatív tengerszint emelkedés történik.

Szekvenciahatár

A szekvenciahatár egy diszkordancia felület, azaz a felső fiatalabb rétegeket az alattuk levő öregebbtől elválasztó felület, amely mentén szárazulati kittedség, erózió vagy egyidős tengeralatti erózió bizonyítható, jelentősebb réteghiánnyal. Nagyon fontos, hogy a szekvenciahatár mentén jelentős medenceirányú fácies eltolódás tapasztalható. A szekvenciahatár a medence belsejében konform felü-



1. ábra. A kítölthető tér (a) és a relatív tengersizint (b), valamint a kítöltés után maradó vízmélység (c) és a három referencia egymáshoz viszonyított helyzete (d)

Fig. 1 Accommodation space (a), relative sea-level (b), depositional depth after sedimentation (c) and comparison of the three reference frames (d)

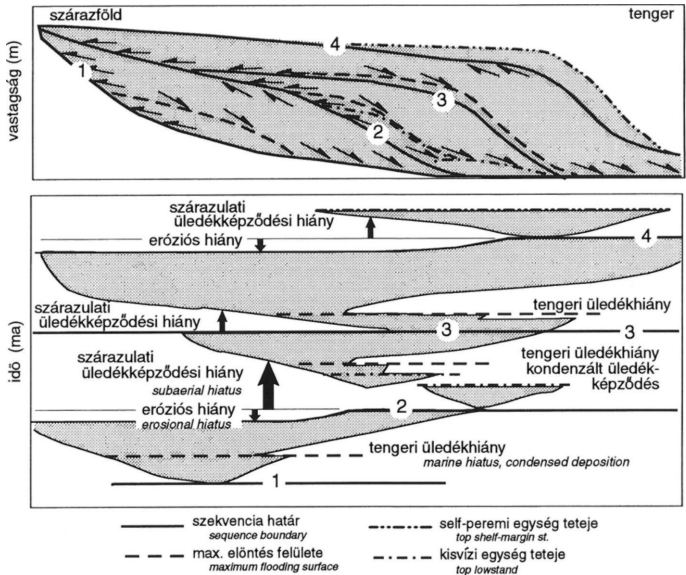
letté válik, és így ott klasszikus biosztratigráfiai módszerekkel datálható. A tengeről a szárazföld irányában haladva a szekvenciahatár mentén egyre nagyobb réteghiány tapasztalható (2. ábra), azaz egyre több időt képvisel. Ugyanakkor mindenhol benne van az az időhorizont is, amely szerint kora meghatározható (2. ábra). Egy szekvenciahoz egyetlen "eróziós olló", azaz egyetlen szekvenciahatár tartozik, ugyanakkor több kisebb és nagyobb tengeri üledékhiányhoz kapcsolódó "olló" is kialakul egyetlen szekvencia medence felőli oldalán (2. ábra).

Mivel a szekvenciahatár legalább medence méretben időbeli jelentőséggel bír, el kell különíteni mindenféle kisebb, lokális eróziós tevékenység – mederfenéki erózió, dűne migrálás, stb. – nyomától. Ez különösen a völgybevágódások megítélésénél fontos.

Két fajta szekvenciahatár ismert, melyek kialakulása a relatív tengersizint alakulásától függ. Az elsőfajú szekvenciahatár keletkezésekor a hullámbázis tájékán relatív tengersizintes következik be, azaz a kítölthető tér "elfogy", s ez széleskörű erózióval, völgybevágódással jár, míg a mélyebb medencében áthalmozás zajlik. Ha a hullámbázisnál a kítölthető tér gyarapodása csak minimálisra

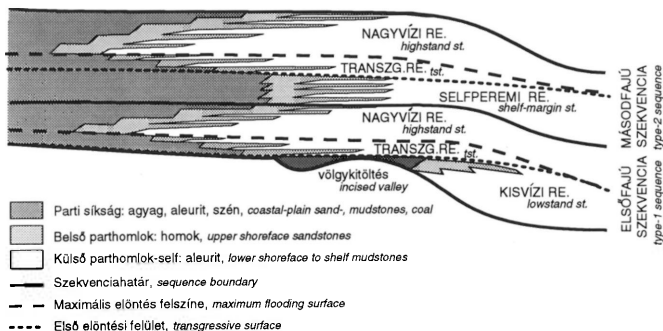
csökken, de nem fogy el – azaz lassú relatív tengerszint emelkedés következik be – másodfajú szekvenciahatár keletkezik. Mivel relatív tengerszintesés nem tapasztalható, nincs markáns erózió, csupán a fáciesövek eltolódása és a relatív tengerszintemelkedéssel gyakorlatilag lépést tartó feltöltődés jelzi az eusztatikus tengerszint csökkenést.

Akár első-, akár másodfajú szekvenciahatár akkor keletkezhet, amikor az eusztatikus tengerszintesés sebessége a legnagyobb, azaz a görbe inflexió pontja közelében. Egyes becslések szerint meglehetősen rövid idő, kb. 10 ezer év elegendő jól észlelhető szekvenciahatárok kialakulásához.



2. ábra. Időhorizontok kifizetésével a valós vastagság viszonyokon alapuló földtani szelvények tér-idő viszonylatra, azaz kronosztratigráfiai szelvényvé alakíthatók. Ez utóbbi a Wheeler diagram. A szárazföld felé táguló "olló" képviseli a szekvenciahatárhoz kapcsolódó eróziós réteghiányt és üledékképződési szünetet, míg a tenger felé táguló "olló" képviseli a tengeri üledékképződési hiányt (hiatus, kondenzált szelvényt)(KENDALL & LERCHE 1988 után)

Fig. 2 Geological cross-sections can be transformed into Wheeler's chronostratigraphic charts. Stratigraphic gap is built up of erosional and subaerial hiatus in the direction of the continent, while it is a marine hiatus and condensed section in the direction of the sea. These types of hiatus define the main bounding surfaces of depositional sequences (after KENDALL & LERCHE 1988)



3. ábra. Fáciesek, fációs határok és üledékképződési környezetek eloszlása határozott peremű elsőfajú szekvenciában alul és másodfajú szekvenciában felül (VAN WAGONER et al. 1988 után)

Fig. 3 Position of facies boundaries and depositional systems tracts in type-1 and in type-2 sequences (after VAN WAGONER et al. 1988)

Szekvencia, rendszeregység

A szekvencia a fáciestörvény alapján genetikai kapcsolatban álló rétegek, rétegösszetek viszonylag folytonos egymásrakövetkezése, amelyet alulról és felülről (eróziós) diszkordancia felület vagy annak időben megfelelő konform felület határol. A szekvenciák rendszeregységekre bonthatók. A rendszeregységek egyidejű üledékképződési rendszerek láncolatai. Például a parti síkság, a parthomlok, a self vagy a lejtő egy-egy üledékképződési rendszer, melyek mindegyike további környezetekre, különböző folyamatokkal jellemezhető fációsövekre osztható, miközben együtt egy rendszeregységet alkotnak.

Megkülönböztetünk elsőfajú és másodfajú szekvenciákat, aszerint, hogy azok kezdetén milyen típusú szekvenciahatár alakult ki. Az elsőfajú kisvízi, transzgresszív és nagyvízi, a másodfajú selfperemi, transzgresszív és nagyvízi rendszeregységekből áll (3. ábra). A rendszeregységek nevében a "-vízi" tag nem a tényleges vízszintre, hanem az euszatikus görbe egy-egy szakaszára utal. Bár mindig három rendszeregység épít fel egy szekvenciát, attól függően, hogy a medence mely szelét tanulmányozzuk előfordulhat, hogy csak két rendszeregységet észlelünk egy szekvenciában. A medenceperemen kimaradhat a kisvízi; a mélymedencében viszont előfordulhat, hogy csak a kisvízi egységet, majd a nagyvízhez tartozó pelágitokat észleljük. Eközben a transzgresszív egységet reprezentáló kondenzált réteg kis vastagság miatt észrevétlen marad (3. ábra).

Széles medenceperemre kiterjedő relatív tengerszintesítés esetén a peremeken általános erózió és az erózióbázis süllyedése következtében völgybevágódás zajlik. A nagy mennyiségű terrigen törmelék a medencébe szállítódik, ahol kialakul a kisvízi rendszeregység első tagja, a medencében elhelyezkedő törme-

lékkúp. Ugyanekkor a gyors vízszintesés következtében hirtelen csökkenő hidrosztatikus nyomás instabillá teszi a lejtő üledékeket, ami nagy tengeralatti csuszamlásokkal jár, melyek szintén a törmelékűpot gyarapítják. A relatív tengerszintesés lassulásával páhuzamosan épül ki a progradáló komplexum (lejtő). Az ezt követő lassú emelkedés (kései kisvíz) közben intenzív delta progradáció történik, valamint feltöltődnek a bevágódott völgyek. A kisvízi rendszerezőség nagy része a medence (self) perem alatt rakódik le. Ha ilyen nincs, – pl. rámpa morfológia esetében –, akkor nem is alakulhat ki törmelékűpot vagy nagyobb progradáló lejtő, csupán a völgykitöltés jelzi az elsőfajú szekvenciát.

A relatív tengerszint egyre gyorsuló emelkedése során végül elönti a kisvíz idején szárazra került teljes medenceperemet. Lapos morfológia esetén a geometriából adódóan egyszerre nagy területet érint, ezért nagy mértékű fációs-eltolódás történik a szárazföld irányában és kialakul a transzgresszív rendszeresség. Az elöntés felülete alatt mindig lényegesen sekélyebb környezetben lerakódott üledéket találunk. Az elöntés gyakran szubmarin erózióval (ravinement) jár, mely eredményeképp transzgresszív bázistörmelék boríthatja a felszínt. A terrigén törmelék java a hirtelen messzire eltolódott partvonal mentén csapdázódik, így viszonylag sekély, de nyíltvízi területeken lassú üledékképződéssel vagy éppen hiánnyal jellemezhető kondenzált rétegek alakulnak ki (üledékképződési ráta kb. 1–10 mm/1000 év). Nagy diverzitású, nagy egyedszámú fauna, rendkívül intenzív bioturbáció, autigén ásvány-felhalmozódás és korai diagenetikus cementációs felületek jelzik. A maximális elöntés (vagy víz-leborítottság) felülete jelzi a rendszeresség végét.

Erre következnek a nagyvízi rendszeresség üledékei. A korai nagyvíz idején a lassuló relatív tengerszint emelkedéssel az üledékképződés lépést tart, van még hely kis felfelé gyarapodásra is, így felfelé és a medencebelső felé egyaránt elmozdulnak a fációsövek. A kései nagyvíz idején egyre kevesebb hely keletkezik, ehhez képest az üledékképződés relatíve gyorsul, kizárólag előre épülés jellemző. A kései nagyvíz idején az egyensúlyi folyószelvények tenger felé toródása következtében intenzív alluviális gyarapodás, azaz szárazföldi völgyfeltöltés is megfigyelhető.

A süllyedést meg nem haladó mértékű euszatikus tengerszintesés esetén, mikor a relatív tengerszint emelkedés minimálissá válik, a nagyvízi előre épülés általános felfelé gyarapodásba vált, miközben megszűnik az alluviális régió gyarapodása, és a kései nagyvíz feltöltődő folyóüledékeit parti üledékek borítják be. Ez a selfperemi rendszeresség.

Rendszerességek megjelenése szelvényeken és lyukgeofizikai görbéken

Kisvízi rendszeresség fenéki kúpját blokkos, henger alakú karottázs kép jellemzi, hiszen a pelágikus iszapok régiójában hirtelen nagyobb tömegű durva-törmelékes öszlet jelenik meg. Csupán a csuszamlások szolgáltatnak finomabb anyagot. A fázis végét a péliték visszatérte jelzi. A kisvízi rendszeresség lejtőkúpját (korai kisvízi progradáció) az előzőnél rendezettebb kép jellemzi, egy

lassan épülő, lebenyekkel tarkított törmelékkúp alakul ki, amelyik apránként befedi a fenéki kúpot. A lebenyek autociklikus migrációja következtében egy-egy vertikális szelvényben (így a karottázsonkon is) felfelé durvuló és vastagodó rétegösszletek sorozata ismerhető fel. Szerencsés esetben elkülöníthetők a lebenyeken belül a durva kitöltés csatorna és a finomszemcsés csatornaközi üledékek is. A progradáló lejtő/delta (kései kisvízi progradáció) már kicsit intenzívebb relatív tengerszintemelkedés során jön létre. A delta síkság felfelé, miközben a front fokozatosan előre épül. Éppen ezért felfelé durvuló-vastagodó rétegösszletek jelzik, amelyek könnyen észlelhetők a lyukgeofizikai görbéken.

A kisvízi rendszeregység utolsó tagja a bevágódott völgy és kitöltése (3. ábra). A völgy és kitöltése két lépcsőben keletkezik. A bevágódás a legintenzívebb relatív tengerszint-eséskor, a medencefenéki kúppal egyidőben keletkezik, azonban kitöltése a kései kisvíz idején, többszörös kitöltés esetén részben a transzgresszív rendszeregység idején zajlik. Éppen ezért a bevágódott völgy talpán a szárazföldi kitértesség nyomai, pl. gyökérnyomok, paleotalajok, mészkonkréciók stb. találhatóak. A völgy különböző környezetek üledékeivel töltődhet ki: folyók, árapály uralta esztuáriumok, parti síkság vagy épp parti homokzátonyok jelenhetnek meg benne. Felismerésüket – mint völgykitöltés – az segíti, hogy teljesen idegen nyíltparti vagy épp self üledékek között találhatóak, mindenféle átmeneti fácies zónák nélkül. Azaz a fáciesövek nagyon markáns tengerfelé tolódását jelzik. A völgykitöltést alulról szekvenciahatár, felülről az első nagyobb tengerelöntési felszín határolja. A medence peremén – selfen – ott ahol nincsen völgykitöltés, a szekvenciahatár és a transzgresszív felület egybeesik. Itt együtt találhatóak a szárazulati kitértesség nyomai és az elöntésből származó bázistörmelék. Gyakran őstalaj eredetű mészcsoombokból álló transzgresszív bázistörmelék az egyetlen bizonyítéka az egykori szárazulatsnak.

A völgyek mérete változó, kb. néhányszor 10 km széles, 10 m – n*100 m mély völgyek gyakoriak. A bevágódás mélysége egy völgyrendszeren belül is változó és többszörös bevágódások is kialakulhatnak. Karottázson a kitöltő környezet üledékeitől függően, de többnyire masszív, esetleg felfelé finomodó, a durva és finom szemcsés anyag váltakozásától kicsit "cikk-cakkos" a görbe, amely hirtelen ugrik ki a nyíltparti péliték közül.

Rámpa geometria esetében a kisvízi rendszeregységnek csak a völgykitöltés és a rendelkezésre álló térben laposan előrenyomuló delta része alakul ki.

Selfperemi rendszeregységet alulról másodfajú szekvenciahatár jelöli ki. Megkülönböztetését a bevágódott völgyek, a mélytengeri törmelékkúpok és a kiterjedt erózió hiánya segíti. E helyett a kitölthető tér lassú gyarapodásával lépést tartó üledékfelhalmazódás (aggradáció) jellemző. A felfelé gyarapodó selfperemi rendszeregységben az időegység alatt lerakódó üledék vastagsága felfelé növekedik mindaddig, amíg az első szignifikáns elöntés miatt meg nem kezdődik a hátraépülés.

A transzgresszív rendszeregységet a karottázson fogazott harang ("karacsonyfa") alakú retrogradáló, egyre kevesebb homokot és több pélit tartalmazó sorozat jelzi. A kitölthető tér gyorsuló gyarapodása miatt egyre vastagabb üledékcsomagok rakódhatnak le időegység alatt, melyet elsősorban partközeli szel-

vényekben észlelhetünk. Az elöntött parti régióban jellegzetesek lehetnek még a paralikus széntelegek is (CROSS 1988).

A transzgresszív rendszeregység a természeténél fogva vékony a többihez képest. Így különösen vigyázni kell, nehogy a fúrások egyenletes mintavételénél a kondenzált rétegek sorozatban kimaradjanak és így nagy üledékhiányt értelmezzünk gyakorlatilag folyamatos rétegsorban. Ugyanígy szerencsétlen, ha a vonzó, gyakran szemmel is látható bélyegek miatt csak a kondenzált rétegeket mintázzuk sorozatosan, hiszen így pont a közbeeső szakaszok sekélyebb vízre utaló bizonyítékai maradnak ki, s hosszan tartó változatlan mélyvízi körülményeket rekonstruálhatunk tévesen.

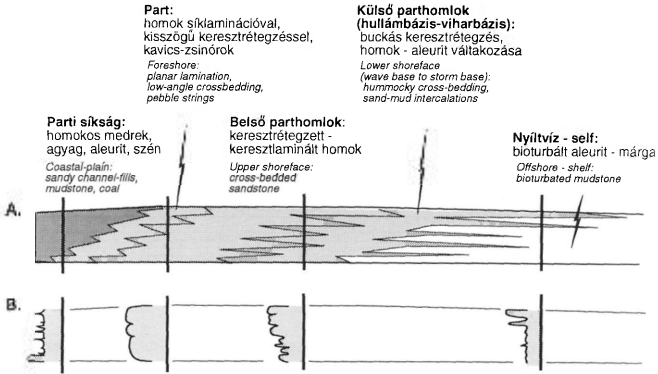
A nagyvízi rendszeregységet a korai szakaszban aggradáció és progradáció, később tisztán progradáció jellemzi, így a karottázson fogazott tölcser alakú görbeként jelentkezik és felfelé durvuló, egyre nagyobb homoktartalmú üledékcsomagok alakulnak ki. Vigyázni kell azonban, hogy az előrenyomuló parti síkság uralkodóan péltites üledékeit elkülönítsük a következő elöntés nyíltvízi péltijétől (4. ábra).

Izokron üledékek korrelációja

Paraszekvencia

A paraszekvencia olyan egymást követő, genetikai kapcsolatban levő rétegek sorozata, amelyet tengerelöntési felszín (vagy annak időben megfelelő felület) határol. Másképpen a paraszekvencia egy csökkenő vízmélységben lerakódó folyamatos regresszív kisciklus, melyen belül teljesül Walther fációs ciklusok szuperpozíciójáról szóló törvénye (4. ábra). Gyakorlatilag a paraszekvenciák időegység alatt lerakódott üledékcsomagok, határfelületei izokronnak tekinthetők. Keletkezésük, időbeli kiterjedésük leginkább a Milankovich-féle ciklicitással hozható kapcsolatba.

A paraszekvenciákat a nyílt víz – parthomlok vagy prodelta – torkolati zátony környezetekben felfelé durvuló-vastagodó, lagúnában, árapálycsatornában felfelé finomodó-vékonyodó rétegsor alkotja (pl. 5. ábra, a tanulmány II. fejezetében), melyek vastagsága átlagban 3–30 m. A paraszekvenciák határa tengerelöntési v. kimélyülési felszín, amely mentén éles fációs változás, gyors vízmélység növekedés bizonyítható. Hirtelen szemcseméretváltozás mellett lecsökken a rétegvastagság, megnő a bioturbáció mértéke, autigén ásványfelhalmozódás, vagy transzgresszív bázis törmelék található. Ez utóbbi gyakran annak köszönhető, hogy a kimélyülés során viszonylag lassan sepepte végig az aljzatot a hullámverés zónája (szubmarin erózió), miközben átdolgozta és kiszítálta a finom frakciót, lumachella, feltépett agyag klasztok, karbonát konkréciók és kipreparált járatkitöltések halmazát hagyva hátra. Amennyiben az elöntés gyors, hirtelen hullámbázis alá kerülnek a sekélyben lerakódó üledékek, nincs erózió és bázistörmelék, csupán gyors fációs váltás.



4. ábra. Laterális fácieskapcsolatok (a) egyetlen paraszekvencián belül, és (b) ennek karottázsképe (VAN WAGONER et al. 1990 után)

Fig. 4 Lateral facies relationships within a parasequence and its expression on well-logs (after VAN WAGONER et al. 1990)

A paraszekvenciák felismerése és korrelációja nagy mértékben függ attól, hogy hol helyezkednek el a part - nyílttenger viszonylatban (4. ábra), ezért nagyon fontos az egyidős paraszekvenciák oldalirányú fácieskapcsolatainak felismerése.

A gyakorlatban a paraszekvenciák a szekvenciák elemi építőkövei, melyeket a transzgreszív, a selfperemi és a nagyvízi rendszeregységekben ismerhetünk fel. A kisvízi törmelékkúp durvuló-finomodó sorozatai nem nevezhetők paraszekvenciáknak, kialakulásuk autociklikus folyamatok terméke (lebensy vándorlás).

Paraszekvencia sorozatok

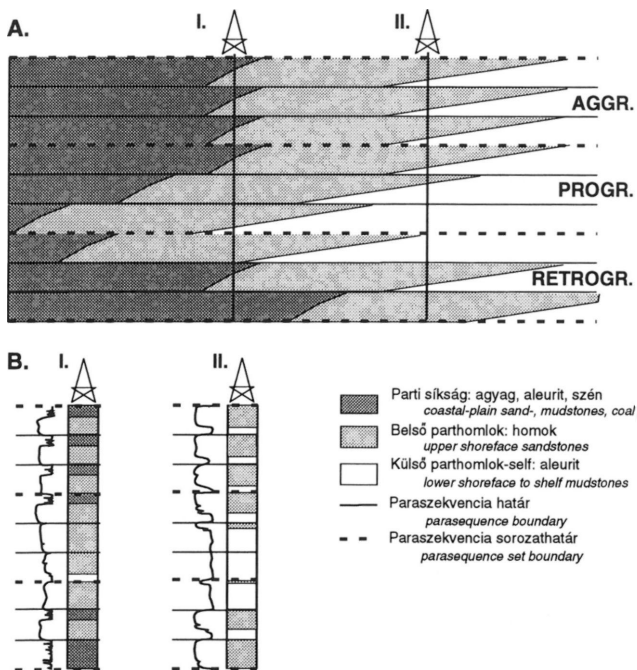
A paraszekvenciák nem egyesével, hanem sorozatokban jelennek meg. Azokat a genetikai kapcsolatban levő paraszekvenciákat, amelyek egymásra épülése szabályos trendet mutat és amelyeket fő tengerelöntési felszínek, vagy azok korrelatív megfelelői határolnak paraszekvencia sorozatnak nevezünk. A paraszekvencia sorozat határa fizikailag olyan mint a többi paraszekvenciahatár, azonban ott kell kijelölni, ahol a paraszekvenciák egymásra épülése irányt változtat.

Az egymásraépülés irányát az üledékképződés és a kitölthető tér gyarapodásának sebessége határozza meg. Ha az üledékképződési ráta meghaladja a kitölthető tér gyarapodását, progradáció, ha azzal egyenlő, aggradáció, ha pedig

a tér keletkezésénél kisebb ütemben töltődik fel, akkor retrogradáció következik be (5. ábra).

Progradáció során a paraszekvenciák felfelé és előre, a medence irányába lépnek, miközben a fácieshatárok kisebb visszalépésekkel (a paraszekvencia-határoknál) fokozatosan eltolódnak a nyílt víz felé. A progradáló sorozatban az egymást követő paraszekvenciákban – ha nem jelennek a parti síkság péltés üledékei – egyre nagyobb a felső parthomlokön lerakódó homok aránya (5. ábra).

Retrogradáció során a paraszekvenciák felfelé és hátra, a szárazföld irányába lépnek, miközben a fácieshatárok nagy visszaugrásokkal (a paraszekvenciaha-



5. ábra. Paraszekvencia sorozatok egymásraépülésének típusai (van Wagoner et al. 1988 után)

Fig. 5 Types of parasequence sets (after VAN WAGONER et al. 1988)

tárok nál) fokozatosan eltolódnak a part felé. A retrogradáló sorozatban az egymást követő paraszekvenciákban egyre kevesebb a homok, s ezzel párhuzamosan nő a nyíltvízi pélitek aránya (5. ábra).

Aggradáció során a paraszekvenciák helyben maradnak, csak felfelé épülnek, miközben a fácieshatárok szabályosan progradálnak paraszekvenciánként, majd kb. ugyanoda lépnek vissza a paraszekvencia határokra. Az aggradáló sorozatban közel állandó marad a parti homok és a nyíltvízi pélitek aránya (5. ábra).

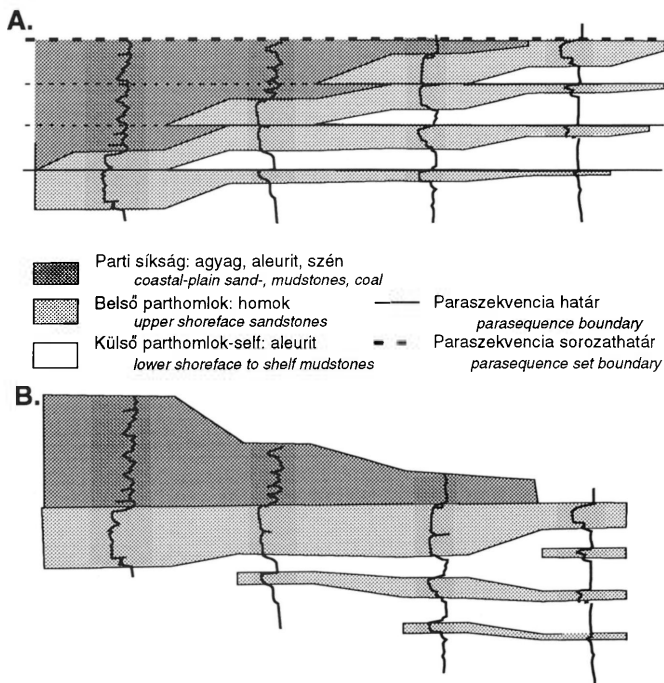
A paraszekvencia sorozatok egy adott stílusú egymásraépülése jellemzi az egyes rendszeregységeket. A transzgreszív egységben retrogradáció, a nagyvízben progradáció, a selfperemiben pedig aggradáció történik. A kisvízi egység korai szakaszán nincsenek paraszekvenciák, a viszonylag sekélyvízi kései delta komplexumban progradáló paraszekvencia sor ismerhető fel.

Itt szeretném hangsúlyozni azt a mindenki által ismert, de könnyen feledhető ténytet, hogy a progradáció (regresszió) nem szükségképp jelez tengerszint esést! Egyértelmű, hogy transzgresszió során a partvonal a szárazföld irányába mozdu el, ez retrogradációval jár együtt, és a tengerszint relatív emelkedését jelzi. Regresszió (progradáció), azaz a partvonal előrenyomulása a tenger irányában, szintén gyakran következik be relatív tengerszint emelkedés során, mégpedig a nagy üledékbeholdás következtében. Ez történik mind a kései kisvízi, mind a nagyvízi rendszeregység esetén is. Aggradációhoz szintén relatív tengerszint-emelkedés és azzal lépést tartó üledékfelhalmozódás szükséges. A fentiekből egyértelműen következik, hogy az egyes rendszeregységek megjelenése, kifejlődése mennyire függ az aljzat süllyedésétől, ami a kitaró relatív tengerszint-emelkedést biztosítja, valamint a klíma, tektonika, stb. függő üledékbeholdástól. A fentiekre a legszebb példát a jelenkori tengerpartok mutatják. Bár valószínűleg már nagyvízi periódusba léptünk, amit a nagy folyók erőteljesen progradáló deltái bizonyítanak, ugyanakkor egyidejűleg léteznek erősen pusztuló, transzgreszív partszakaszok is (pl. Európa nyugati partjának nagy része; POSAMENTER & ALLEN 1993; MARTINSEN & HELLAN-HANSEN 1995).

Paraszekvenciák és sorozataik korrelációja

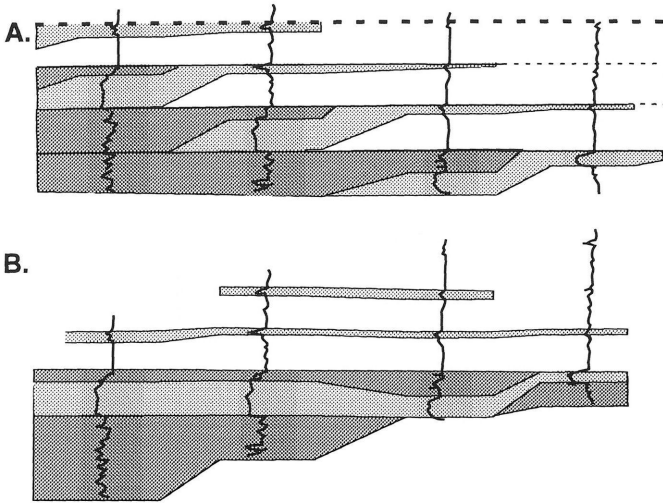
Nagyléptékben mindenki előtt világos, hogy a klasszikus litosztratigráfiai egységek korrelációja alapvetően különbözik a kronosztratigráfiai egységek korrelációjától. Fúrások, szelvények kisléptékű, nagyfelbontású párhuzamosításakor azonban ez gyakran feledésbe merül. Az általában viszonylag tág biosztratigráfiai korlátok megengedik, hogy összekössünk markernek kikiáltott, a környezetüktől elütő litológiai (pl. kavicsszintek) vagy faunatartalmú rétegeket. Pedig ezek a különbségek gyakran csak az üledékképződés környezetének sekélyebb vagy mélyebb voltát tükrözik, s természetesen az adott fauna fácies és nem korfüggő. Ezzel litológiai korrelációt végzünk kronosztratigráfiai helyett. Ha a paraszekvenciák és azok sorozatainak figyelembe vételével párhuzamosítunk, a litológiai korrelációnál lényegesen pontosabb eredményre jutunk, melynek esetenként nemcsak elvi jelentősége, hanem gazdasági haszna is van.

A fentieket példázza a 6. és 7. ábra. Ha egy progradáló sorozat paraszekvenciáit (6. ábra) a laterális fácieskapcsolatok és az izokron felületek tekintetbevételével korreláljuk, a nyíltvízi és parti pélitek közé szorult látszólag izolált homokkőtestek összeolvadnak a parti síkság iszapjai alatt. Ha a legvastagabb homoktestet és a parti síkság pélitjeit elválasztó felület a korreláció alapja, akkor néhány egymástól független, de horizontálisan viszonylag nagy kiterjedésű homoktestet kapunk. Szedimentológiai szempontból ezek a "gyökértelen" homoktestek csak nagyon erőltetten értelmezhetők, s ez a kép víz- vagy szénhidrogén földtani szempontból alapvetően hibás következtetésekre ad alapot (6b. ábra), migrációs útvonalak, tárolók kijelölésekor.



6. ábra. Izokron egységek (a) és litológiai egységek (b) korrelációja progradáló paraszekvencia sorozatban (van Wagoner et al. 1990 után)

Fig. 6 Correlation of (a) chronostratigraphic units vs. (b) lithostratigraphic units in a progradational parasequence set (after VAN WAGONER et al. 1990)



7. ábra. Izokron egységek (a) és litológiai egységek (b) korrelációja retrogradáló paraszekvencia sorozatban (VAN WAGONER et al. 1990 után)

Fig.7 Correlation of (a) chronostratigraphic units vs. (b) lithostratigraphic units in a retrogradational parasequence set (after VAN WAGONER et al. 1990)

Retrogradáló paraszekvencia sorozat helyes korrelációja (7a. ábra) esetén négy – a nyíltvízi és parti pélitek közé szorult – izolált, viszonylag kis kiterjedésű, vastagabb homokkőtestet azonosíthatunk. Litológiai korreláció esetén (7b. ábra), amikor a parti síkságot parti síksággal, a homokos felső parthomlokot parthomlokokkal és a nyíltvízi iszapokat nyíltvízi iszappal párhuzamosítjuk, szintén több független tárolót vélünk felfedezni. Ezek horizontális kiterjedését, valamint a potenciális migrációs útvonalakat azonban messze túlbecsülhetjük.

Ezek a példák arra világítanak rá, hogy a korreláció végeztével egy dinamikus, a feltöltődés szabályait követő képet kell kapnunk, a lehetetlen geometriájú, szinte az egész medencét beborító, földtanilag értelmezhetetlen homokleplek helyett. A paraszekvencia sorozatok helyes korrelációja egyúttal a rendszer-egységek és így a szekvenciák helyes párhuzamosításának is az alapja.

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm HORVÁTH Ferencnek, hogy még 1994-ben megbízott egy szekvenencia sztratigráfiai témájú "jegyzet" megírásával, melyet azóta is használok a hasonló című speciális kollégium illetve doktori iskolai kurzus segédanyagaként. Ez a tanulmány a fenti jegyzet és az azóta gyűlt tapasztalatok felhasználásával készült, mely utóbbiakért köszönet illeti kérdezni s vitatkozni nem szégyellő diákjaimat. Köszönöm továbbá BÁLDI Tamásnak, JUHÁSZ Györgyinek és MAGYARI Árpádnak a kézirat kritikus lektorálását.

A munkához támogatást az MKM 340/1995 és az F. 14508 sz. OTKA pályázat nyújtott.

Irodalomjegyzék

- CLOETHING, S.A.P.L. 1988: Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea-level? – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S., KENDALL, G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C.: Sea-level changes – an integrated approach., *SEPM Special Publication* **42**, 19–30.
- CROSS, T.A. 1988: Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, upper Cretaceous, Western Interior, USA. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S., KENDALL, G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C., Sea-level changes – an integrated approach, *SEPM Special Publication* **42**, 371–380.
- GALLOWAY, W.E. 1989: Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I. architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. – *LAPG Bull.* **73/2**, 125–142.
- HAQ, B. U. 1991: Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for the deep sea. – In: MACDONALD, D.I.M. (Ed.): *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: sea-level changes at active margins*, Blackwell, IAS Spec. Publ. **12**, 3–40.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, **235**, 1156–1167.
- HOMWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R., CROSS, T.A. 1992: Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. – *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, **16/2**, 357–381.
- JERVEY, M. T. 1988: Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S., KENDALL, G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C., Sea-level changes – an integrated approach, *SEPM Special Publication* no. **42**, 47–69.
- KENDALL, Ch.G.S.T., LERCHE, I. 1988: The rise and fall of eustasy. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S., KENDALL, G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C., Sea-level changes – an integrated approach, *SEPM Special Publication* no. **42**, 3–18.
- LAMBECK, K., CLOETHING, S., McQUEEN, H. 1987: Intraplate stresses and apparent changes in sea level: the basins of Northwestern Europe. – In: BEAUMONT, C., TANKARD, A.J.: *Sedimentary basins and basin-forming mechanism*, *CSPG Memoir* **12**, 259–268.
- MARTINSEN, O.J., HELLAN-HANSEN, W. 1995: Strike variability of clastic depositional systems: Does it matter for sequence stratigraphic analysis? – *Geology* **23/4**, 439–442
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M.T., VAIL, P.R. 1988: Eustatic controls on clastic deposition I. - Conceptual framework. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S., KENDALL, G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C., Sea-level changes - an integrated approach, *SEPM Special Publication* **42**, 109–124.
- POSAMENTIER, H.W., VAIL, P. R. 1988: Eustatic controls on clastic deposition II. - sequence and systems tract models. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S., KENDALL, G.S.C., POSAMENTIER, H.W.,

- ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C., Sea-level changes - an integrated approach, *SEPM Special Publication* **42**, 125–154.
- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P. 1993: Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. – *Sedimentary Geology*, **86**, 91–109.
- SCHLAGER, W. 1993: Accommodation and supply – a dual controll on stratigraphic sequences. – *Sedimentary Geology*, **86**, 111–136.
- SLOSS, L. L. 1963: Sequences in the Cratonic Interior of North America. – *Geol. Soc. Am. Bull.* **74**, 93–114.
- SLOSS, L.L. 1992: Tectonic episodes of cratons: conflicting North American concepts. – *Terra Nova*, **4**, 3, 312–319, Global change, Special issue.
- VAIL, P.R. MITCHUM, R.M., TODD, R.g., WIEDMIER, J.M., THOMPSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N., HATLIED, W.G. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. – In: PAYTON, Ch.E. (Ed.): Seismic stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration. *AAPG Memoir* **26**, 49–213.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N., PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signitures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. – In: EINSELE et al. (Eds.): *Cycles and events in stratigraphy*, 617–659, Springer.
- VAKARCS G., TARI G. 1993a: A szeizmikus és szekvencia sztratigráfia alapjai. – *Magyar Geofizika* (Továbbképző füzetek 1.) **34**, 2–34.
- VAKARCS G., TARI G. 1993b: A szeizmikus és szekvencia sztratigráfia alapfogalmainak magyarázata. – *Magyar Geofizika* (Továbbképző füzetek 1.) **34**, 35–51.
- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D. 1990: Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies, *AAPG Methods in Exploration Series* **7**, 55 p. Tulsa, Oklahoma.
- VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITT, T.S., HARDENBOL, J. 1988: An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S., KENDALL, G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C., *Sea-level changes - an integrated approach*, *SEPM Special Publication* **42**, 39–47.
- WALKER, R.G. 1989: Facies modelling and sequence stratigraphy. – *J. Sed. Petr.* **60/5**, 777–786.
- WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. 1988, (Eds.): *Sea-level changes – an integrated approach*. *SEPM Special Publication* **42**.
- A kézirat beérkezett: 1998. 04. 14.*

Az Esztergomi-medence oligocén képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata:

II. Oligocén szekvenciák és értelmezésük

High-resolution stratigraphy in the Esztergom Basin, northeastern Transdanubia, Hungary:

II. Oligocene sequences and their interpretation

SZTANÓ Orsolya¹ – MAGYARI Árpád¹ – NAGYMAROSY András¹

(7 ábra)

Abstract

In order to test the efficiency of integrated stratigraphy, correlation by means of high-resolution sequence stratigraphy was carried out on four master sections of the Esztergom basin, a part of the well-known Hungarian Palaeogen Basin. Prior to correlation former detailed palaeoecological and bathymetrical data were completed by sedimentological interpretation of well-logs and neighbouring outcrops. As a result of high-resolution correlation the position of the Kiscellien/Egerien boundary, redepositional events and facies boundaries of the "bathyal mollusc-bearing clay" were modified. A fine palaeogeographical evolution of Hárshegy Sandstone, small and large steps of the Late Kiscellien flooding and the punctuated accumulation history during the Egerien were also demonstrated. Within the tectonically-driven second-order transgressive-regressive cycle, third-order relative sea-level fluctuations were detected. During the Late Kiscellien, tectonical signal overruled the eustatic ones. In contrast the Egerien cycles can be correlated with global sea-level changes within the frame of stratigraphic resolution.

Manuscript received: 04. 14. 1998

Összefoglalás

A jól ismert paleogén medence egy szegmensének, az Esztergomi-medence négy pillérfúrásának újraértékelését és nagy-felbontású korrelációját végeztük el, annak érdekében, hogy az integrált sztratigráfia hatékonyságát teszteljük. A korábbi részletes paleoökológiai és batimetriai adatokat kiegészítettük a fúrások és néhány közeli feltárás szedimentológiai értelmezésével, majd elvégeztük a korrelációt. A párhuzamosítás eredményeképp pontosítottuk a Kiscelli/Egri határ és néhány áthalmozási esemény helyzetét, egységesen értelmeztük a Kiscelli Agyagot, valamint a Törökbálinti Homokkő "batiális molluszkás agyag" kifejlődésű szakaszát. Felvázoltuk a Hárshegy Homokkő pontos ősföldrajzi fejlődését, a medence késő-kiscelli elöntésének menetét, majd az ezt követő szakaszos feltöltődés történetét az egri során. A tektonikai eredetű másodrendű transzgresszív-

¹ ELTE TTK Általános és Történelmi Földtani Tanszék, H-1088 Budapest Múzeum krt. 4/A

regresszív üledékcikluson belül harmadrendű relatív tengerszint ingadozási ciklusokat különítettünk el. Ez utóbbiak a késő-kiscelli során egyértelműen tektonikusan meghatározott ciklusok lehettek. Ezzel ellentétben globális tengerszint változásokkal párhuzamosíthatók az egrí során.

Bevezetés

Jónéhány oligocén képződmény (pl. Hárshegyi Homokkő, Kiscelli Agyag) meghatározása és máig helytálló értelmezése a múlt századra nyúlik vissza (vö. BÁLDI 1983 és referenciái). A Paratethys definiálása és képződményeinek korrelálása (BÁLDI 1980; BÁLDI & SENES 1975), majd pedig a magyar paleogén medencék vizsgálata (KORPÁS 1981; BÁLDI 1982, 1983; BÁLDI & BÁLDI-BEKE 1985, 1986; BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990, 1991) új lendületet adott a kutatásoknak. Elsősorban BÁLDI Tamás és társainak faunisztikai, paleobatimetriai munkái, valamint a hozzá kapcsolódó rétegtani elemzések új eredményekre vezettek (többek között BÁLDI 1974, 1976; BÁLDI et al. 1976; BÁLDI 1983, 1984; BÁLDI & NAGY-GELLAI 1990; NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE 1988; NAGYMAROSY 1990a; 1993). A magyar paleogén-medencék szerkezeti fejlődéséről kialakított valamennyi elképzelés (ROYDEN & BÁLDI 1988; NAGYMAROSY 1990b, majd FODOR et al. 1992, 1994; TARI et al. 1993) is az addigi pontos sztratigráfiai és batimetriai értékelésen alapulnak.

A Budai-hegység részletes tektonikai és tektono-szedimentológiai elemzése új szerkezeti magyarázatot adott a Budai-vonal eocén működésére (FODOR et al. 1992, 1994; MAGYARI 1996). Azonban köztudott, hogy a vonal az oligocén során töltött be igazán jelentős ösföldrajzi szerepet (BÁLDI et al. 1976; BÁLDI & NAGYMAROSY 1976), annak ellenére, hogy az intenzív eocén tektonikai mozgásokhoz képest az oligocén nyugodtabb periódusnak tűnik. Az ún. "infraoligocén lepusztulás"-t (TELEGDI ROTH 1927) követő tengerelöntés is a Budai-vonaltól nyugatra elterülő kiemelt hátság süllyedésével magyarázható, mely az oligocén Esztergomi-medence fejlődésében szintén kimutatható (BÁLDI & NAGY-GELLAI 1990). Ezt követően markáns szerkezeti mozgások nem éreztették hatásukat, a vízmélység változásokat elsősorban eusztatikus eredetű tengerszint ingadozások okozták BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) szerint.

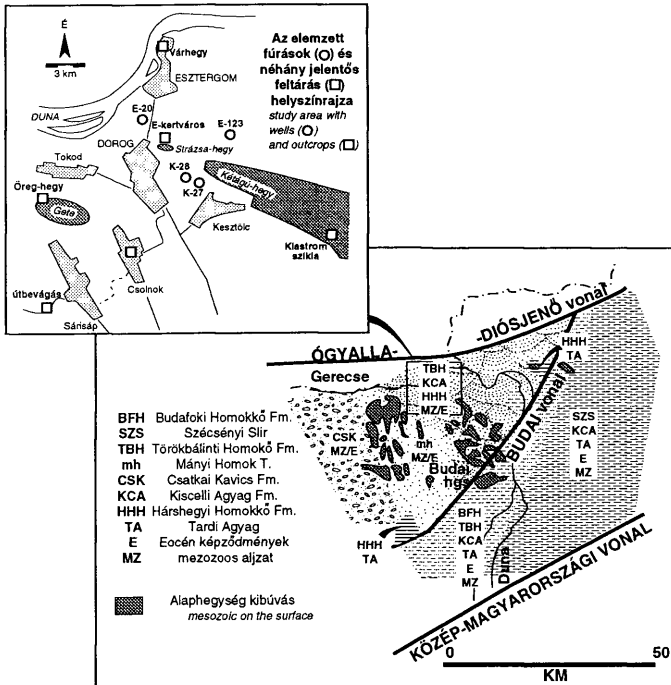
Ezen változások kimutatására alkalmas a szekvencia sztratigráfia, melyet a meglehetősen jól ismert oligocén Esztergomi-medence példáján kívánunk igazolni. A meglevő földtani adatokra alapozva, de "új" szemléletű megközelítéssel, a korábbi sztratigráfiai ellentmondások feloldására, valamint a medence fejlődéséről eddig kialakult kép pontosítására törekedtünk.

Az Esztergomi-medence oligocén képződményei

Az ÉK-DNY-i csapású Budai-vonal (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976) DK-i felének oligocén képződményeire BÁLDI & BÁLDI-BEKE (1985) a Budai-medence, míg a vonal NYÉNY-i szárnyára BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) az Esztergomi-medence elnevezést javasolta (1. ábra). A két terület üledékei között lényeges különbség,

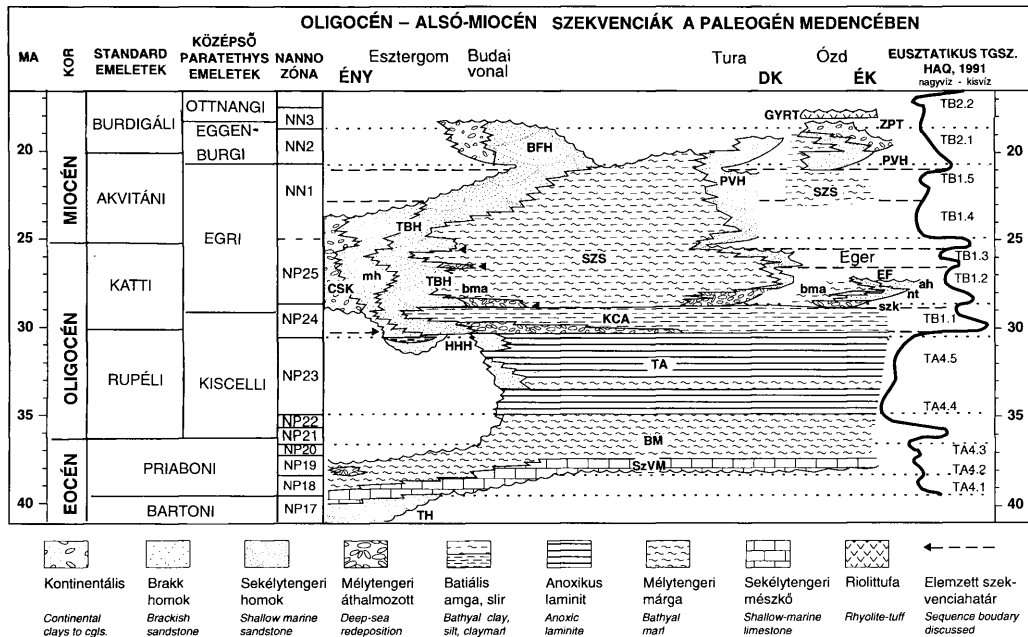
hogy az előbbire az eocénből folytonosan kifejlődő és az egész oligocénen végighúzóó üledékképződés jellemző, míg ezzel ellentétben az Esztergomi-medence területén az eocén képződmények erodált felszínére az infraoligocén denudációt (TELEGDI ROTH 1927) követő időszakban felső-kiscelli tengeri üledékek települnek (BÁLDI & NAGY-GELLAI 1990) (1. és 2. ábra).

A medence oligocén üledékeinek legátfogóbb paleoökológiai, paleobatimetriai elemzését BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) végezte. A medence oligocén üle-



1. ábra. Oligocén rétegsorok, valamint a képződmények elterjedése a Budai-vonal két oldalán (BÁLDI 1983 és BÁLDI & NAGY-GELLAI 1990 után) és a vizsgált fúrások elhelyezkedése az Esztergomi-medencében

Fig. 1 Distribution of Oligocene formations in space and in time (after BÁLDI 1983; BÁLDI & NAGY-GELLAI 1990) and the location of the study area



dékeit kisebb részben terepi megfigyelések, nagyobb részben négy mélyfúrás (E-20, K-27, K-28 és E-123.) maganyagának és faunájának vizsgálata alapján öt fázisegységet különítettek el (3a. ábra).

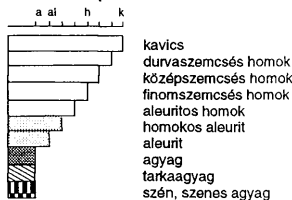
← 2. ábra. A paleogén medence képződményeinek litosztratigráfiája a Budai vonal mentén, a medence keleti oldalán (NAGYMAROSY et al. 1995 után módosítva) és az egyidős euszatikus tengerszintváltozások. A képződmények nevei az 1. ábrán, valamint: TH – Tokodi Homok, SZVM – Szépvölgyi Mészkö, BM – Budai Márga, EF – Egri Formáció, szk – szőlőseki konglomerátum, bma – bathialis molluszkás agyag, nt – Noszvaji Tagozat; ah – andornaktályai homok, SZS – Szécsényi Slír, PVH – Pétervásárai Homokkő, ZPT – Zagyvapálfalvai Tarkaagyag, GYRT – Gyulakeszi Riolituffa

Fig. 2. Lithostratigraphy of Paleogene deposits along the Buda Line, and the eastern part of the basin (after Nagymarosy et al 1995) with coeval eustatic sea-level changes. For names of formations see fig. 1 and TH – Tokod Sand, SZVM – Szépvölgy Limestone, BM – Buda Marl, EF – Eger Formation, szk – Szőlőseki conglomerate, bma – bathyal mollusc-bearing clay, nt – Noszvaj Member; ah – Andornaktálya sand, SZS – Szécsény Siltstone, PVH – Pétervására Sandstone, ZPT – Zagyvapálfalva Clay, GYRT – Gyulakeszi Rhyolitic Tuff

Szedimentológiai jelenségek

	sáklamináció
	keresztlamináció
	keresztrétegzés
	kis-szögű keresztrétegzés
	flázeres rétegzés
	hullámos rétegzés
	lencsés rétegzés
	buckás keresztrétegzés
	csuszamlás, iszaproggyás
	vízkiszökés
	mészcsonók
	kavics halmazok
	növényi detritusz
	szenes növényi detritusz
	uszadéka
	gastropoda maradványok
	bivalvia maradványok
	ahermatipikus korall
	nagy-méretű kis-foraminiferák
	járatok, élethyomok

Kőzetoszlop

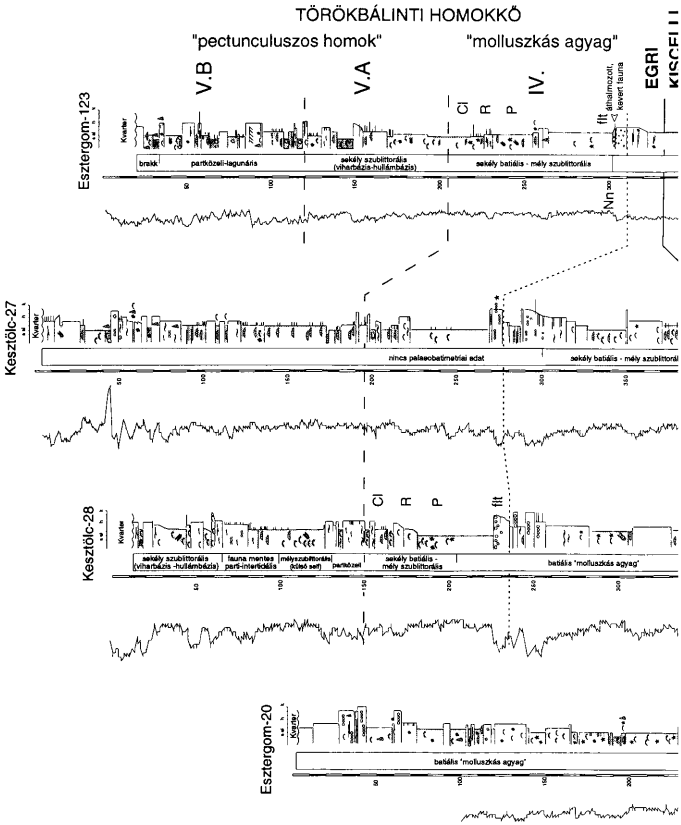


Jelkulcs a 3, 4, 5. ábrához

Legend for the figs 3, 4, 5

3. ábra. → Az E-20, K-27, K-28 és E-123-as fúrások földtani naplói alapján rajzolt kőzetoszlopai és lyukgeofizikai (TG) görbéi. a) → BALDI & NAGY-GELLAI 1990) fázisegységei és azok korrelációja. b) → Az integrált sztratigráfiára alapozott korreláció néhány jelentős "kapaszkodó" feltüntetésével

Fig. 3 → Lithology, sedimentology and well-logs (gamma ray) of E-20, K-27, K-28 és E-123 a) → Facies units and their correlation by BALDI & NAGY-GELLAI 1990); b) → Some correlation horizons of high-resolution stratigraphy on which this study is based

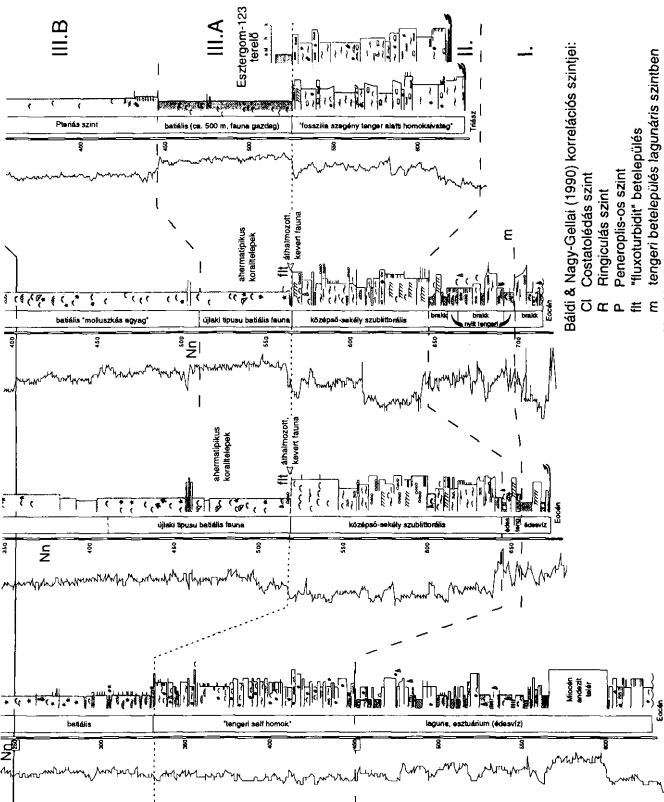


KISCELLI AGYAG

HÁRSHEGYI HOMOKKŐ

III.B

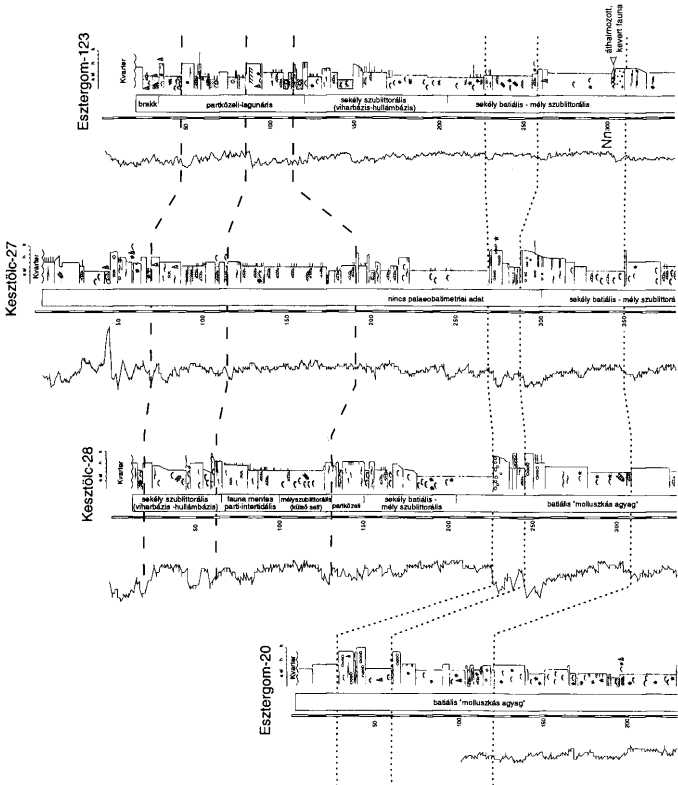
III.A
Esztergom-123
terelő

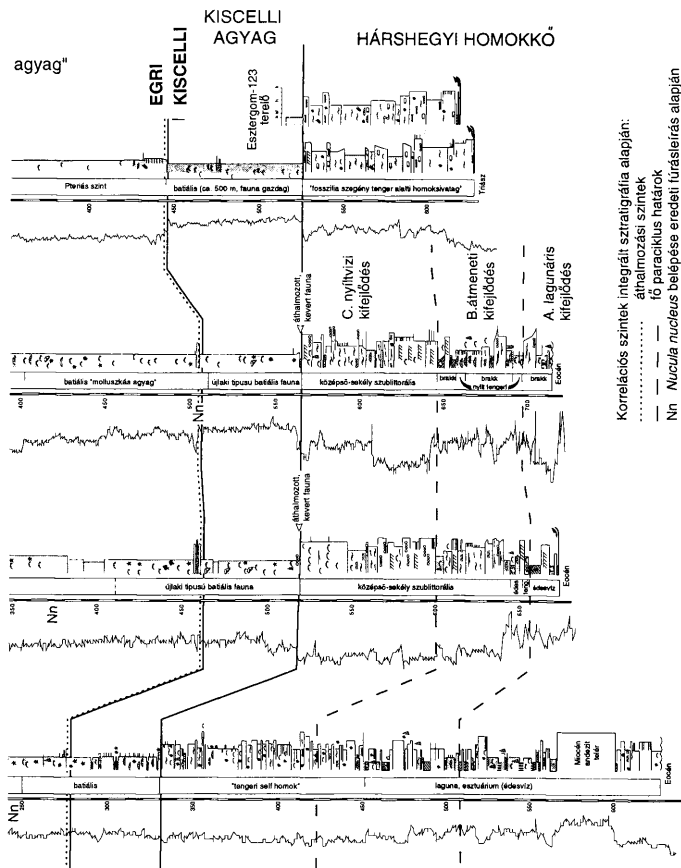


Bárdi & Nagy-Gellai (1990) korrelációs szintjei:
 C1 Costatolodás szint
 R Ringiculás szint
 P Peneroplis-os szint
 flt "luxoturbidit" betelepülés
 m tengeri betelepülés lagunáris szintben
 Nn Nucula nucleus belépése eredeti túrás leírás alapján

TÖRŐKBÁLINTI HOMOKKÓ

"pectunculuzsos homok" "molluskák"





Korrelációs szintek integrált sztratigráfiá alapján:

..... áthalmazási szintek

— fő paraciklus határok

Nn *Nucula nucleus* belepése eredeti furatleírás alapján

I. Az oligocén üledékciklust bevezető, triász vagy középső-felső-eocén fekvőre települő uralkodóan "lagunáris, esztuáriumi" édes- vagy csökkentsósvízi környezetben lerakódó üledékek a Hárshegyi Homokkő "bázisképződményei". Ezek vörös-tarka agyag, kőszén és kaolin betelepüléssel homokkővek. A fáciesegység maximális vastagsága 200 m (E-20), a két kesztölci fúrásban kevesebb mint 70 m.

II. A Hárshegyi Homokkő "tengeri self homok" ("tenger alatti homoksivatag") kifejlődése 100–120 méter vastag, uralkodóan kavicsos kvarc-arenit. Bár mikro- és makrofossziliákban egyaránt szegény, normál sótartalomra, középső-sekély szublitorális régióra, hullámbázis-viharbázis körüli vízmélységre (15–100 m) utaló fauna jellemzi. A rétegsorokban megjelenő kvarcitkavicsos, molluszkahéjas szinteket viharrétegekként értelmezik a szerzők. Ez a "self homok" az egész medence területén megjelenik és mindenütt a Kiscelli Agyag fekvőjében található.

III. A batiális mélységben (kb. 500 méter) lerakódott Kiscelli Agyag kemény, aleuritos, rétegzetlen agyagmárga. A Hárshegyi Homokkőre éles fácies váltással, egy jól követhető, 0,5–20 méter vastag, nagyon rosszul osztályozott, kavicsos-agyagos-homokos, helyenként glaukonitos, aleurit szinttel települ. Ebben lagunáris és folyami eredetű növény- és molluszkahéjmaradványok is találhatóak, melyek átülepítést jeleznek. Ezt BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) vetőmozgásokhoz kötődő, gravitációs tömegmozgások áthalmozásként értelmezték. A Kiscelli Agyag K-felé vastagododik, jelezve, hogy a nyílt tenger K, ÉK-felé terült el.

IV. A "batiális molluszkás agyag", amely a Törökbálinti Homokkő alsó szakaszát képviseli, fokozatosan fejlődik ki a Kiscelli Agyagból. Rétegzetlen, agyagos, finomhomokos aleurit, melynek kora egri. Ezt a fúrásokban elsősorban a *Nucula nucleus* belépési dátuma határozta meg. Az egység molluszkás faunája azt jelzi, hogy a Kiscelli Agyagnál egyértelműen sekélyebb vízben (kb. 300–200 m), de még a batiális régióban keletkezett. A "molluszkás agyag" felső szakasza már inkább sekély batiális–mély szublitorális. A fáciesegység középső és mélyebb szakaszain aprókavicsokat, növénymaradványokat és selfkagylókat tartalmazó gravitációsan áthalmozott homok, kavicsos homok betelepülések találhatóak.

V/A. A Törökbálinti Homokkő középső része "tengeri selfhomok" kifejlődésű, amely nyílt, tengerre néző lapos homokparttól a self külső szegélyéig terjedő környezeteket foglalja magába. Fő tömegét a viharbázis és a hullámbázis szintje között lerakódott durvahomok betelepüléssel finomhomokos aleurit képviseli. A "tengeri selfhomok" "molluszkás agyagra" települése egyértelmű sekélyedést jelez, amely BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) szerint már inkább euszatikus eredetű.

V/B. A Törökbálinti Homokkő legfelső szakaszát "lagunáris partvidéki és sekélyself üledékek váltakozása" alkotja. A homok és pélite váltakozásából álló képződményt BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) az E-123-as fúrásban azonosította. A K-27-es fúrás felső 200 méterének maganyagát, amelyben ez a képződmény szintén megjelenik nem tanulmányozhatták. Sekély, normálsós tengeri és brakk-

vízi makrofaunája partvidéki homokzátonyok által lefűzött lagúnákat, időszakos tengerelöntéseket jelez.

A fenti (I–V.) egymásra következő oligocén képződmények egy klasszikus transzgressziós–regressziós üledékciklus elemeit tartalmazzák (KORPÁS 1981; BÁLDI & NAGY-GELLAI 1990): a ciklus lagunáris (I.) és selfhomokkal (II.) indul. A tenger maximális mélységét a Kiscelli Agyag (III.) lerakódása idején érte el. A hirtelen vízmélység növekedést a II–III. egység határán lokális okokkal, az Esztergomi-medence keleti–délkeleti peremét jelentő Budai-vonal lisztrikus normál vetőként való működésével magyarázták. Az egri korszak elején lerakódott IV. egység – bár batiális körülmények között – már a tengermélység csökkenését jelzi. Ennek oka vagy a medencesüllyedés megállása, és/vagy euszatikus tengerszint csökkenés BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) szerint. Ez a szint fokozatosan megy át self (IV–V/A.), majd partközeli, illetve helyenként lagunáris (V/B.) péltés-homokos üledékekbe. A regressziós szárny (III–V.) csaknem tükörképe a transzgressziós (I–II.). A süllyedés BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) szerint kb. 31 millió éve kezdődött a késő-kiscelliben és 29–30 millió éve már meg is állt, a medence kialakulása és feltöltődése mintegy 3 millió évet vett igénybe.

Az E-20, K-27, K-28. és E-123. fúrások korrelációja

A rétegoszlopok szedimentológiai elemzése

A földtani napló alapján megrajzoltuk a négy fúrás kőzetoszlopát, különös tekintettel a szemcseméret változásokra (3, 5. ábra). E mellett figyelemmel kísértük a fúrást leíró geológus rétegzésre, szövetre, rétegformákra, élethyomokra, fosszília tartalomra vonatkozó megjegyzéseit, amelyeket a mai szedimentológiai nomenklatúrának megfelelően szintén feltüntettünk a rétegoszlopon.

A rétegsorok elemzésénél nemcsak a szemcseméret változásokat és a szedimentológiai bélyegeket vettük figyelembe, hanem Báldi részletes – a fúrásleíráshoz csatolt jelentésében szereplő – méterre pontosan megadott faunalistáját is. Így az általa megadott nagyobb intervallumokon belül a vízmélység valószínűleg finomabb változásaira is tekintettel voltunk (pl. K-28. 520–550 m közötti szakaszán a sekély szublitorális régióra jellemző molluszkák az uralkodóak, kivéve az 530 m körüli részt ahol inkább középső szublitorális fajt talált).

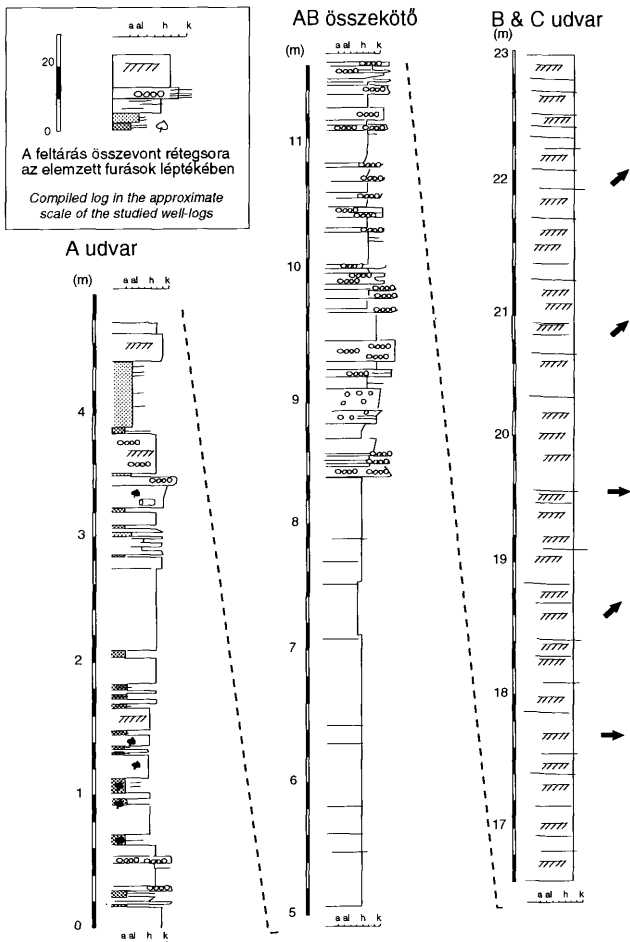
Hárshegyi Homokkő: A rétegsorok legalján a Hárshegyi Homokkőben szén, szenes agyag, tarkaagyag rétegek váltakoznak aleurit, esetenként keresztrétegzett homoktestekkel. A felfelé finomodó, szénrel záródó kisciklusok mederüledéket vagy parti agyaglapályt és a mederközi mocsaras terület üledékeit képviselik. A tengerrel való gyenge kapcsolatra brakvízi molluszkák utalnak (NAGY-GELLAI 1973), ezért ez a lápos terület esztuáriumot vagy lagúnát övezhetett (vö. ELLIOT 1986; REINSON 1992). Ez utóbbi feltételezi a lagúnát a nyílt-tengertől elzáró homokos zátonyszigetek egyidejű meglétét. Feljebb haladva

megjelennek a zátonyszigetek tengernek kitett parthomlokán a hullámtörés övében lerakódó és a szigetek közti átjárókban felhalmozódó homoktestek is. Az átjáró szintén felfelé finomodó, míg a belső parthomlok felfelé durvuló rétegsort hagyott maga mögött (4, 5. ábra). A fúrások szedimentológia értelmezését szerencsésen egészítik ki INCZE (1996) terepi észlelései, aki az esztergom-kertvárosi volt katonai gyakorlótér feltárásában felfelé durvuló parthomlok rétegsort határozott meg (1. és 4. ábra).

A klasszikus flázeres, hullámos vagy lencsés rétegzés a lagúnát szelő csatornák és a mocsár közti területre, az ún. homok-, kevert- és iszaplapályra jellemző (ELLIOT 1986; DALRYMPLE 1992). Nagyobb vastagságú keresztarétegzett homok, kavicsos homok a zátonyszigetek közti átjárókban, a lagúnát lecsapoló mederhálózat valamelyikében, vagy a part előtti övben elterülő hosszanti turzásokon rakódhatott le. Amennyiben mélyebb-nyíltabb vízre jellemző fauna kíséri ezeket a homoktesteket, úgy valószínűleg a tengerelöntés során gyorsan víz alá kerülő homokgerincekről van szó, melyeket a parttal közel párhuzamos áramlások építettek tovább (JOHNSON & BALDWIN 1986).

A parti hullámverés jellemző rétegfarmája a kisszögű keresztarétegzés és síklemezesség jól osztályozott homokban (ELLIOT 1986; COLLINSON & THOMPSON 1989). Az uralkodóan aszimmetrikus keresztlamináció áramlásfodrok, míg ennek szimmetrikus változata hullámfodrok jelenlétét jelzi. A parthomlok külső része felé haladva a fodros homok vastagsága csökken és egyre vastagabbak az aleurit betelepülések, és jelentősebb mértékű a bioturbáció. Az átmenet során flázeres, hullámos és lencsés rétegzésre emlékeztető forma is megjelenik, de általában egyre jelentősebb mértékű bioturbáció kíséretében. A parthomlok után a hullámbázis és a viharbázis közötti régiót találjuk. A hullámbázisnál sekélyebb vízben összeolvadó buckásság ("SCS"), míg a viharbázis felett buckás keresztarétegzés ("HCS") és vékonyka tempszitűk figyelhetők meg (JOHNSON & BALDWIN 1986; WALKER & PLINT 1992). Ilyen viharrétegek találhatóak a sárisápi útbevágásban is (1. ábra, INCZE 1996).

A Hárshegyi Homokkő és a Kiscelli Agyag határán rendkívül gyors szárazföld irányú fácies eltolódás következett be, s gyakorlatilag átmenet nélkül batális vízmélység alakult ki a vizsgált területen. A két környezet határán található egy 0,5–1 m vastag, kevert-brakk, sekély és mélyvízi normálsós-faunát tartalmazó kavicsos agyag, kavicsos homok réteg, amely helyenként glaukonitos is (3. ábra). Ez a réteg BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) értelmezése szerint vetőmozgás által kiváltott, nem zagyrár típusú, gravitációs áthalmozás során jött létre. Abban mindenképpen egyetértünk BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) véleményével, hogy az áthalmozás létrejöttében eusztatikus eredetű tengerszint csökkenésnek nem volt szerepe. Azonban a gravitációs áthalmozás mellett kínálkozik egy másik értelmezési lehetőség is: ugyanis tekinthetjük transzgressziós bázis törmeléknek a fent leírt képződményeket. A Hárshegyi Homokkő/Kiscelli Agyag határa egyértelműen egy transzgresszív felület. Mint ilyen, gyakran nemcsak az üledékképződés hiánya, hanem azt megelőző kis mértékű szubmarin erózió kíséri létrejöttét. Ez utóbbi felelős a bázistörmelék felhalmozódásáért, mely tartalmazhatja mindazt – pl. molluszka héjak, töredékek, fel-



4. ábra. Az esztergom-kertvárosi volt katonai gyakorlótér feltárásának felfelé durvuló rétegsora a hullámbázisnál sekélyebb környezetben a belső parthomlokokon rakódhatott le (INCZE 1996 után)

Fig. 4 Upward coarsening sequence at Esztergom-Kertváros indicates deposition on the upper shoreface (after INCZE 1996)

tépett agyag-kavicsok, mészcsoomók, egyéb extrabazinális kavicsok –, ami a felület alatti rétegek átrostálásakor visszamarad. Nagyon fontos, hogy igazán jelentős bázisztörmelék – mely szárazföldi kitettségre utaló elegyrészeket is tartalmaz –, a szekvenciahatárral egybeeső transzgresszív felületekhez tartozik. Ennek nyomát – egyetlen édesvízi csiga (Planorbis) maradvány kivételével (BÁLDI szóbeli közlés 1998) – nem említi a felhasznált irodalom, értelmezésére a szekvencia sztratigráfiai fejezetben még visszatérünk.

Ki kell térnünk a K-27. fúrásban BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) által közel 20 m vastagságban leírt áthalmozott üledékek problémájára is. Véleményünk szerint – amelyet az eredeti fúrás leírásra alapozunk – csak egy vékony kavicsos agyag tartozik ehhez a szinthez. Az alatta levő, néhol keresztarétegzett homokkő még a Hárshegyi Homokkőhöz tartozó partközeli üledék, a még lentebb települő kaolinos homok és szén pedig az előző ciklus záróüledéke lehet.

A Kiscelli Agyag és a "molluszkás agyag" szedimentológiájához nincs hozzáfűzni valónk. A kettő határát és egyben a kiscelli/egri emelet határát ott vonhatjuk meg, ahol egy viszonylag vékony, gradált homokkő betelepüléseket tartalmaz, átülepítési esemény található (3. ábra). Ezt támasztja alá az is, hogy a K-27. fúrásban ezen a szinten jelenik meg a *Nucula nucleus* amely már az egri emeletre jellemző faj (BÁLDI & NAGY-GELLAI 1990). Ez a törmeléken "esemény" a karottázsgörbék és a rétegsorok alapján egyaránt jól kijelölhető (3b. ábra). Az így kapott határ BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) által kijelölnél az E-20. kivételével lejjebb van (vö. 3a. és 3b. ábra), de feloldja a túl vastag és a kétosztatú Kiscelli Agyag problémáját is.

A Törökbálinti Homokkő "molluszkás agyag" kifejlődésének középső részén mind-egyik fúrásban megjelenik egy kb. 20 m vastag homok test. Ennek áthalmozásos eredetére bizonyíték nincs, így sokkal inkább az általános feltöltődésből eredő sekélyebb "self" régióban lerakódó homokról lehet szó. Ezt látszik alátámasztani, hogy a K-27. fúrásban mély szublittorális faunaelemek találhatók benne.

Még mindig a molluszkás agyag fáciesegységében található kb. 80 m vastag, két, felfelé durvuló ciklusból álló, konglomerátummal, kavicsos homokkal záródó kőzettest (3, 5. ábra). A rétegek valószínű eredete, mint ahogy azt BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) is felismerte gravitációs tömegmozgás lehet. Képződési környezetként pedig egy kisebb mélytengeri törmelékkúpot képzelhetünk el és a felfelé durvuló ciklicitás a kúp lebenyeinek migrációjából származhat. Ilyen nagyobb léptékű, nagyobb tömegű üledéket megmozgató áthalmozás kiváltó oka itt is lehet vetőmozgás, de nagyon gyakran relatív tengerszint-esés során is létrejöhet. Úgy véljük, hogyha vetőmozgás okozta volna a törmelékkúp képződését, mind szerkezete, mind anyaga kaotikusabb volna. Valószínűbbnek látszik, hogy tengerszint csökkenés váltotta ki a nagy tömegű áthalmozást.

Törökbálinti Homokkő homokos kifejlődése: A fúrások legfelső 200–250 méterében egyre sekélyebb vízre utaló üledékeket (vö. Hárshegyi Homokkőnél felsorolt szedimentológiai jellegetek) és ősmaradványokat találunk. Az egyre szaporodó és vastagodó, keresztarétegzett homok betelepülések keletkezési környezete valószínűleg hullámveréses parthomlok. A K-27. és az E-123. fúrások tejein pedig lagunáris iszapos fáciesek jelennek meg brakkvízi faunaelemekkel.

A Törökbalinti Homokkő egészének értelmezésekor az általános földtani kapcsolatokon túl (vö. KORPÁS 1981) tekintettel kell lenni az alábbi jelenségekre:

- vastagság viszonyok,
- mélyebbvízi szakaszain lejtőre utaló átülepítés megléte,
- felfelé durvuló és sekélyesedő tendencia,
- a medence határozott feltöltődését jelző fáciesviszonyok.

Ennek alapján, legalábbis az Esztergomi-medence területén egy delta meglétével számolhatunk, mely nyugati irányban a Csatkai Kavicstól a "mányi homok" deltasíkságán át fokozatosan a Budai-vonalig épült ki. Ennek igazolása esetleg a Pesti-síkságot harántoló szeizmikus szelvényekkel kivitelezhető. Az Esztergomi-medencében kifejlődő deltafront – a szűkebb szedimentológiai osztályozásokat figyelembe véve (GALLOWAY 1975; ORTON & READING 1993 – mikrotidális lehetett, az uralkodó hullámverés módosító jellemzőit viseli magán.

A lyukgeofizikai görbék elemzése

Eredetileg megvizsgáltuk a rendelkezésünkre álló görbesereget, de azok nagyon változó minősége – pl. értékelhetetlen SP – miatt végül a természetes gamma (TG) görbékét választottuk az összehasonlításhoz. A TG görbék mellé helyezve a földtani napló alapján rajzolt kőzetoszlopokat jó egyezést tapasztalhatunk.

Mielőtt a görbék korrelációjára kerülne sor feltétlenül ki kell jelölni legalább egy, de inkább több biztosan azonosítható "marker" felületet, amelyeket referenciaként használhatunk a továbbiakban. Jelen esetben ilyen biztosan izokron felület a Hárshegyi Homokkő és a Kiscelli Agyag határa. Sajnos, a *Nucula nucleus* belépésével datált kiscelli/egri emelet határa bizonytalan (vö. 3a. és 3b. ábra). Mint később látni fogjuk, ez valóban nem izokron felület, mivel a fosszília megjelenése esetleges.

A fúrások alján a brakk-édesvízi környezetben lerakódott Hárshegyi Homokkőben BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) felismert egy "marin" normálsósvízi epizódot, amely szintén alkalmas a korrelációra (3a, 3b. ábra). Retrogradáló parasekvencia sorozat – mint izokron egység – csak egy helyen jelenik meg a Hárshegyi Homokkőben (ld. alább), ez szintén segíti a szelvények alsó szakaszának korrelációját.

A "molluszkás agyag" felső részén durvahomokos, kavicsos, jellegzetes alakú betelepülések találhatók, amelyek egyértelműen azonosíthatók a két kesztölci fúrásban. Bár erről a szakasról hiányzik az E-20. fúrás lyukgeofizikai görbéje, a rétegoszlopon szintén felismerhető a fenti "esemény". Kijelölése az E-123. fúrásban már nem ilyen egyértelmű, mert ott csak kavicsmentes, finomabb szemcsés homok betelepüléseként jelentkezik, laterális fáciesváltás eredményeként (3b. ábra). Ugyanakkor valamivel mélyebben találunk egy kavicsos áthalmozott réteget, melyet BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) a fent említett összetett sorozattal vélt azonosítani (3a. ábra). Véleményünk szerint azonban ez az át-

halmazott faunát tartalmazó kavicsos homok kiékelődik, és a szomszédos fúrásokban már nem jelenik meg (3b. ábra).

A Törökbálinti Homokkő felső, homokos kifejlődésű szakaszán a korreláció ismét a paraszekvencia sorozatok felismerésén alapul.

A fent felsorolt "kaszakodókkal" már meglehetősen biztonsággal azonosíthatók a karottázs görbék korrelatív csúcsai is.

Paraszekvenciák, rendszerezések, szekvenciák a vizsgált fúrásokban

Paraszekvenciák a Hárshegyi Homokkőben

A négy vizsgált fúrás alapján a partvonal-tenger viszonylat, melynek ismerete szükséges a heteropikus fáciesek helyes párhuzamosításához, viszonylag nehezen határozható meg. Általában az esztergomi fúrások kissé nyitabb vízben, míg a kesztölciek a parthoz közelebb helyezkednek el. A progradáció-retrogradáció iránya – a tágabb ősföldrajzi ismeretekkel egyezően – északkelet-délnyugati volt.

A homokkő fekére települése csak az E-20. és K-27. fúrásban figyelhető meg (5. ábra). Az E-20. vastag esztuáriumi-mocsári rétegsora (A) egy mélyedésben, a többinél kicsit korábban halmazódhatott fel. Ez a mélyedés valószínűleg egy az eocénből – kora-oligocénből átöröklött szerkezet nyomán alakult ki. Ehhez képest a K-27. jóval vékonyabb lagunáris-mocsári üledékei valamivel később, egy kiemelt helyzetű blokk lezökkenésével és/vagy elöntésével kerülhettek tengerszintre illetve az alá. A fúrások pozícióját, a paraciklusok korrelációját és a E-123. terelő fúrás rétegsorát tekintve, valószínűleg a K-28. és E-123. alján sem hiányzik vastag lagunáris ösztet.

Bár kisciklusok kijelölhetők a Hárshegyi Homokkő legalsó "lagunáris-esztuáriumi" szakaszán (5. ábra, A), ezeket nem tekinthetjük igazi paraszekvenciáknak, mivel inkább a parti síkságot átszelő medrek autociklikus vándorlásával rakódtak le (pl. A2).

Az első igazi tengerelöntési eseménytől kezdve azonban a Hárshegyi Homokkő paraszekvenciákra osztható (5. ábra, B1-től felfelé). A sekélyedő rétegsorok a viharbázistól a parthoz, néhol a brakkvizű lagúnáig terjedő zónákban ülepedtek le (B átmeneti szakasz). Ezek a zátonyszigetek előreépülésével keletkező elemi ciklusok (B1–B3) felfelé durvuló, majd finomodó sort alkotnak, a külső parthomlok pélijtétől a homokos parti üledéken át a lagunáris-mocsári iszapig. A paraszekvenciák egymásra következésében a partvonal hosszabb távú elmozdulására utaló tendencia alig ismerhető fel. A B1–B3 szakaszon a K-27. fúrásban felfelé kissé nő, a K-28.-ban csökken, míg az E-20.-ban állandó a lagunáris vagy a sekélyebb parti környezetre utaló fácies aránya. Ez a változékonyság az üledékbehordás helyi ingadozásait mutatja, progradáló (K-27.), retrogradáló (K-28.) és aggradáló (E-20.) paraszekvenciasorozat hozva létre ugyanazon időintervallumban (5a. ábra). A B szakasz egészére inkább aggradáló

ció, a tengerszint lassú emelkedésével egyensúlyban gyarapodó feltöltődés jellemző. A B4 paraciklus idejére az E-20. már a szigeteknél mélyebb, nyíltabb vízbe került, ami szintén a blokk eredendően mélyebb szerkezeti helyzetét bizonyítja. Az E-123. korrelatív rétegei pedig végig viszonylag nyílt vízben, esetleg a szigetek közti átjárókban rakódtak le.

A következő C szakasz paraszekvenciáiban a lagúna üledékek – egyetlen kivételtől eltekintve (K-27./C5) – gyakorlatilag nem fordulnak elő. A B4–C4 szakaszban az E-20. és az E-123. továbbra is inkább a külső parthomlok övezetében helyezkedett el, a viharbázisnál mélyebbre azonban csak rövidebb epizódokra kerülhettek. A két kesztölci fúrás keresztrétegzett, néhol kavicsos homokja a zátonyszigetek környezetét jelzi, de az ebből az intervallumból előkevert molluszkák itt is kissé mélyebb vízre utalnak. Az észlelt vastagságban a kesztölci fúrások durvaszemcsés üledékei viharüledékként nem értelmezhetők. Azonban jól ismertek recens selftengerekben (YANG & NIO 1985) azok az eltemetett, néha aktívan mozgó ún. homokgerincek, melyek egykori partmenti zátonyszigetek, nagyobb turzások "megfulladásával" keletkeznek. Ilyenkor a vízszint emelkedése olyan gyors, hogy a hullámbázis menti szubmarin erózió nem képes legyalulni, átdolgozni a szigetek anyagát, azt csupán nyíltvízi, általában parttal párhuzamos áramlások módosítják. BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) értelmezése tehát – "mint tenger alatti homoksvatag" – helytálló. A sárisápi útbevágás és a csolnoki feltárások rétegsorát (1. ábra; INCZE 1996), hullámbázis–viharbázis körüli üledékeik révén a C4 ciklusba soroltuk be.

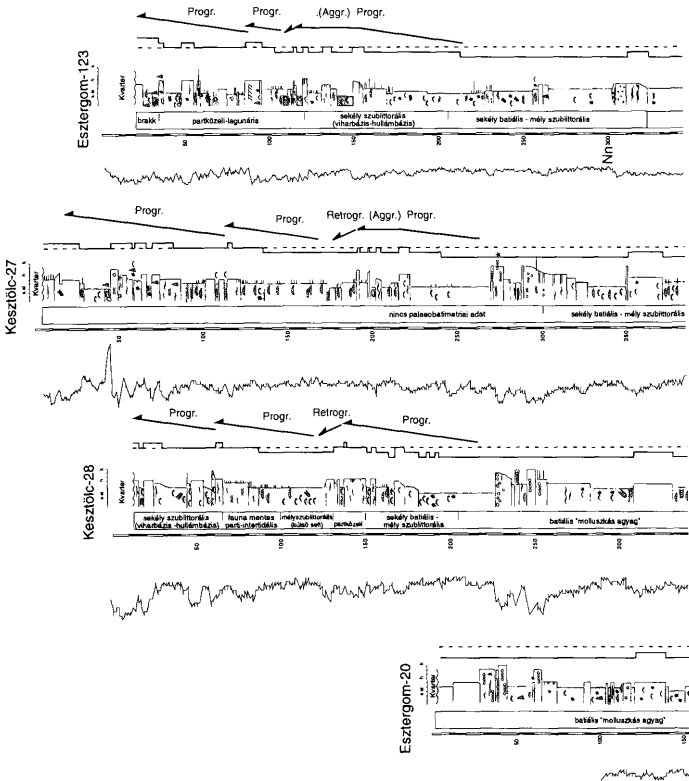
A B4–C4 paraszekvenciák tehát progresszíven mélyebb vízi fácieseket tartalmaznak, retrogradáló paraszekvencia sorozatot alkotnak, a partvonal szárazföld irányú elmozdulását jelzik. Azaz, ebben az időintervallumban kisebb transzgresszió zajlott, minek következtében a vizsgált terület egészében a nyíltvízi zónába került, s a hullámbázis övezete Csolnok térségében húzódnak.

A legfelső két paraszekvencia (C5–C6) lerakódása idején azonban a relatív tengerszint emelkedés megtorpanhatott vagy a feltöltődés (üledékbeszállítás) vált az eddiginél sokkal intenzívebbé, így a kesztölci fúrásokban újra megjelennek a parti hullámveréses öv, sőt a mögöttes láp üledékei is. Egy progradáló zátonysziget homloka épp Esztergom-Kertváros vidékén terülhetett el (vö. INCZE 1996; 1. és 4. ábra). Ez a rétegsor elvben bármely idősebb parthomlok

5. ábra →. A vizsgált fúrások a) → szedimentológiai bélyegekre és BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) paleoökológiai értéklésére alapozott részletes környezeti interpretációja és b) → az integrált sztratigráfia módszerével kijelölhető oligocén paraszekvenciák, rendszeregységek és szekvenciák, valamint ezek egy lehetséges korrelációja euszatikus tengerszintváltozási ciklusokkal. Részletes magyarázatot ld. a szövegben

Fig. 5a) → Depositional environments from fresh-water estuary, brackish estuary to lagune, foreshore, upper and lower shoreface (shallow sublittoral), shelf (deep sublittoral) to shallow and deeper bathyal realm based on sedimentological features and ecological indicators given by BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990). b) → Interpretation in terms of parasequences, systems tracts and sequences and their potential correlation with eustasy. For details see text

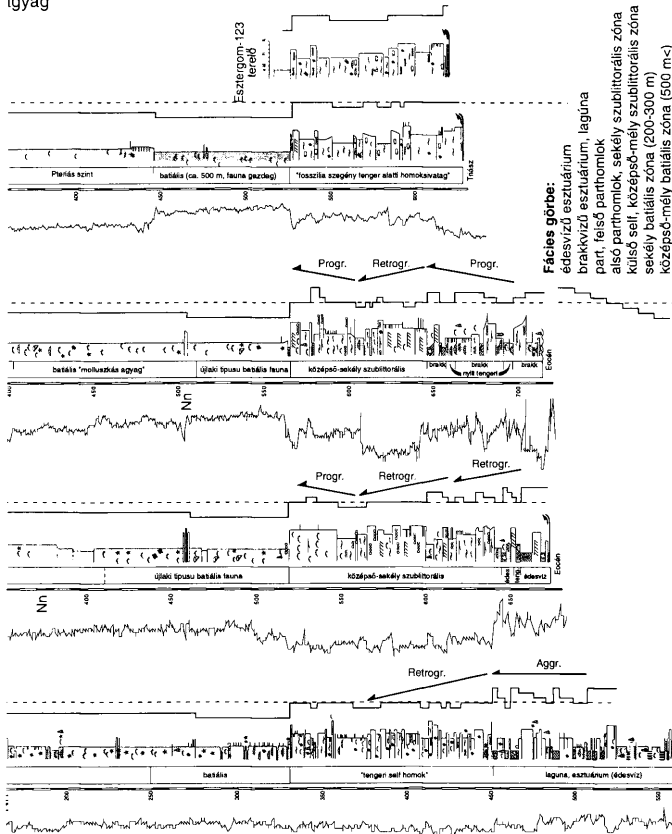
TÖRÖKBÁLINTI HOMOKKÓ
 "pectunculuszos homok""molluszkás"



KISCELLI AGYAG

HÁRSHEGYI HOMOKKŐ

gyag"



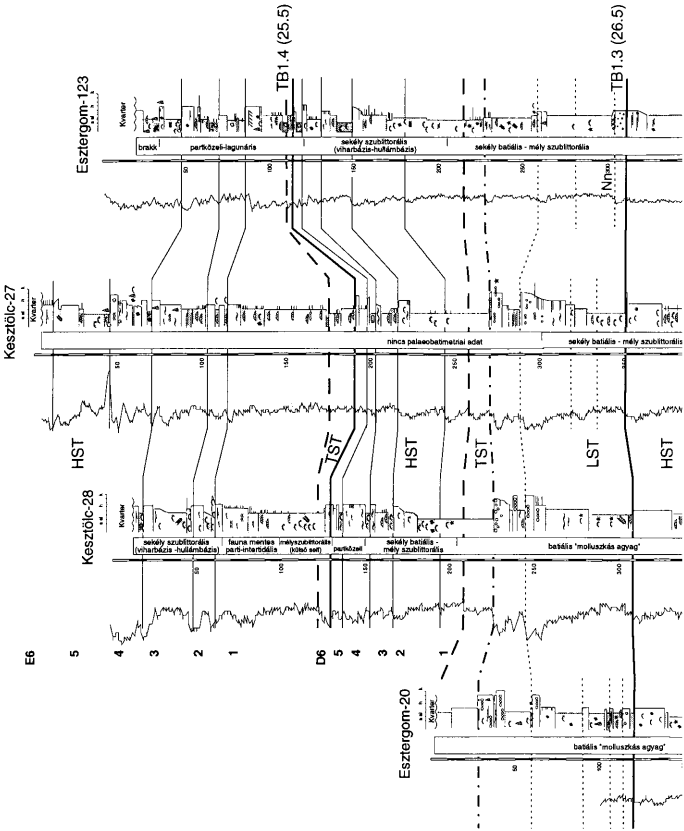
Fácies görbe:

édesvíz esztuárium
brakkvíz esztuárium, lagúna
part, felső parthomlok
alsó parthomlok, sekély szublitóralis zóna
külső sél, középső-mély szublitóralis zóna
sekély batiális zóna (200-300 m)
középső-mély batiális zóna (500 m $$)

TÖRÖKBÁLINTI HOMOKKŐ

"pectunculuszos homok"

"molluskás"

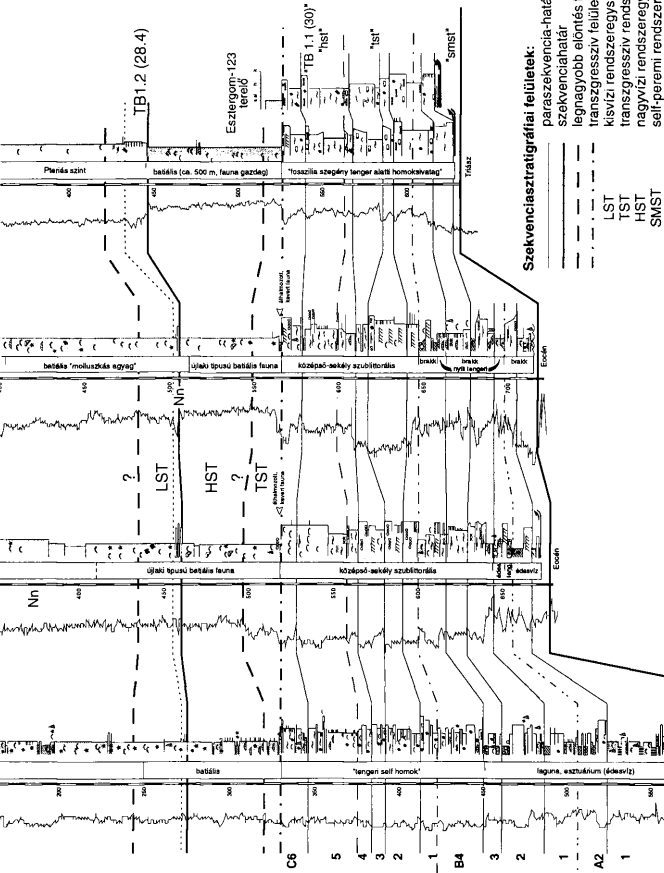


KISCELLI AGYAG

HÁRSHEGYI HOMOKKŐ

gyag"

összetett völgykitöltés



paraszekvenciával azonosítható lenne, vastagságát figyelembe véve azonban mindenképp a C5 ciklussal párhuzamosítható.

Paraszekvenciák a Törökbálinti Homokkőben

A batiális "molluszkás agyag"-ban, akárcsak a Kiscelli Aggyagban paraszekvenciák nincsenek. A Törökbálinti Formáció felső 200–250 m-re azonban paraszekvenciákra bontható. A batális – sekély szublittorális átmeneti zóna felett megjelennek a viharbázistól a parthomlok felsőbb részéig terjedő üledékek, egy progradáló – enyhén aggradáló paraszekvencia sorozatot alkotva (D1–5). Ebben a sorozatban az egymást követő paraszekvenciák vastagsága felfelé egyértelműen csökken, jelezvén, hogy időegységenként egyre kevesebb kitölthető tér keletkezett, a relatív tengerszint emelkedése jelentősen lassult, illetve megállt. Ezt követően jelentős mélyülés következett be (D6 és E1 között). Legfelül két progradáló paraszekvencia sorozat található, amelyek egymáshoz képest is progresszíven sekélyebb helyzetben helyezkednek el (E1–2 és E3–4). Ez szakaszos, de határozott relatív vízszintesést és/vagy gyorsuló üledékbeszállítást, feltöltődést indikál.

Oligocén szekvenciák

A Hárshegyi Homokkő diszkordáns településű talpa egy többszörös, összeolvadó szekvenciahatár, hiszen a Telegdi Roth-hátság kiemelkedésének köszönhetően a kora-oligocén során 3–5 millió évnyi kitértség valószínűsíthető (TELEGDI ROTH 1927). Az Esztergomi-medence Hárshegyi Homokkőve a lassú relatív tengerszint emelkedéskor keletkező "völgykitöltésként" értelmezhető (5b. ábra). A lassú relatív tengerszint emelkedés oka vagy a Telegdi Roth-hátság tektonikus eredetű süllyedése, vagy valódi euszatikus tengerszint emelkedés lehetett. Ez utóbbi a biosztratigráfiai adatok figyelembevételével nem valószínű, hiszen az euszatikus tengerszint változási görbén egy hosszan tartó nagyvízi periódus vége felé járunk (vö. HAQ 1991, 2. ábra). A relatív tengerszintemelkedés akkor a leggyorsabb, amikor a sekély, néhány száz 10 m-es vízben lerakódott Hárshegyi Homokkővet felváltja az 500 m-es mélységben felhalmozódó Kiscelli Aggyag. Ekkora relatív vízszint növekedés oka csakis tektonikus lehet, azaz a Telegdi Roth-hátság drasztikus lezökkenése, amely a paleogén medence nyugati irányú kiszélesedéseként jelentkezett.

A Hárshegyi Homokkő paraszekvencia sorozatait alaposabban megvizsgálva egy kissé finomabb kép is felrajzolható: a "völgykitöltés" több lépcsőben eltérő sebességgel zajlott. Az alapvetően alluviális-parti síksági szakasz egyértelműen a relatív vízszint növekedés és a feltöltődés egyensúlyát bizonyítja, ami a kései kisvízi vagy gyakran a selfperemi rendszerezőség sajátja. Az átmeneti szakaszban folytatódik ez az egyensúlyi helyzet, bár érezhetően kezd eltolódnia a gyorsuló relatív vízszintemelkedés irányába. Az erre települő nyíltvízi retrogradáló paraszekvencia sorozat (B4–C4) már egyértelműen nagyobb léptékű, gyorsuló elöntést – ha úgy tetszik transzgresszív egységet – jelez, a relatív tengerszint

lokális maximumot ér el a C4 ciklusban (5. ábra). Ezt lassuló tengerszintemelkedés és/vagy azt meghaladó mértékű feltöltés követi, ami esetleg betudható a kb. ekkor bekövetkező drasztikus TB1.1 (30 ma) eusztatikus tengerszint esésnek (vö. HAQ 1991), amit azonban eme epizód kivételével a medence tektonikus eredetű süllyedése messze felülír. A rétegsor által nyújtott adatok véleményünk szerint nem elegendőek a "30 ma éves eusztatikus tengerszintesés" egyértelmű kimutatásához.

A Kiscelli Agyag egyértelműen egy transzgresszív és egy nagyvízi rendszerezésű képviselet (5. ábra). A kettőt elválasztó kondenzált szelvényt nagyon részletes mikrofaunisztikai vizsgálattal valószínűleg ki lehetne mutatni. Ez a szekvencia időben kb. a TB1.1 jelű (HAQ 1991) szekvenciának feleltethető meg, annak ellenére, hogy alsó határának helyzete vitatható, oka pedig semmiképp sem eusztatikus.

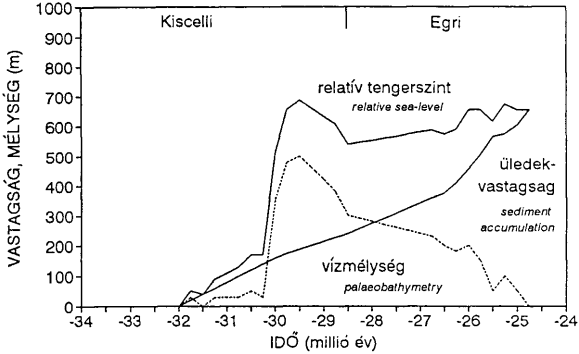
A Kiscelli Agyag és a molluszkás agyag határa egy piciny áthalmazási eseménnyel tarkított szekvenciahatár, mely mintegy 200 m relatív vízszintcsökkenést jelez. Ebből – az ismert tengerszintváltozási görbék becslései alapján – maximum 30–50 m lehet eusztatikus eredetű, a többit az aljzatemelkedés és/vagy a feltöltődés számlájára kell írunk (ld. 6. ábra kb. 28.5 ma-nél).

A következő, már az egi emeletbe tartozó szekvencia, amely akár a TB1.2 eusztatikus ciklussal is korrelálható, a molluszkás agyag alsó részén, annak a közepe felé megjelenő – a K-27. faunája alapján – mélyszubitorális üledékekig tart (5. ábra). Ez egy tipikus mélyvízi szekvencia, amely jelentéktelen vastagságú kisvízi és egy viszonylag vastagabb nagyvízi rendszerezésűből áll. A kondenzált szelvény pontos kijelölése itt is alapos mikropaleontológiai vizsgálattal lehetséges csak (diverzitás, egyedszám növekedés stb).

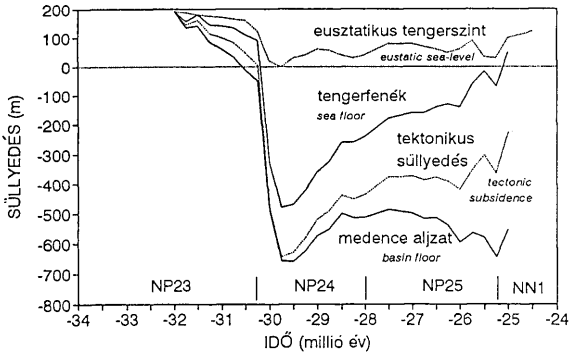
Az E-123. sz. fúrásban kevert faunát tartalmazó, mintegy 10 m vastag kavicsos összlettel kezdődik a következő szekvencia (5. ábra). A gravitációs tömegmozgással – törmelékfolyással – áthalmazott üledék a K-27-ben is megtalálható, csak sokkal vékonyabb. Ugyanakkor az E-20-ban több áthalmazott anyagot (pl. szenet) tartalmazó réteg is települ. A "nyugodt" sekélybatiális márgával változó átülepített eredetű rétegek felfelé durvulva – az E-123. kivételével, ahol "csak" a homokbetelepülések válnak gyakorivá – kavicsos-homokos sorozatokba mennek át. Az egész áthalmazott összlet (80–90 m) egy viszonylag jelentős mértékű eusztatikus tengerszint esést jelez, a kisvízi rendszerezésűt, talán éppen a kiépülő lejtőt képviseli. A durvaszemcsés törmelékek viszonylag hirtelen érnek véget, átadva helyüket a sekélybatiális, majd a mélyszubitorális üledékeknek. Ezek felett, lényegesen sekélyebb körülmények között, a külsőself üledékei halmozódtak fel. Előbbi a transzgresszív, utóbbi a nagyvízi rendszerezésűt reprezentálja (5. ábra). A szekvencia kialakításában az intenzív feltöltődés mellett a TB1.3 (HAQ 1991) eusztatikus ciklusnak lehetett szerepe, miközben az aljzat emelkedése megtorpant (6. ábra).

A nagyvízi egységben az egyre kisebb vastagságú paraszekvenciák sorozata (D1-5) már a következő szekvenciahatár közeledtét jelzi. Amennyiben a sorozat aggradáló szakaszának nagyobb jelentőséget tulajdonítunk a nagyvízi egység a D1-2 paraciklusokból áll, a D3-5 pedig már a következő szekvencia self-peremi

ESZTERGOM-123. relatív tengerszintváltozás



ESZTERGOM-123. süllyedéstörténet



6. ábra. a) Batimetrikus adatok Báldi & Nagy-Gellai (1990) alapján és az üledékfelhalmozódás figyelembevételével számított relatív tengerszintváltozások. b) Az E-20. és E-123. fenti adatok alapján szerkesztett süllyedéstörténete. (A görbék szerkesztésénél VAN HINTE 1978 és KEEN 1979 elveit is felhasználtuk.) Az azonosított szekvenciák megjelenése és azok lehetséges korrelációja miatt a fúrások által reprezentált időt 3 millió év helyett (vö. BÁLDI & NAGY-GELLAI 1990) kb. 6-7 millió évre becsüljük

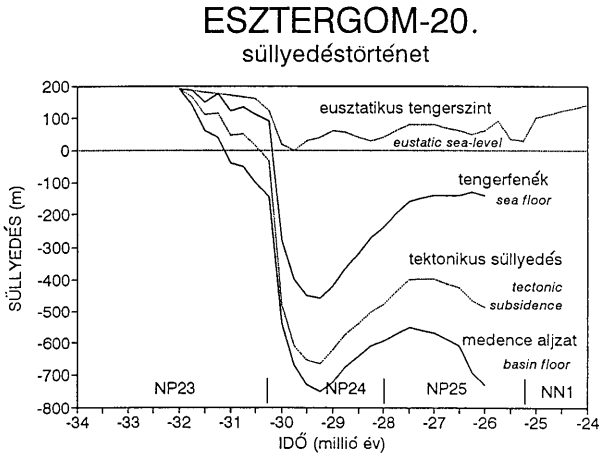
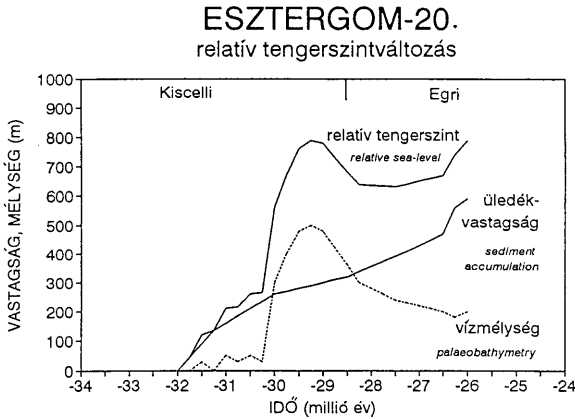


Fig. 6 a) Relative sea-level changes calculated from palaeobathymetry by BALDI & NAGY-GELLAI (1990) and sediment accumulation rates. b) Geohistory of E-20 and E-123 based on the above data. (Corrections made after VAN HINTE 1978 and KEEN 1979). Time represented by the successions is estimated as 6-7 ma, instead of 3 ma given by BALDI & NAGY-GELLAI (1990)

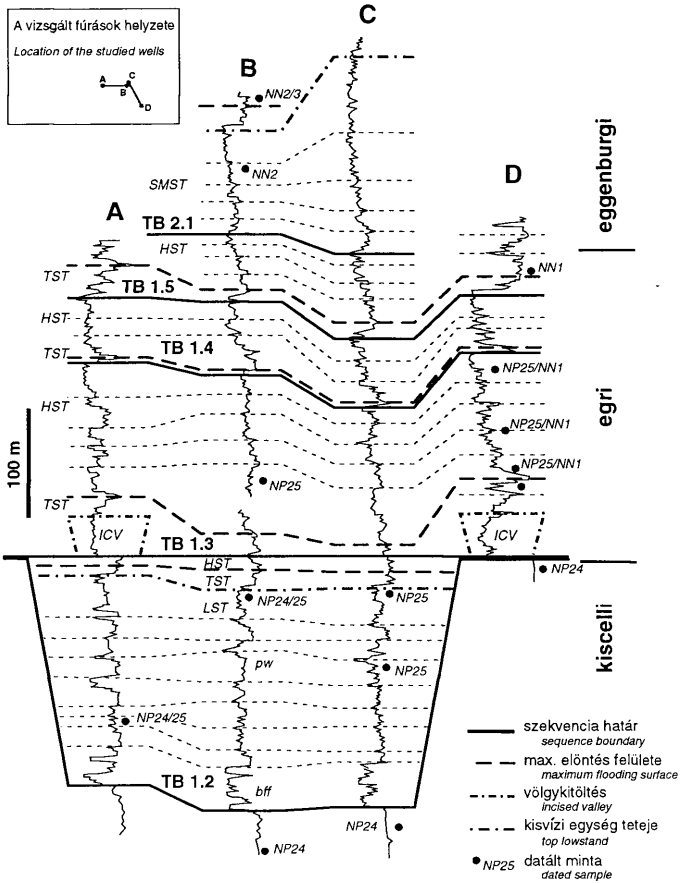
egységeként értelmezhető. Ebben az esetben a D2/3 egy másodfajú szekvencia-határ. Ezt az alternatív változatot a végső értelmezésben azért vetettük el (5b. ábra), mert az egymást követő paraszekvenciák vékonyodása a kései nagyvíz fogyó terét inkább jellemzi, míg a self-peremi egységben felfelé gyarapodó térre számíthatnánk.

A D6 ciklus mélyszublitórális üledékei a következő transzgresszív rendszeregységet képviselik, a relatív tengerszintemelkedés eusztatikus eredettel magyarázható mértékű (vö. 6. ábra). A legfelül megjelenő progradáló sorozatokban végül a medence tengerszintig feltöltődik. Ez a szekvencia korrelálható a TB1.4 eusztatikus ciklus kezdetével az alsó-/felső-egri (NP25/NN1) határán.

Diszkusszió

A magyarországi terciér képződmények szekvenciasztratigráfiai értelmezésével és tagolásával elsőként TARI Gábor előadásaiban, munkáiban találkozhatunk (összefoglalása: TARI et al. 1992). Az oligocén–alsó-miocén szekvenciák részletesebb, meglehetősen "ortodox szemléletű" elemzését SZTANÓ et al. (1991), TARI & SZTANÓ (1992), és SZTANÓ & TARI (1993) adta. Jelen munkával ellentétben a terciér legnagyobb tengerszintesését (kb. 30 ma ezelőtt, HAQ 1991), a kiscelli/egri emelet határán, nevezetesen a Kiscelli Agyag és a rátelepülő Szécsényi Slír, Törökbálint Homokkő illetve egri "molluszkás" agyag határán véltük azonosítani. Ebben az esetben azonban a Kiscelli Agyag az NP 24-es nannoplankton zónának csak elenyészően kicsiny, alsó részét képviselné, amely jelenlegi sztratigráfiai ismereteinknek ellentmond (vö. NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE 1988 és HAQ 1991). Az északmagyarországi paleogén medence területén a Kiscelli Agyagba több szintben, de inkább annak mélyebb részén, kisebb-nagyobb áthalmazott törmelékes sorozat települ (vö. BÁLDI 1983), melyek csak lokálisan korrelálhatók egymással, s valószínűleg nem hozhatók egyetlen eusztatikus "eseménnyel" sem kapcsolatba. Sokkal inkább helyi, szedimentációval egyidős tektonikai mozgásokra utalnak (NAGYMAROSY 1990b; SZTANÓ 1994).

Az északmagyarországi paleogén medence déli pereméhez közel mélyült mélyfúrások részletes elemzésével a Kiscelli Agyag felett települő egri-eggenburgi rétegsorban 5 szekvencia ismerhető fel (7. ábra, NAGYMAROSY et al. 1995), melyek legfiatalabbika párhuzamba állítható a Pétervásárai Homokkőben észlelt szekvenciával (SZTANÓ & TARI 1993). Ez utóbbi minden adat szerint a TB2.1 jelű (HAQ 1991) eusztatikus tengerszint ciklus helyi megfelelője. A biosztratigráfiai adatok által nyújtott keret nem zárja ki az egri szekvenciák párhuzamosítását a TB1.2–1.5 ciklusokkal. Ezekkel az adatokkal teljesen összhangban áll, amit az Esztergomi-medence egri emeletéről állíthatunk, ahol szintén nem zárható ki a TB1.2–1.4 megjelenése. Sajnos az Esztergomi-medence területén az egri rétegsorok teteje hiányzik, így nincsen olyan jól megfogható biosztratigráfiai szint (pl. eggenburgi talpa), melynek segítségével a rétegsor felső részének pontos kora megadható volna.



7. ábra. A paleogén rétegsorokban a medence "átellenes", keleti peremén azonosított szekvenciák néhány reprezentatív fúrás alapján (NAGYMAROSY et al. 1995)

Fig. 7 Depositional sequences found in coeval palaeogene deposits at the eastern margin of the basin (NAGYMAROSY et al. 1995)

NAGYMAROSY et al. (1995, 1997) az egész paleogén medencére kiterjedő, – foraminifera ökológiára alapozott, több mint 20 fúrás süllyedéstörténeti görbéjének –, vizsgálata alapján arra a következtetésre jutott, hogy a vizsgált eocén-kora-miocén időintervallum nagy részén az észlelt batimetriai változásokat elsősorban a tektonikai mozgások okozták, míg az euszatikus eredetű tengerszint ingadozások szerepe gyakorlatilag elenyésző volt. A görbék igazolták a BÁLDI & BÁLDI-BEKE (1985) által is kimutatott késő-eocén gyors medencesüllyedést, melyet a Budai-vonaltól nyugatra eső terület drasztikus kiemelkedése követett kb. 35 ma ezelőtt (NP22). Ezt követően a Tardi Agyag anoxiája valószínűleg kapcsolatba hozható a hosszantartó TA4.4–4.5 nagyvízi periódussal. A "30 millió éves tengerszint esés" hatását nyugaton-keleten egyaránt, mindegyik vizsgált szelvényben a medence rendkívül gyors süllyedése teljesen elnyomta. Az egrisorán általánossá vált a süllyedés megtorpanása és a lassú aljzatemelkedés megindulása, melyhez a peremeken intenzív feltöltődés járult. Így az is érthetővé válik, hogy miért épp az egriszelvényekben lehet a legkönnyebben kimutatni az euszatikus tengerszint változásokat.

VAKARCS (1997) egész tercjére kiterjedő tanulmánya a paleogén mélyebb és magasabb részén egyaránt kimutatott szekvenciákat, melyek jelentős részét azonosította a globális tengerszintváltozási eseményekkel. Ehelyütt az eocén-kora-oligocén szekvenciák kimutathatóságát, értelmezését nem kívánjuk megvitatni, bár az eddigiekből nyilvánvaló, hogy a gyors süllyedéssel jellemzett időszakokban ezek globális korrelációjában kételkedünk. Az általunk is vizsgált szűkebb időintervallummal kapcsolatban egyetértünk abban, hogy

- a Kiscelli Agyag a 30 millió éves esést követő szekvencia (TB1.1, HAQ 1991 vagy Ru-3, VAKARCS 1997) transzgresszív és nagyvízi részét képviseli. A Budai-vonaltól keletre elterülő gyakorlatilag folytonos mélymedence kifejlődésben a kisvízi intervallum is képviselve lehet;

- a Kiscelli Agyag és Törökbálinti Homokkő határa szekvencia határ, melynek kora kb. 28.5 ma, az NP24 zóna felső részén húzódik.

Vitatjuk, azonban hogy a Kiscelli Agyagon, vagy a Hárshgyei Homokkővön belül szekvenciahatár bizonyítható lenne, akár a "30 ma éves esés"-sel kapcsolatban is (vö. Ru-2 és Ru-3 határa, VAKARCS 1997).

Bár a lényegét nem érinti, itt jegyezzük meg, hogy VAKARCS (1997) korrelációs ábráin két ciklus-sztratigráfiai rendszer (ti. HAQ et al. 1987 és HARDENBOL et al. in press) szerepel, melyek korrelációját jelentősen megnehezíti, hogy az előbbi millió években kifejezett határai nem egyeznek az eredeti publikációban szereplőkkel.

Véleményünk különbözik annak megítélésében is, hogy

- a Hárshgyei Homokkő bármely ciklus transzgresszív rendszerességével azonosítható lenne, melynek okát a tektonikai felülírásban látjuk. Forma szerint, legalábbis az Esztergomi-medencében, völgykitöltésként a kései kisvízi egységhez tartozik.

- a Törökbálinti Homokkőben, – beleértve az azóta érvényét veszített mányi homokot is –, az NP 24 felső részétől az NN1 alsó szakaszáig (kb. 28.5–24 ma intervallumban) további három szekvencia ismerhető fel: TB1.2, 1.3 és 1.4 HAQ

et al. (1987) és HAQ 1991 kronosztratigráfiai beosztása alapján. VAKARCS ugyanabban az intervallumban négy szekvenciát: a Ru-4./Ch-1, Ch-2, Ch-3 és Ch-4/Aq-1 ciklusokat azonosítja HARDENBOL et al. (in press) beosztását figyelembe véve. Azonban a medence peremén Ru-4./Ch-1 ciklus idején – a Kiscelli Agyag és a Törökbálinti Homokkő között jelentős réteghiánnyal számol, melynek véleményünk szerint semmi bizonyítéka nincs. A Ch-4/Aq-1 ciklust pedig már a Budafoki Homokhoz köti.

– Ezt követően (az NN1. felső részén és az NN2-ben, kb. 19 ma-ig) a paleogén medencében mi további két szekvenciát (TB1.5 és 2.1) azonosítottunk, míg VAKARCS hármát (Aq-2, Aq-3/Bu-1, Bu-2), az utóbbi kettőt a Pétervásárai Homokkőben. SZTANÓ (1994) részletes terepi vizsgálatai alapján a homokkő egyetlen szekvenciát képvisel, a formáción belül szekvenciahatár nem húzódik.

Összefoglalva, a gyors és nagymértékű késő-kiscelli medencesüllyedést követően az oligocén szekvenciák létrejöttében a lokális tektonikai mozgásoknak egyre csökkenő, az euszatikus eredetű tengerszintváltozásoknak egyre növekvő szerepe volt, amint arra már BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) is rámutattak. A Hárshegyi Homokkő és a Kiscelli Agyag keletkezése idején a tektonikus szignál teljesen elnyomta az euszatikus jelet, míg a Törökbálinti Homokkő lerakódása idején a lassú aljzatmozgásnak köszönhetően már érzékelhető volt az euszatikus eredetű tengerszintváltozások szerepe is.

Következtetések

E tanulmány kiindulásaként BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) munkája szolgált. Az általuk feldolgozott négy esztergomi-medencebeli oligocén fúrás (E-20, K-27, K-28. és E-128.) rétegsorán végzett paleobatimetriai értékelésüket messzemenőig figyelembe vettük. E mellett szedimentológiai szempontból újraértelmeztük az eredeti fúrási rétegsorokat. A kétféle megközelítés, valamint a karottázs görbék alapján újra elvégeztük a négy fúrás korrelációját. Ennek alapján kiscelli/egri határ valamivel mélyebben húzódik, a "batiális molluszkás agyag" kissé vastagabb, a Kiscelli Agyag problémás kétosztatúsága feloldható.

A nagy felbontású integrált sztratigráfiai elemzés alkalmat adott a relatív vízszintváltozások és a feltöltődés történetének részletes elemzéséhez. A Hárshegyi Homokkő értelmezésénél kiegészítésként felhasználtuk INCZE (1996) terepi szedimentológiai észleléseit. BÁLDI & NAGY-GELLAI (1990) fő következtéseivel a részletes integrált sztratigráfiai elemzés után is egyetértünk. A relatív tengerszint változási ciklusok kialakulása elsődlegesen a késő-kiscelli során lezajlott tektonikai mozgásokhoz köthető. A korai-egriben feltehetően a szerkezeti mozgások csitulásával és az aljzatsüllyedés megállásával az euszatikus tengerszintváltozások egyre nagyobb mértékben éreztették hatásukat. Ezen tanulmány azonban több ponton árnyaltabb képet fest az üledékgyűjtő fejlődéséről. Három, valószínűleg harmadrendű relatív tengerszintváltozási ciklust mutatunk ki, melyek alapján a fúrások által reprezentált időt kb. három millió év helyett hét millió évre becsüljük. A négy fúrás és hat felszíni feltárás behatárolta

területen elég pontosan megrajzolható a Hárshegyi Homokkő lerakódásának ősföldrajzi menete is.

A fentiek alapján a medence további oligocén fúrásainak hasonló módszerekkel való feldolgozása ígéretesnek és új eredményekkel kecsegtetőnek tűnik, mind a rétegtani korreláció, mind a medencefejlődés és az oligocén ősföldrajzi kép további tisztázása és pontosítása céljából.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk BÁLDI Tamásnak és BEKE Máriának, akik munkánkat mindvégig hasznos tanácsokkal támogatták, vitaindító észrevételeikkel serkentettek továbbgondolkodásra. A kézirat gondos lektorálásáért BÁLDI Tamást és JUHÁSZ Györgyöt illeti köszönet. A tanulmány elkészítéséhez anyagi támogatást az MKM 340/1995, F.14508, T.15976, T.17089 sz. és a T.16788 sz. a OTKA pályázatok nyújtottak.

Irodalom – References

- BÁLDI T. 1974: A kiscellien, egerien és eggenburgien parasztratotípusaként javasolt Budafok-2. szelvénye és makrofaunája – *Földtani Közlöny*, **104**, 40–59.
- BÁLDI T. 1976: A Dunántúli-középhegység és Észak-Magyarország oligocénjének korrelációja – *Földtani Közlöny*, **106**, 407–424.
- BÁLDI T. 1980: A korai Paratethys története. – *Földtani Közlöny*, **110**, 456–472.
- BÁLDI T. 1982: A kárpát-pannon rendszer tektonikai és ősföldrajzi fejlődése a középső terciérben (49–19 millió év között) – *Őslénytani Viták*, **28**, 79–155.
- BÁLDI T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk – Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BÁLDI, T. 1984: The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and separation of an anoxic cold Paratethys – *Eclogae Geol. Helv.*, **77** (1), 1–27.
- BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M. 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene Basins – *Acta. Geol. Hung.* **28**, 5–28.
- BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M. 1986: A Magyar Paleogén Medencék fejlődése – *Ősl. Viták*, **33**, 95–145.
- BÁLDI T., NAGY-GELLAI Á. 1990: Az esztergomi oligocén medencetöredék süllyedéstörténete – *Ált. Földt. Szemle*, **25**, 119–149.
- BÁLDI T., NAGYMAROSY A. 1976: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete – *Földtani Közlöny*, **106**, 257–275.
- BÁLDI T., SENES, J. (Eds.), 1975: Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän OM – Egerian. – Slovenskei Akademie Vied, Bratislava, 576 p.
- BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M., NAGYMAROSI A. 1976: A Hárshegyi Homokkő Formáció kora és képződési körülményei – *Földtani Közlöny*, **106**, 353–386.
- BÁLDI-BEKE M., BÁLDI T. 1990: A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete – *Ált. Földtani Szemle*, **25**, 83–118.
- BÁLDI-BEKE, M., BÁLDI, T. 1991: Palaeobathymetry and paleogeography of the Bakony Eocene Basin in Western Hungary – *Paleo. Paleo. Paleo.*, **88**, 25–52.
- COLLINSON, C.D., THOMPSON, D.B. 1989: Sedimentary structures. – Unwin Hyman, 207 p.
- DALRYMPLE, R.W. 1992: Tidal depositional systems. – In: WALKER, R.G., JAMES, N.P. (Eds.): *Facies models – response to sea-level change*. 195–218, Geol. Assoc. Canada.
- ELLIOT, T. 1986: Siliciclastic shorelines. – In: READING H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. 155–188, Blackwell.

- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: A Budai vonal szerkezeti jellege és kapcsolata a hegység késő-paleogén tektonikájával és szedimentációjával – *Földtani Közöny*, **124/2**, 129–305.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M., FOGARASI, A. 1992: Gravity flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit – *Geologische Rundschau*, **81/3**, 695–716.
- GALLOWAY, W.E. 1975: Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. – In: BROUSSARD, M.L. (Ed.): *Deltas – models for exploration*, Houston Geol. Soc., 87–98.
- HAQ, B. U. 1991: Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for the deep sea. – In: MACDONALD, D. (Ed.) *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: sea-level changes at active margins* – Blackwell, *IAS Spec. Publ. no. 12*, 3–40.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, **235**, 1156–1167.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., De GRACIANSKY, P.-C., VAIL, P.R. (in press): Mesozoic-Cenozoic sequence chronostratigraphic of European basins, – In: De GRACIANSKY, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T., VAIL, P.R., FARLEY, M.B. (Eds.): *Sequence stratigraphy of European basins: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications 57*.
- INCZE SZ. 1996: A nem kovás Hárshegy Homokkő szedimentológiai vizsgálata az esztergom-dorogi medence területén – ELTE TTK, Ált. és Tört. Földtani Tanszék, Budapest, szakdolgozat, 68 p.
- JOHNSON, H.D., BALDWIN, C.T. 1986: Shallow siliciclastic seas. – In: READING H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, 229–282, Blackwell.
- KEEN, C.E. 1979: Thermal history and subsidence or rifted continental margins - evidence from wells on the Nova Scotia and Labrador shelves. – *Can. J. Earth Sci.* **16**, 505–522.
- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli Középhegység oligocén-alsóoligocén képződményei. – *MÁFI Évkönyve*, **64**, 79 p.
- MAGYARI Á. 1996: Eocén szinszediment tektonikai jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásai a Budai-hegységben – doktori értekezés, ELTE TTK Ált. és Tört. Földtani Tanszék, 289 p.
- NAGYMAROSY, A. 1990a: From Tethys to Paratethys, a way of survival. – *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.*, **25**, 373–385.
- NAGYMAROSY, A. 1990b: Palaeogeographical and palaeotectonical outlines of some Intracarpathian Palaeogene basins. *Geologicky Zbornik – Geologica Carpathica*, **41**, 259–274.
- NAGYMAROSY A. 1993: Magyarország alsó-oligocén nannoplanktonja és ősföldrajzi kapcsolatai. – Kandidátusi értekezés, ELTE, 141 p, 98figs.
- NAGYMAROSY, A., BÁLDI-BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the standard nannoplankton zonation. – *Annales Univ. Sci. Eötvös, Sect., Geol.*, **28**, 3–25.
- NAGYMAROSY, A., SZTANÓ, O., HORVÁTH, M. 1995: Relative sea-level changes in the North Hungarian Palaeogene Basin. – EUG VIII, *Terra Abstracts*, **7**, p. 261.
- NAGYMAROSY, A., SZTANÓ, O., HORVÁTH, M. 1997: Tectonics as the main control of bathymetric changes in the North Hungarian Palaeogene Basin. – AAPG Meeting, Vienna, Abstracts p.
- NAGY-GELLAI Á. 1973: Oligocén foraminiférák Dorog környékéről. – *Földtani Intézet Évkönyve*, **55**, 419–601.
- ORTON, G.J., READING, H.G. 1993: Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. – *Sedimentology*, **40/3**, 475–512.
- REINSON, G.E. 1992: Transgressive barrier island and estuarine systems. – In: WALKER R.G., JAMES N.P. (Eds.): *Facies models – response to sea-level change*. 179–194, Geol. Assoc. Canada.
- ROYDEN, L., BÁLDI, T. 1988: Early Cenozoic tectonics and palaeogeography of the Pannonina basin and surrounding regions. – In: L.H. ROYDEN, F. HORVÁTH: *The Pannonian Basin – a study in basin evolution*. – AAPG Memoir, **45**, 1–16.
- SZTANÓ, O., TARI, G. 1992: Early Miocene basin evolution in Northern Hungary: Tectonics and Eustacy. – *Tectonophysics*, **226/1–4**, 485–502.
- SZTANÓ, O. 1994: The tide influenced Pétervására Sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development. – *Geologica Ultraiectina*, **120**, 155 p.

- SZTANÓ, O., TARI, G., VARGA, P. 1991: High frequency sea level changes in a late Oligocene barrier island - lagoon complex, Eger, northern Hungary. – First International Meeting of Young Geologists, Budapest, 63–64.
- TARI, G., SZTANÓ, O. 1992: Eustacy versus tectonics: Late Oligocene – Early Miocene Basin Evolution in Northern Hungary; *Sequence Stratigraphy of European Basins, Dijon*; Abstract Volume, 258–259.
- TARI, G., BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model – *Tectonophysics*, **226**, 433–455.
- TARI, G., BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M., HORVÁTH, F., KOVÁCS, A., LAKATOS, L., NAGYMAROSY, A., POGÁCSÁS, Gy., SZTANÓ, O., VAIL, P.R., VAKARCS, G. 1992: Tertiary sequence stratigraphy of the Pannonian basin; *Sequence Stratigraphy of European Basins, Dijon*; Abstract Volume, p. 90.
- TELEGDI ROTH K. 1927: Az infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység északnyugati peremén. – *Földtani Közlöny*, **57**, 32–41.
- VAKARCS, G. 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basins, Hungary – Ph.D thesis, Rice University, Houston, Texas, 514 p.
- VAN HINTE, J.E. 1978: Geohistory analysis - Application of micropalaeontology in exploration geology. – *AAPG Bull.* **62/2**, 20–222.
- WALKER, R.G., PLINT, A.G. 1992: Wave- and storm-dominated shallow marine systems. – In: WALKER, R.G., JAMES, N.P. (Eds.): *Facies models - response to sea-level change*. 219–238, Geol. Assoc. Canada.
- YANG C.S., NIO S.D. 1985: The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time analysis method – *Sedimentology*, **32**, 41–57.

A DANREG projekt geotermikus potenciál térképének magyarországi vonatkozásai

Geothermal Potential Map of Danube Region concerning Hungary

ROTÁRNÉ SZALKAI Ágnes¹

Abstract

The target area of the DANREG project is on the northern part of the Little Hungarian Plain, the north-eastern part of the Transdanubian Range and the North-Hungarian Palaeogen Basin. A part of this programme is the geothermal revaluation of this territory. The purpose of the project is to carry out a uniform investigation of the thermal water reservoirs which exceed the national boundaries. These tepid- and thermal springs have been known for hundreds of years.

The research area (consisting of different geological units) is built up of two independent, but connecting thermal water reservoir systems. One of the representatives of these two systems is the porous reservoir of the Neogen Basin in the Little Hungarian Plain. The other member is the karstic complex of the Transdanubian Range and its subsurface continuation in the basement below the young sediments. The mainly aquitards sediments of the North-Hungarian Palaeogene Basin do not contain any significant thermal water reservoirs.

Using the data of thermal water wells, hydrocarbonwells, and structural exploratory wells, as well as the geological hydrogeological maps, it was possible to produce the Geothermal Potential Map of this region. The scale of the map is 1:200 000, and shows the distribution of the thermal water with respect to expected temperatures. The legend of the maps was compiled together with our Austrian and Slovak partners and it takes into account the differences in the basic data of the different countries.

The differences between 4 temperature categories (< 20°C, 20-50 °C, 50-100 °C, >100 °C) were examined. The respective temperatures examined represent the highest temperature of the existing aquifers.

The map which has been created is a part of the map series of the DANREG project; the latter supplies geological, hydrogeological, and environmental information about the Danube Region.

Manuscript received: 06. 10. 1998

Összefoglalás

A DANREG program keretében a Duna menti területek (Kisalföldi-medence északi térségére, a Dunántúli-középhegység északkeleti részére, illetve az Észak-magyarországi paleogén medence nyugati szegélye) geotermikus viszonyainak újraértékelését végeztük irodalmi adatok alapján. Vizsgálataink célja az országhatárokon túlnyúló hévízrendszerek egységes módszerrel történő vizsgálata volt. E hévíztárolók langyos- és hévforrásait már évszázadok óta ismerik és hasznosítják.

A különböző földtani szerkezeti egységekből felépülő térségben két külön, de egymással közvetlen kapcsolatban álló hévíztároló rendszer található. E két rendszer képviselője egyfelől a Kisalföldi-medence porózus üledékeiből álló hévíztároló rendszer, másfelől a Dunántúli-középhegység karsztos képződményeiből, és a nagy vastagságú laza üledékekkel kitöltött medence alatti, lezökkent

¹ Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest Stefánia út 14.

karbonátos alaphegységi képződményekből álló hévíztároló rendszer. A paleogén medencét kitöltő többnyire vízszáró kőzetek nem tartalmaznak említésre méltó hévízkészletet.

A vizsgált térségben található termálkutak, szénhidrogénkutató fúrások, és szerkezetkutató fúrások adatai, valamint a rendelkezésünkre álló földtani és geotermikus adatokat tartalmazó vízföldtani térképek alapján megszerkesztettük a térség geotermikus jellemzőit általánosan bemutató geotermikus potenciál térképet. Az 1:200 000 méretarányú térkép a hévíztároló képződményekben elérhető legmagasabb hőmérséklet térbeli eloszlását mutatja be. A várható legmagasabb hőmérséklet meghatározására négy hőmérsékleti tartományt különítettünk el ($< 20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $20\text{--}50\text{ }^{\circ}\text{C}$, $50\text{--}100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$). A szerkesztés alapjául a feltárható hévíztároló összletek térbeli határai, illetve a már meglévő héviz- és egyéb kutakban mért és számított réteghőmérséklet-adatok szolgáltak.

A általunk szerkesztett térkép része és kiegészítése a DANREG kutatási területre megszerkesztett térképsorozatnak, mely a térségben széles körű információkat szolgáltat a földtani, alkalmazott-földtani, geofizikai kutatások számára.

Bevezetés

Az Ausztria, Szlovákia és Magyarország által közösen létrehozott DANREG projekt 1992–1998 között a három ország szakembereinek együttműködésével a Duna menti területek állapotértékelését végezte földtani, környezetföldtani és vízföldtani szempontból. A projekt Magyarországon a Kisalföld északi részét, a Dunántúli-középhegység északkeleti szárnyát és a Duna balpartja menti észak-magyarországi terület nyugati szélét érintette.

Az újabb vizsgálatok mellett sor került a térség geotermikus viszonyainak újraértékelésére, melynek célja az országhatárokon túlnyúló hévízrendszerek egységes módszerrel történő vizsgálata volt. Az értékelésre csak irodalmi adatok szolgáltak alapul, új fúrás mélyítésére, illetve a meglévő hévízkutakban hidraulikai mérések végzésére nem volt lehetőség.

A Dunántúli-középhegységnek, illetve a középhegységi mezozoos összlet mélybe süllyedt rögeinek langyos vizű és hőforrásait már évszázadok óta ismerik és hasznosítják. Európai viszonylatban is elsőik közé tartozott a múlt század végén Budapesten a Margitszigeten (1867) és a Városligetben (1868–1878) mélyült hévízkút, melyeket a század elején számos új fúrás követett. A Kisalföld északi részén a hévízfeltárás 1962-ben Győr városában kezdődött meg, és az ezt követő évtizedekben a hévízkutak száma megsokszorozódott.

E térségek hévízviszonyaival számos tanulmány foglalkozott az országos hévízfeltárási lehetőségek vizsgálatán belül, míg a területet önállóan ALFÖLDI (1966, 1981), KORIM (1973, 1981), LIEBE (1982) és LORBERER (1977, 1982, 1986, 1996) vizsgálták.

A geotermikus adottságok jellemzéséhez szükséges a földtani felépítés rövid áttekintése.

Földtani felépítés

A DANREG program keretében vizsgált magyarországi terület különböző földtani szerkezeti egységekre, a Kisalföldi-medence északi térségére, a Dunán-

túli-középhegység északkeleti részére, illetve az észak-magyarországi paleogén medence nyugati szegélyére esik.

A Szlovákiában is folytatódó kislépföldi harmadidőszaki mélymedence aljzatát két eltérő korú és kifejlődésű egység alkotja. Az egységeket elválasztó Rába-vonaltól nyugatra az aljzatot paleozoos–mezozoos metamorf képződmények építik fel. A medencealjzat a medence Ny-i peremén a felszín közelébe, illetve a felszínre emelkedik. A tektonikus vonaltól keletre eső területen a medencealjzat liztrikus vetők mentén mélybe süllyedt közephegységi típusú mezozoos kőzetekből áll, melyek a Dunántúli-középhegység északkeleti részeként, a Gerecse, illetve a Pilis hegység területén felszínre bukkannak.

A Rába-vonaltól nyugatra paleogén képződményeket nem ismerünk, ennek K-i oldalán a medence peremeken eocén képződmények jelenléte bizonytalan, ugyanakkor a triász alaphegységre diszkordánsan települő oligocén márgagyagymárga rétegeket Komárom térségében elérték a fúrások. A miocén képződmények a medence peremeken szinte mindenhol megtalálhatók, és a medence középső régiójában nagy vastagságban vannak jelen. A miocén összletre a Kislépföldi-medence egész területén jelentős vastagságban nyugodt településű pannóniai képződmények települnek. A nagy vastagságú, főleg pélites alsó-pannóniai képződmények a medence peremén, illetve a kiemelkedéseken vékonyodott rétegsorral jelennek meg. A felső-pannóniai képződményeket homok, homokkő, aleurit és agyagmárga váltakozása jellemzi. A rétegsort a területileg változó vastagságú, de a medencében általános elterjedésű negyedidőszaki folyóvízi, durvaszemcsés, törmelékes összlet zárja.

A Gerecse hegységben az alaphegységet alkotó nagy vastagságú felső-triász karbonátos összletet vékony jura rendszer fedi. A kréta üledékeket a Dunántúli-középhegység többi kifejlődésétől eltérő flis jellegű törmelékes sorozat alkotja. A hegység peremi területein (Tatabányai-medence, Dorogi-medence) jelentős vastagságú eocén és oligocén összlet található.

A Budai- és Pilis-hegységben a nagy felszíni kiterjedésű és vastagságú triász összlet mellett szinte teljesen hiányoznak a jura és kréta képződmények, de az eocén és az oligocén sorozat megtalálható. A miocén üledékek csak kisebb foltokban jelentkeznek a térségben. Annál fontosabb képződmény a miocén vulkanizmus során keletkezett andezites összlet, amely a Viságrádi- és a Börzsöny-hegység túlnyomó részét alkotja.

A Pilisi-törés mentén északkelet felé mélybesüllyedő közepalpi–óalpi szerkezet helyet ad a paleogén medencének és miocén vulkáni hegységnek. A harmadidőszaki üledékekkel fedett medencealjzat két részre különíthető, melyek a Rába-vonal keleti folytatásaként értelmezett Diósjenői-vonal mentén kapcsolódnak egymáshoz. A mélybesüllyedt közephegységi mezozoos alaphegységi képződményeket e tektonikai vonal mentén északi irányban vepori jellegű metamorf kristályos palából álló aljzat váltja fel. Az eocénben megindult süllyedés következtében a térségben nagy vastagságú harmadidőszaki üledékek rakódtak le. A főként pélites oligocén képződmények törmelékes üledékekből álló megfelelői a medenceperemen találhatóak. A miocén üledékképződés homokos, kavicsos üledékek lerakódásával kezdődött, melyeket mind vertikális,

mind horizontális irányban slír képződmények váltanak fel. A térség egyik legjellemzőbb miocén képződménye a bádeni andezitből és piroklasztikumokból álló vulkáni összlet.

Termálvíz tároló összletek és jellemvonásaik

A vizsgált terület földtani egységei két külön, de egymással közvetlen kapcsolatban álló hévíztároló rendszert alkotnak. E két rendszer képviselője egyfelől a Kisalföldi-medence porózus, neogén üledékeiből álló hévíztároló rendszere, másfelől a Dunántúli-középhegység felszíni és felszín közeli karsztos képződményei és a nagy vastagságú harmadidőszaki üledékekkel fedett, lezökent karbonátos alaphegységi képződményekből álló hévíztároló rendszer. A paleogén medencét kitöltő uralkodóan vízzáró kőzetek nem tartalmaznak említésre méltó hévízkészletet.

A medencebéli hévíztároló rendszert döntően a felső-pannóniai törmelékes képződmények alkotják, a medence peremén azonban az idősebb miocén összlet is fontos lehet hévízbeszerzés szempontjából.

A felső-pannóniai rezervoár minden irányból jól lehatárolható. A rezervoár felső határát a 35–40 °C hőmérséklet izoterma felület alkotja, mely 700–900 m közötti mélységben húzódik. Mélybeli kiterjedését az alsó-pannóniai impermeábilis rétegek határozzák meg.

A rezervoár tál alakú képződmény, melyben jelentős hévíztároló szint települ 800–2500 m mélységben. A hévíztároló többszintes, sok telepes rendszert alkot, amely változó vastagságú (130 m) permeábilis homok, laza homokkő és ezeket elválasztó (120 m) impermeábilis aleurit, agyag-agyagmárga és márga váltakozásából épül fel. A vízáadó rétegek kifejlődése és hidraulikus paraméterei széles határok között változnak. A medence belseje felé haladva a hévíztároló homokkő rétegek száma nő, de egyúttal az egyes rétegek vastagsága, hézagterfogata és permeabilitása csökken, szoros összefüggésben a fiatal üledékes medencében lejátszódott rétegtömörödéssel, kompaktcióval. A homoktestek gyakran lencsés kifejlődésűek, laterálisan nem követhetők nagy távolságon keresztül. Gyakori a homokkő és agyag-agyagmárga rétegek összefogazódása okozta több komponensű, nagy dimenziójú hévíztároló egységek és rendszerek megjelenése. 1800 m mélység alatt a kompaktió mértéke ugrásszerűen megnő, melynek következtében a rétegek vízáadó képessége és porozitása hirtelen lecsökken. A hévízkutak legfontosabb adatait az *I. táblázat* ismerteti.

Az alsó-pannóniai finomszemcsés, pélyites összlet regionálisan vízzáró tulajdonsággal rendelkezik. A medence belsejében ez alkotja a porózus hévíztároló rendszer alsó határát.

A pannóniai sorozat fekéjét alkotó miocén sorozatban, amelyet uralkodóan aleurit és agyagmárga rétegek építenek fel, helyenként kisebb vastagságú porózus mészkő, meszes homokkő, homok és konglomerátum rétegek is előfordulnak. A miocén képződmények a medence belsejében a több ezer méter vastag pannóniai sorozat alatt, nagy mélységben helyezkednek el, ahol a nagymértékű

A porózus hévíztárolót megcsapoló hévízkutak legfontosabb adatai
The most important data of the geothermal wells of the porous reservoir system

I. táblázat –Table I

Hévíz- kataszteri szám	Helység	Kút száma	Építés éve	Talp (m)	Nyugalmi vízszint (m)	Vízhozam (l/p)	Kitolyóvíz hőmérséklet °C	Mélyégi hőmérséklet °C	Mőmérséklet mérés mélysége (m)
10-4	Ács	67	1972	1848,0	33,0	1728	70.0	90	1800
7-1	Győr	60	1962	1998,0	28,0	633	64.0	83	1950
7-25	Győr	107	1968	131,4	14,0	800	53.0	86	2000
7-38	Győr	148	1973	2034,0	23,0	1584	68.0	82	2028
7-21	Győr	81	1966	1992,0	21,1	1210	69.0	99	1992
7-27	Csorna	47	1969	1800,5	37,6	1200	69.5	90.5	1793
7-29	Győrszemere	7	1970	132,1	17,9	100	43.0	67.5	1285
7-47	Abda	12	1981	1850,0	10,0	1440	65.0	80	1849.7
7-50	Mosonmagyaróvár	136	1987	1994,9	14,5	1800	64.0	80.5	1668.8
7-22	Mosonmagyaróvár	123	1966	1996,0	16,0	1872	75.0	101	1906
7-46	Lébénymiklós	40	1981	2400,0	49,0	1200	83.0	90	2400
7-31	Lébénymiklós	28	1971	2300,0	25,5	1200	78.0	114	2200
7-41	Lipót	10	1975	1806,0	18,0	1410	64.0	72.8	1798.3
7-24	Lipót	7	1968	2206,5	25,0	1944	64.0	88	2090
7-49	Kapuvár	84	1986	1800,0	-12,33	840	62.0	80	1689
7-26	Kapuvár	61	1968	1801,0	-10,6	600	66.0	81	1779.5
7-28	Hégykő	5	1969	1434,0	27,0	330	54.0	80	1293
7-30	Petőháza	11	1970	1348,0	3,9	600	42.0	71.5	1306.5

kompakció miatt kifejlődésüktől függetlenül termálvizet nem tartalmaznak. A medence peremén megfelelő mélységben települve azonban ezek a rétegek alkalmasak lehetnek termálvíz tárolására. A vizsgált térségben a miocén rezervoárok hévízbeszerzés szempontjából kevésbé jelentősek, hasznosításuk legtöbb esetben valamilyen másik tárolóval együttesen történik. A vizsgált kistároló területen két feltárásuk ismert: a süllyedék nyugati szélén Hegykő, illetve annak keleti peremén Bábolna térségében.

A mezozoos hasadékos, karbonátos hévíztároló összlet a Dunántúli-középhegység főkarsztvíz-tárolójának a Rába-vonalig terjedő mélybesüllyedt folytatása. Fő hévízadó képződményei a középső–felső-triász mészkövek, dolomitok, amelyeknek vastagsága helyenként a 3000 m-t is meghaladja. Az alaphegység hidraulikai szempontból is szoros kapcsolatban van a felszíni rétegekkel. A triász hévíztároló összlet a Dunántúli-középhegység területén felszínen lévő karbonátos képződményeken keresztül beszivárgó vízből kapja utánpótlását. A beszivárgó csapadékvíz kényszerpályák útján a mélybe áramlik, miközben egyre jobban felmelegszik. A főkarsztvíztárolót a peremeken a karsztvíz nyugalmi szintjénél magasabb térszíni helyzet vízzáró, felső-kréta és paleogén képződmények fedik, s így a főkarsztba beszivárgott csapadékvíz túlnyomó része csak a medencealjzatban áramolva juthat el a megcsapolásokhoz, illetve a hegységperemeken szerkezeti vonalak mentén juthat a felszín közelébe.

A vízmozgás olyan kényszerpályák mentén történik, amelyet alapvetően a karsztosodott alaphegység felszíne, illetve a karbonátos összlet felett települő vízzáró medenceüledékek feküfelszíne határoz meg. A feltolódások és áttolódások miatt a vízvezető karbonátos kőzettömegek folytonosságát helyenként vízrekesztő mezozoos rétegek, és ezek szerkezeti zónákba becsipített, elvonszolt rétegei szakítják meg, így az egyes törések vízvezető képessége korlátozott lehet. A kőzettömegekben tározott karsztvíz jelentős része csak a feltolódás-sorok csapása mentén mozoghat a tárolóban a természetes megcsapolások felé. A jó vízvezető zónák főleg az ÉNY–DK irányú haránttörések, míg a hegység csapásirányával párhuzamos hosszanti, ÉK–DNY-i irányú törések többsége vízrekesztő jellegű. A hévíz kutak legfontosabb adatait a *II. táblázat* mutatja be.

Jelentőségük miatt fontos külön megemlíteni a Budapesten és környékén található hévízforrásokat, és hévízkutakat melyek szintén a Dunántúli-középhegység főkarsztvíz-tárolóját csapolják meg (*III. táblázat*). A Duna mentén kialakult szerkezeti zóna lehetőséget biztosít a kiemelt karsztos területeken beszivárgott, és a mélybe áramlás közben felmelegedett víz felszínre jutására. A szerkezeti öv mentén azonban a közeli beszivárgási területekről hideg víz áramlik a megcsapolási helyek felé. A meleg és a hideg víz keveredési arányának megfelelően különböző hőmérsékletű források, gyakran forrás csoportok jelennek meg.

Az észak-magyarországi paleogén medencét kitöltő paleogén és neogén üledékekben nem alakult ki említésre méltó hévíztároló rendszer. A 35 °C-nál magasabb hőmérsékletű jelentős vízadó képződmények ritkák, nem rendelkeznek megfelelő utánpótlással. Nagyobb hozamú termálvíz beszerzésre csak a mezozoos alaphegységi főkarsztvíztároló alkalmas, elsősorban azokon a területeken, ahol az alaphegység 1000 m-nél nagyobb mélységben helyezkedik el.

A karbonátos hévíztárolót megcsapoló hévízkutak legfontosabb adatai
The most important data of the geothermal wells of karstic reservoir system

II. táblázat—Table II

Hévíz- kataszteri szám	Helység	Kút száma	Talp (m)	Nyugalmi vízsztint (m)	Vizhozam (l/p)	Kifolyóvíz hőmérséklet °C	Mélysegi hőmérséklet °C	Hőmérséklet- mérés mélysége (m)
11-2	Berkenye	1	482	-88,2	85	31	38	412
12-57	Biatorbágy	3/a	752,4	-3,3	200	37	39	764
12-77	Göd	8	695	10	1200	52	59	692,6
12-58	Leányfalu	4	715	-7,8	1040	56	65	1512
12-71	Szentendre	35	1490	15,2	235	35	73	1460
12-104	Veregyház	15	1462	-31,2	1400	63	42	1301
12-73	Visegrád	7	1301,7	3,3	1900	38	38	631,6
12-95	Törökbálint	22	632,5	-19,2	950	33	38	631,6

Geotermikus potenciál térkép

Az egységes vizsgálati módszer kialakítása során figyelembe kellett venni az egyes országokban rendelkezésre álló adatok eltérő jellegét, valamint a hévíztároló képződmények országonként eltérő részletességű megkutatottságát. Részletes értékelésre ezért nem volt lehetőség, így célunk a térség geotermikus jellemzőit általánosan bemutató geotermikus potenciál térkép megszerkesztése volt.

Az együttműködés végeredményeként megszerkesztett 1:200 000 méretarányú térkép (1. ábra)* a termálvíz elérhető legmagasabb hőmérséklet eloszlását mutatja be. A várható legmagasabb hőmérséklet meghatározására négy hőmérsékleti tartományt különítettünk el (<20 °C, 20–50 °C, 50–100 °C, >100° C). A szerkesztés alapját a feltárható hévíztároló összletek térbeli határai, illetve a már meglévő hévízkutakban mért, vagy réteghőmérsékletek határozták meg. A szerkesztéshez figyelembe vettük továbbá a területen található szerkezetkutató fúrások és szénhidrogénkutató fúrások adatait, az esetleges mért paramétereket. A hasadékos mezozoos tároló rendszerben uralkodó hőmérsékletek meghatározásánál figyelembe vettük a főkarsztvíztároló geotermikus jellemzőit ábrázoló térképet (LORBERER 1987).

A Kiszalföldi-medence területén tengerszint alatt 1000 m mélyen 50–60 °C, 1500 m mélyen 65–80°C között változik a hőmérséklet, míg a medence központi területén 2000 m mélységben a 90 °C-ot is meghaladhatja.

* A dolgozat térképmellékletét lásd a kötet végén.

A budapesti hévízkutak legfontosabb adatai
The most important data of the geothermal wells of Budapest

III. táblázat-Table III

Hévíz- kataszteri szám	Hely	Kút száma	Építés éve	Talp (m)	Nyugalmi vízszint (m)	Vízhozam (l/p)	Kifolyóvíz hőmérséklet °C	Mélységi hőmérséklet °C	Hőmérséklet- mérés mélysége °C
20-18	Lukács fürdő	8	1956	41,5	-0,5	1600	60		
20-2	Gellért fürdő	13	1927	142,0	-10,0	0	50		
20-20	Margitsziget (XIII.K)	19	1868	118,5	9,5	11000	43,8		
20-21	Margitsziget	20	1936	310,7	9,0	5000	71		
20-22	Margitsziget	18	1942	236,5	6,5	6000	41,6		
20-23	Szabadság fürdő	14	1944	126,0	9,5	6200	36,5		
20-24	Elektromos művek	16	1947	196,0	2,9	611	41		
20-25	Városliget (XIV. ker)	21	1878	970,0	13,5	600	73,9		
20-1	Tétényi út (XI. ker)	15	1943	536,0	4,2	500	49		
20-26	Városliget	13	1936	1256,0	17,0	6000	76,3		
20-11	Rudas fürdő	3	1932	115,0		86	45		
20-27	Csepel (XXI. ker)	10	1959	1100,0	7,5	1700	45		
20-13	Lukács fürdő	9	1956	25,0	-1,2	30	49		
20-28	Csepel	19	1961	1135,0	7,6	1200	45		
20-16	Lukács fürdő	10a	1919	22,2	-2,3		49		
20-29	Zugló	24	1965	1735,0	10,0	1000	69		
20-3	Rudas fürdő	9	1940	27,3	-0,5	78	42,3		
20-30	Gellért rakpart	38	1968	5,0	-8,2	1037	45		
20-32	Gellért rakpart	36	1968	10,4	-1,9	432	37		
20-33	Elektromos művek	43	1973	280,0	1,4	1500	43	46	268
20-12	Várkert (I. ker)	10	1938	261,0	16,5	410	45		
20-34	Budafok (XXII. ker)	68	1970	2001,0	1,2	450	52	63	2001
20-17	Lukács fürdő	12	1956	135,2	0,9	2000	63		

Hévíz- kataszteri szám	Hely	Kút száma	Építés éve	Talp (m)	Nyugalmi vízszint (m)	Vízhozam (l/p)	Kifolyóvíz hőmérséklet °C	Mélyégi hőmérséklet °C	Hőmérséklet- mérés mélysége °C
20-35	Pesterzsébet (XX. ker)	137	1977	664.0	8,2	2300	45	46,5	550
20-10	Rácz fürdő	11	1934	7.0			45		
20-14	Lukács fürdő	11	1956	73.2	-1,9	1728	58		
20-36	Margitsziget	47	1978	105.0	2,5	16500	37,5	37,8	103
20-37	Lukács fürdő	60	1979	119.0	-1,0	1800	46		
20-38	Közraktár u. (IX. ker)	39	1980	650.0	0,6	1000	44	51	650
20-39	Kvassay J. út	38	1980	559.0	5,5	840	48	53	558
20-4	Rudas fürdő	8	1943	36.0	-4,1	168	39,6		
20-9	Rácz fürdő	2	1935	94.0	216	44			
20-40	Apenta	46	1980	997.0	12,0	2500	62	65	995,2
20-42	Engels tér (V. ker)	21	1982	766.0	0,1	590	51	56	719
20-43	Gellért-rakpart	48	1969	21.5	-2,1	1400	42		
20-44	Gellért-tározó	4	1969	3.1	-0,5	800	44		
20-45	Gellért-tározó	50	1969	15.1	-0,6	1400	43		
20-46	Gellért-tározó	51	1969	3.3	-0,8	1400	43,5		
20-5	Rudas fürdő	4	1932	36.8	0,6	103	46,8		
20-6	Rudas fürdő	5	1932	43.5	1,5	200	46,6		
20-8	Rácz fürdő	1	1935	104.5	-0,8	200	46,2		
20-41	GANZ-MÁVAG (X. ker)	63	1957	701.0	-23,1	380	30		
20-7	Rudas fürdő	6	1932	40.0	-2,6	137	43		
20-50	Apenta	52	1993	902.0	3,2	1550	64		
20-49	Lukács fürdő	66	1991	161.0	-0,9	1500	41		

A karbonátos tárolóban az áramlási pályákat elsősorban a törések, tektonikai vonalak határozzák meg, ezért a különböző mélységekben uralkodó hőmérséklet területileg is igen változó. A mélyben áramló, felmelegedett víz feláramlási helyei a hegység peremi területeinek szerkezeti zónáihoz kötöttek. Ilyen zóna mentén található a Duna-menti termális karsztforrások, illetve itt mélyültek a terület legfontosabb hévízkútjai is. Tovább nehezíti a hőmérséklet eloszlásának pontos meghatározását, hogy a feláramlási területeken a felmelegedett karsztvíz helyenként a beszivárgó hideg vizekkel keveredve jelenik meg. A hegyvidéki, beszivárgási területen nem áll rendelkezésre konkrét hőmérsékletmérési adat, de a karsztvíz hőmérséklete feltehetően 1000 m mélységben sem haladja meg a 20 °C-ot.

A kutatási területen a geotermikus gradiens értéke igen széles határok között változik. A Kisalföldi medence térségében értéke 3247 °C/km. A Dunántúli-középhegység területére a geotermikus gradiens értéke nem határozható meg.

A termálvíz feltárás szempontjából perspektívikus területeket bemutató geotermikus potenciál térkép szerkesztéséhez nem vizsgáltuk a termálvízkészleteket, sem pedig a kitermelhető termálvíz mennyiségét. A regionális kiterjedésű hévíztároló rendszerekbe történő bármilyen beavatkozás nagy távolságban érezteti hatását. Mind a neogén porózus, mind a mezozoos karbonátos rezervoárokban a több évtizede tartó víztermelés miatt a sztatikus rétegyomás csökkenése figyelhető meg. Ez a nyomáscsökkenés az egész régióra jellemző, és együtt jár a nyugalmi vízszint csökkenésével, amely ma már több méteres nagyságrendű.

A általunk szerkesztett térkép része és kiegészítése a DANREG kutatási területre megszerkesztett térképsorozatnak, mely a térség széles körű információkat szolgáltat a földtani, alkalmazott-földtani, geofizikai kutatások számára.

Irodalom – References

- DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., LIEBE, P., GÁLFI, J., ERKI, I. 1983: Geothermal conditions of Hungary – *Geophysical Transaction* 29/1, 3–114
- FRANYÓ F., JUHÁSZ Á., DEÁK M., VÉGH S., BIHARI D., KORPÁSNÉ HÓDI M., RÓNAI A., SZÜCS L. 1971: Magyarázó Magyarország 1:200 000-es térképsorozatához. – L-33-VI. Győr, MÁFI Kiadvány, Budapest 157 p.
- JÁMBOR Á., MOLDVAY L., RÓNAI A. 1966: Magyarázó Magyarország 1:200 000-es térképsorozatához. – L-34-II. Budapest, MÁFI Kiadvány, Budapest, 358 p.
- KORIM K. 1973: A Kisalföld hévizei az újabb kutatások tükrében – *Hidrologiai Közönlöny* 53/11., 492–500.
- KORIM K. 1981: Üledékes medencében előforduló termálvizek kutatásának módszerei és eszközei – *GEOINFORM* 1981, MÁFI Kiadvány, Budapest, 102 p.
- LIEBE P., LORBERER Á. 1982: A Kisalföld hévízföldtani viszonyai – Magyarhoni Földtani Társulat Kiadványa – Építésföldtani Ankét Győr, 1982. október 22–25, 143–158.
- LORBERER Á. 1977: Hidrogeológiai adatok a mélységi vizek mozgásviszonyainak ismeretéhez – *Hidrologiai Közönlöny* 57/9, 390–403.
- LORBERER Á. 1986: A Börzsöny- és a Cserhát-hegységek és előterük hévízbeszerzési lehetőségeinek összefoglalása – VITUKI, Kézirat 28 p.

- LORBERER Á. 1987: A mezozoós karsztvíztároló geotermikus jellemzői (1:200 000), – VITUKI, Kézirat.
- LORBERER Á. 1987: A mezozoós főkarsztvíztároló geotermikus jellemzői. M=1:200 000 – VITUKI, Kézirat.
- LORBERER Á. 1996: Négyoldalú (szlovén–osztrák–szlovák–magyar) közös hidrogeológiai kutatás a Ny-Dunántúli határterületeken, különös tekintettel a felsőpannoniai hévíztárolóra. – VITUKI, Kézirat, 37 p.
- Magyarország hévízkútjai I–VI. Kötet. – VITUKI Kiadvány, Budapest, 1988 p.
- SZENTES F., VÍGH G., BÖJTÖSNÉ VARRÓK K., DÉR I., SZÜCS L. 1968: Magyarázó Magyarország 1:200 000-es térképsorozathoz. – L-34-I. Tatabánya, MÁFI Kiadvány, Budapest, 158 p.

A Kisalföldi és a Gerecse-peremi Duna-teraszok nehézásvány vizsgálata

Heavy mineral analyses of the Danube-terraces of the Gerecse-margin and the Little Hungarian Plain, Hungary

CSAPÓ László¹

(8 ábra, 2 táblázat)

Abstract

The interpretations of the formations of the Danube in the Little Hungarian Plain, and Gerecse-margin are not homogeneous. The different models are not convincing enough to identify the outcrops and the terraces. To explain the geological formations of the area this study summarises the micromineralogical peculiarities of the gravel outcrops of the region.

The outcrops of the young terraces (II/a-II/b) of the Little Hungarian plain show little variety of heavy mineral distributions, while the older (terrace IV.) formations are different and can be characterized by a lower content of garnet.

The differences among the heavy mineral spectra were formed during the preparation. The weight of the magnetic fractions of the samples have crucial effect upon the result of the analyses. On the basis of this fact it can be stated that – in the Danubian sediment of the area – the differences between the younger terraces and the terrace IV., and older gravel levels, are due to the different weight proportion of the magnetic fractions. This means a lower quantity of garnet in the heavy mineral spectrum. The reason for these differences is probably the fact that II/a-II/b and IV-VI terraces are partly from different source areas. At the time (Early Pleistocene) of the deposition of IV, and older gravel levels, the deposits of the others rivers (for example from the Carpathians) played a big part in sedimentation.

Inside the area analysed, the most varied developments appear on the border of the Gerecse Mountains. Taking into account the effect of the river Danube in Gerecse, we can distinguish 3 areas: the northern margin of the Gerecse, the western margin of the Gerecse, and the Lábatlan region. The northern margin of the Gerecse reflects a strong Danubian effect (i.e. they reflect a similar pattern to II/a-II/b terraces in the Little Hungarian Plain). The terraces in the Lábatlan region have a combination characteristic of Gerecse Mountains, the heavy mineral spectrum of the western margin of the Gerecse is the same as the outcrops of the terraces (IV-VI) of Győr-Tata.

The outcrops of the catchment area of the Által-ér bordering the western side of Gerecse Mountains are heterogeneous, while the micromineralogical peculiarities of the upper and the lower regions are significantly different. This is probably due to the fact that the upper region has been affected by the Oligocene-Miocene formations (Csatka F.) of the Vértes Mountains, while the lower region – showing a high content of magnetite, ilmenite - has been affected by the Cretaceous clastic formation (Lábatlan F.) of the Gerecse Mountains.

Manuscript received: 10. 09. 1998

¹ Nyugat-dunántúli Környezetvédelmi Felügyelőség, H-9700 Szombathely, Vörösmarty u. 2.

Összefoglalás

A Duna kislalföldi és Gerecse-peremi képződményeinek értelmezése nem egységes, a különböző modellek nem adnak megnyugtató megoldást a feltárások és a teraszok beazonosításához. E munka keretében összefoglalásra került a terület kavicsos feltárásainak nehézasványospektuma, mely segítséget nyújt a terület földtani képződményeinek értelmezéséhez.

A kislalföldi fiatal teraszok (II/a–II/b.) feltárásainak nehézasványösszetételei egymáshoz igen hasonlóak, az idősebb (Győr–Tatai teraszvidék IV–VI.) teraszai ezektől eltérnek, lényegesen alacsonyabb gránátartalommal jellemezhetők. Ezen nehézasványospektumok közti különbségek már a mintaelőkészítés folyamán kimutathatók, a minták mágneses frakcióinak tömege döntő módon befolyásolja a nehézasványvizsgálat eredményét. Ennek alapján megállapítható, hogy a terület dunai üledékei közül a fiatalabb teraszok (II/a–II/b.) és a IV–VI. sz. teraszok tekintett kavicsszintek közti eltérést a frakciók tömegeloszlása közti különbség okozza, mely a nehézasványospektumban kevesebb mennyiségű gránátot jelent. Az eltérés valószínű oka, hogy a II/a–II/b. és a IV–VI. teraszok részben eltérő lepusztulási területről származnak. A IV. sz. és ennél idősebbnek tekintett kavicsszintek lerakódása idején egyéb (pl. kárpáti) folyók üledékei nagyobb szerepet játszhattak az üledékképződésben.

A vizsgált területen belül a legváltozatosabb kifejlődések a Gerecse peremén jelentkeznek ("közelhegységi hatás"). Ezen belül a dunai hatás mértékét figyelembe véve három terület különíthető el: Gerecse É-i perem, Gerecse Ny-i perem, Lábatlan környéke. A Gerecse É-i előtere erős dunai hatást tükröz (hasonlóit a kislalföldi II/a–II/b. teraszokhoz), a lábatlani terület teraszai a Gerecseire jellemző összetételűek (törmelékeny kréta). A Gerecse Ny-i előterének nehézasványospektuma azonos a Győr–Tatai teraszvidék (IV–VI.) feltárásaival.

A Gerecse Ny-i oldalát határoló Által-ér vízgyűjtő feltárásai heterogének, lényegesen eltérnek az alsó és felső szakaszának mikrominológiai jellemzői. Ez valószínűleg annak következménye, hogy a felső szakasz a Vértes oligomiocén (Csatka F.) képződményei, míg az alsó szakasza – magas magnetit-ilmenit tartalom – a Gerecse kréta törmelékeny kifejlődés (Lábatlani F.) hatása alatt áll.

Bevezetés

Magyarország legismertebb, legtöbbet vizsgált és legtöbb problémát felvető teraszvidéke a Duna kislalföldi és Gerecse-előtéri teraszrendszere. A közel nyolcvan éves kutatási időszak alatt a kutatási módszerek bővülésével a területről eltérő értelmezések keletkeztek.

CHOLNOKY (1925) az üledékek térbeli elhelyezkedése alapján két Duna teraszt különböztetett meg. Az 1920-s években előtérbe került Duna-völgyi kutatások során KÉZ (1934a, 1934b) a Duna Győr–Budapest szakaszáról öt átmenő teraszt ismertetett. SZÁDECCZY-KARDOSS (1938) kislalföldi munkájában hat teraszt vélt kimutathatónak. PÉCSI (1959) a Duna Gerecse-előtéri szakaszán hét, a kislalföldi szakaszán kettő, az átmeneti területeken kettő-öt teraszt különített el.

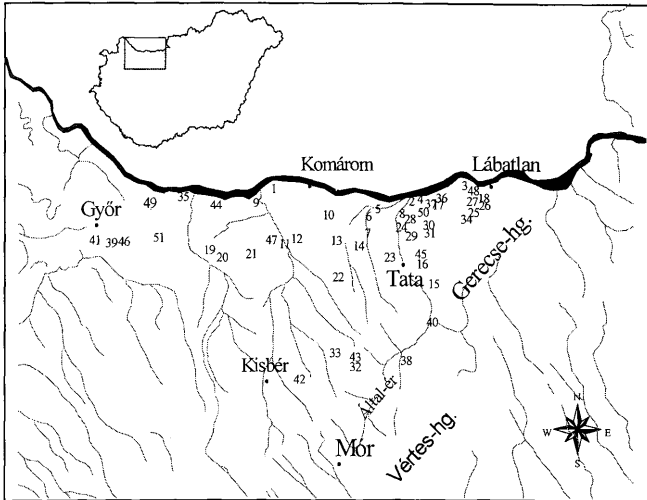
A Magyar Állami Földtani Intézetben a kilencvenes évek elején indult DANREG program keretében a területet újratérképezték, ennek során az elméletek közti eltérés, mint gyakorlati probléma jelentkezett. Nehéz a feltárások és a teraszszámozás egymáshoz rendelése (pl. a 17. sz. feltárás PÉCSI szerint a IV. sz. teraszhoz, HAHN szerint a III. sz. teraszhoz, MOLDVAY szerint a II/b. sz. teraszhoz tartozik (HAHN 1972), a lepusztulás miatt a gyengén fejlett teraszrendszerek igazolása, a nyolcvanas évek végén végzett kutatások eredménye-

inek (HAHN 1989; KROLOPP 1991) keretbe illesztése, ezeken keresztül kérdéses a modellek megalapozottsága.

Ezen problémák megoldásához, a terület földtani képződményeinek értelmezéséhez szükséges vizsgálatok keretében készült el a különböző teraszok nehézsávnányvizsgálata.

Földtani felépítés

A vizsgált terület a Duna jobb partján Győr és Lábatlan között helyezkedik el, déli határa a Dunántúli-középhegység északi előterében húzható meg (1. ábra).



1. ábra. A terület vízrajza, a mintavételi helyek jelölésével

Fig. 1 The drainage pattern of the region, with the sampling places

A Duna-völgy ezen szakasza az Alpok, Kárpátok és a Dunántúli-középhegység közös üledékgyűjtője. Az alaphegységet a Keleti-Alpok kristályos palái és a Dunántúli-középhegység mezozoos képződményei építik fel melyek az ÉK-DNy irányú Rába-vonal mentén fogazódnak össze. Az alaphegység mélysége a neogén üledékképződés súlypontjában a 8000 m mélységet is meghaladja (NEMESI et al. 1994), a Komárom-Pápa vonalban hozzávetőlegesen 1000 m mélységben húzódik, majd a Dunántúli-középhegységben felszínre bukkan. A terület DK-i része az oligocén folyamán megsüllyedt és az alaphegységre több száz méter vastag limnikus-fluviális durvatörmelékes sorozat települt (Csatnai F.).

A Kisalföld medencéje (északi rész) az alsó-miocénben (Paratethys) jött létre (VASS et al. 1990), majd fokozatosan dél felé terjeszkedett. A szarmata végén (12 millió év) a Pannon-medence elveszítette összeköttetéseit a világtengerekkel, kialakult a Pannon tó, mely mintegy 7 millió éven át létezett. A pannon során nagyvastagságú agyagos-homokos üledéksor képződött, a partmenti sávokon alapkonglomerátummal. A tó a pliocén elejére teljesen feltöltődött, végső feltöltésében a folyók (Duna, Morva, Vág, Garam, Zsitva, Nyitra) is részt vettek (keresztrétegzett homokos rétegsorok). A Duna a pliocén végén a Gerecséig kiterjedően jókora hordalékkúpot épített (A Gerecse központi része a Pannon tó legnagyobb kiterjedése idején is szárazulat volt) és bevágódott a Visegrádi szorosba, részben elrombolva a Ny-Kárpátokból eredő folyók hordalékkúpját. Korábban SZÁDECZKY-KARDOSS (1938) a pliocén végén a Duna déli folyását valószínűsítette, a Dunának tulajdonított kavicsoknak (Billege) azonban pannon fedője van (HAHN 1989; PÉCSI 1991), így a Duna déli folyása nem bizonyítható. A Duna teraszainak kialakulása kora-pleisztocénban következhetett be (MOLNÁR P. 1995) miután a Kisalföld a pleisztocén folyamán végig süllyedt, míg a Győr–Tatai teraszvidék a süllyedésből kimaradt.

Terasznak azokat az egykori folyóvízi völgytalpakat tekintjük, melyek a folyó jelenlegi völgytalpánál magasabb helyzetben találhatóak és általában inverz sztratigráfiával jellemezhetőek (Győr környékén a feltárások (41, 39, 51) szerint még normál sztratigráfia érvényesül). Az elméletek szerint terasz tektonikai és/vagy klimatikus okok miatt keletkezhetett. Az éghajlati változások – melyek glaciálisokban és interglaciálisokban fejeződtek ki – jól egybevágnak a Föld pályaelemeinek változásaival (MILANKOVICH 1930; BACSÁK 1955).

A teraszképződés klimatikus elmélete szerint az eljegesedések alatt a folyók völgyei törmelékkel feltöltődnek, melyből az interglaciálisok idején a megnövekedett vízmennyiség nagyobb eróziós munkája teraszt alakít ki. A teraszok morfológiailag markánsan jelentkeznek, ha a klímaváltozást megelőző szakasz hosszú. Teraszokat csak jelentős vízhozamú folyók alakítottak ki, a kisebb vízfolyások (Által-ér) reagáltak ugyan az éghajlatváltozásra, de a feltöltött völghálózatukból nem véstek ki völgyeket, hanem a kéregmozgásoknak megfelelően más területre helyezték át medrüket (MIKE 1991), ugyanakkor PÉCSI (1973) szerint az Által-ér öt teraszos völgyet alakított ki.

A teraszok Győrnél, a Kisalföld medencéjének peremi vetőjénél jelennek meg és Budapest déli részéig nyomozhatóak, Győrtől Gerecséig széles sávban. PÉCSI (1959) szerint a legidősebb kavicsszintek (29, 30, 31) egy-egy feltárásban jelennek meg és csak a hegységi szakaszon. KROLOPP (1991) vizsgálatai szerint az kora-pleisztocén (Pécsi szerint VI. sz.) terasz Győr és Tata között is megvan (23, 39, 46). A feltárások kavicsszintjeinek besorolását (PÉCSI 1959 szerint) és a magassági adataikat a 2. táblázat tartalmazza. A Duna IV. sz. teraszának képződését követően szakaszosan alakult ki az Által-ér, mely egyike azon vízfolyásoknak, melyek a Vértes É-i előterében található kavicsos üledéket ÉNy-i illetve K-i irányba szétterítették (JÁMBOR & KÖRPÁS 1969; JÁMBOR 1980). A kisalföldi és a Gerecse-peremi kavicsos képződmények kutatási eredményeinek értékelése ellentmondásos. MOLNÁR P. (1995) szerint PÉCSI (1959) hét teraszos

modelljéből a VI. és VII. számú nem terasz, erre PÉCSI is hajlik (PÉCSI et. al. 1980). HAHN (1989) szerint a dél-pesti területen az V. sz. kavicsszint a pannon agyag alá bukik (Cinkota, Ilona-telep), a pannon fekvő fölött csak három kavicsszint mutatható ki (Ócsa), tehát az idősebb teraszok tartott kavicsszintek egy része pliocén. MOLNÁR P. (1995) szerint kb. 730 ezer évre tehető a IV. sz. terasz üledékeinek lerakódása, a III. sz. terasz kifejlődése bizonytalan, a II/b. sz. terasz lerakódásának kora riss (PÉCSI szerint korábban würm eleji, később riss végi), a II/a. terasz lerakódásának kora 60 ezer év (PÉCSI szerint würm második fele).

Mintavétel és mintaelőkészítés

A kavicsszintek a Dunával párhuzamosan helyezkednek el, feltártságuk különösen a Gerecse előtérben elégtelen. Közvetlen vizsgálatukat akadályozza, hogy a teraszok morfológiailag könnyen pusztuló képződmények illetve megmaradásuk esetén vastag fedő alatt helyezkednek el. Irodalmi adatok és értelmezések alapján a vizsgált területen 42 feltárást sikerült azonosítani, melyek valamelyik kavicsszintet tárták fel. Ezen feltárásokból valamint a Duna jelenkori árteréről a kontrollanyagokkal együtt 51 db mintát vettem (1. ábra).

– Az ártéri színtről 5 db minta. A 3. sz. minta a parti habzásból, a 35. sz. mintában sok volt az antropogén (bitumen) törmelék.

– A II/a. teraszról 8 db minta. A 8, 44, 49 feltárások fehéres-szürke, az 5, 6, 9, 10. feltárások sárgásszürke kavicsanyagot tártak fel. A 8. erősen homokos kifejlődésű.

– A II/b. teraszról 8 db minta. A feltárások sárgásszürke kavicsanyagot tártak fel, a 16. kissé zöldesszürke. A 39. sz. feltárásban a IV. sz. terasz is megvan.

– A III. sz. teraszról 3 db minta. Csak Lábatlan környékén vannak feltárásai. A feltárások kavicsanyaga fehér színű, szögletes (48. kerekített), édesvízi mészkőtörmelék is tartalmaz.

– A IV. sz. teraszról 14 db minta. A 25–26. minták egyazon feltárás alsó (25.) és felső (26.) szintjét jellemzik. A 34. feltárás besorolása bizonytalan. A 20, 21, 22, 24, 51. feltárások sárgásszürke, a többi világosszürke kavicsanyagot tár fel. A lábatlani minták nagyon rosszul kerekítettek, a 34. főként tűzkő törmelék tartalmaz. A 37, 50. feltárások PÉCSI (1959) szerint magasabb színtről savadtak le, uralkodóan édesvízi mészkőtörmelék tartalmaznak. A feltárások Sudegypuszta és Neszmély között általában keresztregéztett homokra települnek.

– Az V. sz. teraszról 2 db minta. PÉCSI (1959) a Győr-tatai terasz-szigethegyek feltárásaiban nem választotta szét a IV. és V. szintet, így a IV. teraszról vett minták egy részét helyesebb IV–V. jelzéssel szerepeltetni (1. táblázat).

– A VI. sz. teraszról 2 db minta a Gerecse Ny-i preméről.

– A VII. sz. teraszba sorolt képződményeknek mintavételre alkalmas feltárása nincs.

– Az Által-ér alsó szakaszáról egy (15.), a középső szakaszáról kettő (38, 40.), felső szakaszáról (32, 33, 42.) három mintát vizsgáltam. A 32, 42, 38. feltárások zöldesszürke kavicsanyagot tártak fel, 33. erősen mállott, vasas kifejlődésű. A

33, 32. feltárásokban a kavicsanyag egy része gyengén kerekített, 38, 40, 15. édesvízi mészkőtörmeléket tartalmaz.

– 3 feltárásból ismételt mintavétel történt (kontrollminták).

Mintavétel a teraszok aprókavicsos-homokos kifejlődéséből történt, ugyanis ez a szemcseösszetétel biztosítja a teljes nehézasványspektrumot (MOLNÁR B. 1969). A mintavételre két fázisban került sor, először 1994-ben ekkor a 33 db minta súlya egyenként 40 kg volt, illetve 1996-ban, amikor a 18 db minta súlya egyenként 20 kg volt. A minták összehasonlíthatóságát az azonos helyről vett kontrollminták biztosítják (11–47. (Csém), 32–43. (Dad) és a 16–45. (Agostyán)). A minták nedves szitálás (0,4 mm) után spirálszeperatoros dúsításon estek át. A spirálszeperálás során a vizes zagyként 4 mm-s szitán keresztül feladott anyag a 4 m hosszú spirálkarokon sűrűség szerint differenciálódik, a nehezebb rész a spirál belső, a könnyebb a spirál külső ívére kerül. A spirálkarok legbelső ívén külön csatorna fut, melyben tiszta víz áramlik és az erre alkalmas helyeken átbukik a vizes zagyot tartalmazó csatornába, keresztirányban a zagyot szétterítve segítette elő a differenciálódást. A spirálkarok végén a nehezebb és könnyebb részek elválasztó ékkel elkülöníthetők. A spirálszeperatoros dúsítás után mintánként 0,2–2 kg anyag maradt.

A mintaelőkészítés folyamán az első szakaszban vizsgált 33 minta bromoformozására a mágneses szeparálás után került sor, így a bromoformos leválasztásban csak a diamágneses frakció vett részt, a második szakaszban vizsgált 18 db minta esetében a teljes tömeg bromoformozásra került, a mágneses szeparálást megelőzően. Egyéb eltérés a két mintaelőkészítés során nem volt. A minták maratását a limonit és a karbonáttartalom megismerése végett mellőztem. A minták szemcseeloszlásának függvénye a vizsgálandó tartomány. MOLNÁR B. (1969) vizsgálatai szerint aprókavicsos–durvahomokos minták nehézasványspektuma akkor hasonlítható össze ha a 0,1–0,2 szemcseátmérőjű tartományt vizsgáljuk.

A szárított anyag 0,125–0,25 mm átmérőjű részét a mágneses szeparátor ferromágneses (F), három db paramágneses (PI–PII–PIII) és diamágneses (D) frakcióra osztotta. A mágneses szeparálás legnagyobb előnye az ásványfelismerés megkönnyítése (gránátok elkülönítése). A nagy kiinduló anyagmennyiség miatt a mágneses szeparátor kiválasztásánál a gép teljesítménye került előtérbe, a tisztítás hatásfoka másodlagossá vált. A szeparátor három szabályozható paraméterrel rendelkezett: áramerősség (0–3 A), fordulat (0–140 fordulat/perc), elválasztó ék (0–10). A szeparálás során problémát okozott a PII–PIII frakciók szétválasztása. A PII frakciót két fázisban tudtam leválasztani, így a leválasztási sorrend: F, PI, PII (első fele), D, végül a PII (második fele) és a PIII.

A nehézasványvizsgálat során (binokuláris és polarizációs mikroszkóp) frakciók szerint hét látómezőben elemeztem a területfedés alapján az ásványok százalékos megjelenését. A karbonátok sósavas feltárás során kerültek meghatározásra, a bizonytalan, de főásványként megjelenő szemcsék azonosításához röntgen-diffrakciós vizsgálatok társultak.

Nhézasványvizgálat

Az ásványok szállításában és a leülepedésében fontos szerephez jut a sűrűség. Ezért a nehézasvány-társulások hasznos genetikai információhordozók lehetnek, eredménnyel használhatók a lepusztulási térszín valószínű összetételének, a lehordás irányának, a felhalmozódási szintek elkülönítésének és kiterjedésének megállapítására (HERMANN 1956; GEDEONNÉ RAJETZKY 1973; MOLNÁR B. 1963, 1964; CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994). A mintatér nehézasványtartalmában 20–25 ásvány ismerhető fel (2–3 főásvány (>10%), 2–5 mellékásvány (2–10%) és 15–20 járulékos ásvány (<2%). Főásványként jelenik meg a gránát, karbonát és a bontott szemcse, esetenként a limonit, ilmenit, hornblende, közettörmelék. Homokos–aprókavicsos üledékekben csak 7 nehézasvány (*cirkon, turmalin, apatit, gránát, staurolit, epidot, rutil*) fordul mindig elő, ezek egyben a legellenállóbbak is. A homokos üledékekben mindig előforduló 7 ásvány gyakorisága összességében 2–90%-ig változik, a gerecsei teraszok és a Győr környéki terasz-szigethegyek nehézasványspektrumában kisebb részarányal jelennek meg.

Szferulit névvel a nehézasványmintákban gyakran előforduló gömbölyű szemcséket illetjük. Általában feketék, fémfényűek, de lábatlani mintákban előfordulnak barnás színűek, sőt átlátszó sárgás színű változatok is. A szferulitok anyaga nagyon hasonlít a meteoritokéhoz, leggyakrabban a kréta korú kőzetekhez kapcsolódva fordul elő (DETRE 1998). A nehézasványvizgálatok ezt alátámasztották, lábatlani mintákban dúsulnak, emellett gyakoriak a jelenlegi Duna-parton is.

Az *ilmenit* az Által-ér alsó szakaszán lévő mintákban dúsul, szintén gyakori a Győr környéki terasz-sziget maradványokban, a magasabb helyzetű gerecsei teraszokban ritkább.

A *magnetit*, amennyiben nem saját alakú kifejlődésről van szó, az ilmenittől szinte megkülönböztethetetlen. A magnetit mikromineralógiai értelemben a ferromágneses frakcióban lévő fekete opakásvány, az ennél pontosabb meghatározással járó többletmunka nem áll arányban a nyerhető információval. A magnetitdúsulás részben hasonló feltárásokhoz kötődik, mint az ilmenit, kivéve Győr környékén, ahol visszaszorul az ilmenithez képest. Az Által-ér felső szakaszán a magnetit szinte teljesen hiányzik.

A *gránát* domináns ásvány, rózsaszín-lilás megjelenésű, egyes változatok színtelenek. Általában zárványmentes. Lézermikro-optikai emissziós színképelemzés szerint főelemként a Si, Fe, Mg, Al, Ca jelenik meg, Cr hiányos. Több mintában Ti dúsulás észlelhető. A gránáttartalom az Által-ér felső szakaszán dúsul, majd a folyó mentén a Gerecse felé csökken, a Gerecse-peremi teraszokban újra 50–60% gyakoriságú. A magasabb helyzetű gerecsei teraszok és a Győr környéki terasz-szigetek gránáttartalma alacsonyabb, a fiatalabb teraszok gránáttartalma magasabb (kivétel 10, 35.).

A *staurolit* gyakorisága dunai eredetet jelez (PÉCSI 1959), az Által-ér vízgyűjtő területe, és a lábatlani terület alacsony gyakorisággal jellemezhető, a legfelső helyzetű, kőpitei teraszok (30, 31.) staurolit tartalma kiugró.

Az *epidot* szintén alacsony stabilitású ásvány, zöld és szintelen változata jelenik meg. Gyakorisága szeszélyesen változik, hiányzik illetve alacsony gyakoriságú az Által-ér felső szakasza környékén és azon lábatlani teraszokban, melyek közvetlenül paleogén rétegek felett helyezkednek el. Az epidotohoz hasonló *zoizit* halvány sárgászöld színű, a dadi mintákban (32, 43.) magas arányban van jelen.

A *hornblende* a lábatlani mintákban nagyobb gyakorisággal fordul elő, jelezve a gerescei törmelékes kréta kifejlődését, e mellett a Győr környéki terasz-szigethegyeken is viszonylag gyakori, az Által-ér völgyi mintákban alacsony gyakoriságú.

A *karbonát* általában sárgásfehér színű, jól gömbölyített szemcsékként jelenik meg. A karbonáttartalom nem mutat összefüggést sem a teraszok képződési korával, sem a Gerecse–Vértes karbonátos kifejlődéséhez nem ragaszkodik. Teljesen hiányzik a Győr környéki területről.

A csillámok stabilitása eltérő, legkönnyebben a *klorit* mállik, aztán a *biotit*, legellenállóbb a *muszkovit*, a gyakoriság a mintákban ennek megfelelően alakul. A csillámok ott dúsulnak ahol az aprókavicsos feltárás közelében homok is előfordul (24, 22, 51.).

A *bontott szemcse* kifejezés kényszerkategória (GYURICZA 1994), a szemcsék a fizikai-kémiai folyamatok során olyan jelentős változást szenvedtek, hogy mikromineralógiai módszerekkel nem határozhatók meg. Esetenként a minta 30–50%-t is alkotják, színük rendszerint fehér, szintelen, sárgás. Mikroszondás vizsgálat szerint földpát, gránát, epidot, egyéb szilikátok mállástermékei. A bontott szemcse kategória az értékelést korlátozó paraméter, az idősebb teraszokban nagyobb gyakorisággal szerepel, azaz összefüggést mutat a képződés korával.

A *limonit*-, *leukoxéntartalom* a bontott szemcsékhez hasonlóan a mállás fokát rögzíti, ez az idősebb teraszok értékelését nehezíti meg.

A *hipersztén* vulkáni hatást jelez, valószínűleg pannon tufákból halmozódik át, sötétbarna-szürke megjelenésű, gyakorisága egyértelműen a Gerecse nyugati oldalához kötődik. Fekete változatát, melynek felületén általában rozsdavörös kéreg képződik *ferro-hipersztén* néven különítik el.

A kőzetek a szállítás során nem mindig esnek szét szemcséikre, ez esetben *köztörmelékként* jelennek meg, az eredeti kőzet általában meghatározhatatlan.

A piroxének, amfibolok gyorsan mállanak, így nehézasványtársulásokban viszonylag ritkán jelennek meg (MORTON 1991).

Értékelés

A vizsgálat végeredménye két paraméter szorzataként jelenik meg. Az egyik paraméter valamely frakció tömege (I. táblázat) a másik a frakcióban előforduló ásvány gyakorisága, amely a mikroszkóp alatt hét látómezőben megfigyelt besült átlagérték (II. táblázat).

A I. sz. táblázat értékelése

Ahhoz, hogy valamely ásvány főásványként jelenjen meg, nemcsak valamely frakcióban kell uralkodó mennyiségben előfordulnia, hanem a frakció tömegének is nagyoknak kell lennie, a teljes mintatömeghez képest. Pl. a magnetit a ferromágneses frakcióban általában 40–80%-os gyakorisággal jelenik meg, de miután ennek a frakciónak a tömege a minta össztömegének töredéke, a magnetit a minta nehézasványspektrumában 1% alatti gyakoriságban fordul elő, ilyen értelemben az ásványt tartalmazó frakció tömege preferáló jellegű. A gránát százalékos megjelenését a nehézasványspektrumban elsődlegesen nem a paramágneses II. frakcióban előforduló gyakorisága befolyásolja, hanem ezen frakció tömegének és a minta össztömegének aránya. Bizonyos ásványok több frakcióban is előfordulhatnak (gránát, ilmenit, hornblende, epidot, staurolit, kőzettörmelék), ezek frakció szerinti gyakoriságát összegezni szükséges. A járulékos ásványok általában csak egy frakcióban fordulnak elő (magnetit, cirkon, disztén, rutil, turmalin, apatit), gyakoriságuk a frakción belül is kicsi.

A frakciók önmagukban ásványcsoportok, ezek egymáshoz való viszonyítása, ásványcsoportok viszonyát jelenti. A ferromágneses frakció színe fekete, 40–80%-ban magnetit, kis tömegű. A paramágneses I. frakció színe fekete, 60–80%-ban ilmenit, kis mennyiségű. A paramágneses II. frakció nagy tömegű, színe vörös, 90%-ban gránát. A paramágneses III. frakció közepes tömegű, zöld színű, uralkodó ásványa igazán nincsen, itt koncentrálódik az epidot. A diamágneses frakció viszonylag nagyobb tömegű, színe színtelen-fehér, a bontott szemcse és a karbonát előfordulási szakasza.

Miután a frakció tömegaránya az adott ásvány gyakoriságában index értékű, ezért a frakciók tömegarányai is jellemzőek a mintára, azaz a pontos nehézasványösszetétel ismerete nélkül is értékelhetjük a mintákat. Az 51. minta frakcióinak tömegeloszlása négyféle, azaz négyféle módon történhet a nehézasványspektrum befolyásolása (2. ábra).

A 2. ábrán látható A, B, C, D típusokat térben a 3. ábra jeleníti meg. Az A típusra a $PII > PIII > D$ összefüggés, a B típusra a $PII < PIII > D$ összefüggés, a C típusra a $PII > PIII < D$ összefüggés, a D típusra a $PII < PIII < D$ összefüggés igaz.

C. típus: 1, 2, 3, 4, 5, 9, 11, 12, 14, 16, 17, 25, 32, 35, 36, 37, 38, 40, 42, 43, 44, 46, 48, 49, 50, 51. feltárások.

A. típus: 6, 7, 13, 18, 20, 21, 26, 27, 29, 34, 39, 41, 47. feltárások.

B. típus: 8, 10, 15, 19, 22, 23, 24, 28, 30, 31, 45. feltárások.

D. típus: 33. feltárás.

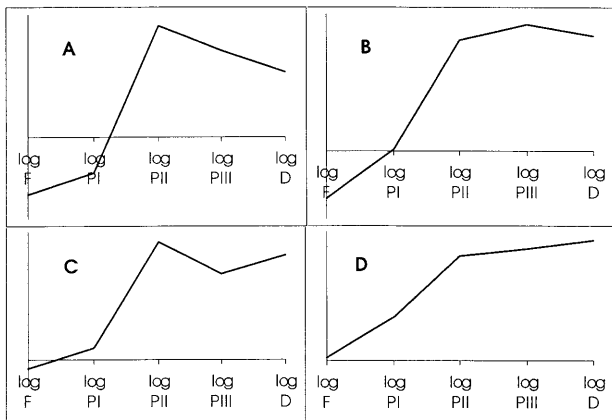
Meg kell jegyezni, hogy az adott típusba tartozás néha egészen kis különbségekben mulhat (7, 29, 20, 26.), melyek határesetként is kezelhetők. Az eredmények mindenképpen magukban hordoznak bizonyos nagyságú véletlen hibát, mely adódhat az eredeti minták különböző szemcseösszetételéből, a spirálszeperatorral történő kezelés során történő kisebb változásokból (víznyomás, elválasztó ék), mágneses szeparálás során fellépő eltérő anyagmennyiségekből következő hibákból.

A feltárások és a teraszszámozás párosítása,
valamint a mágnesez frakciók (0,125–250) tömege (g)

*The pairing of the outcrops and the numbering of the terraces and
the weights of the samples, divided by the magnetic fractions*

I. táblázat – Table I

	Magasság (tszf.)	Terasz-szám	Ferromág- neses	Paramágne- ses I	Paramágne- ses II.	Paramágne- ses III.	Diamágne- ses	
1	Koppánymonostor, part	106	ártér	0,67	1,62	204,52	47,87	109,47
2	Dunaalmás, part	105	ártér	0,85	1,15	130,16	16,86	49,31
3	Süttő, part	104	ártér	9,86	17,39	1207,79	52,49	76,72
4	Dunaalmás, Alsó-sziget	105	ártér	0,22	0,97	101,64	26,53	31,52
5	Álmásfűzitő, Nagykolónia	112	II/a	1,97	1,46	126,38	49,73	53,08
6	Álmáspuszta	112	II/a	0,20	0,36	22,95	11,37	6,14
7	Naszály	115	II/a	3,14	2,44	98,14	92,11	77,11
8	Dunaalmás, Által-éri k.bánya	115	II/a	2,24	2,58	94,69	119,40	79,75
9	Ács, Tej-hegy	116	II/a	0,04	0,25	41,11	12,36	30,85
10	Szóny, Puskaporos	114	II/a	0,30	1,03	14,81	43,15	30,67
11	Csém	124	II/b	2,02	3,39	202,54	74,86	79,67
12	Bartusekpuszta	125	II/b	0,25	0,84	57,93	16,85	29,49
13	Mocsa, Boldogasszony-tó	125	II/b	0,18	0,56	84,33	57,72	24,65
14	Grébcspuszta	122	II/b	0,55	1,11	110,55	17,23	54,01
15	Vértesszőlős	150	III	0,46	2,16	7,57	14,19	2,58
16	Agostyán	170	II/b	10,65	21,14	112,12	12,60	22,75
17	Neszemly, Pap-hegy	165	IV	0,81	1,40	80,44	45,81	66,18
18	Lábatlan, Cementgyár	140	III	0,31	0,33	5,67	4,55	4,00
19	Bana, Sírai-hegy	155	IV-V	0,05	0,12	9,38	29,57	13,16
20	Bana Ördögásta-hegy	165	IV	0,10	0,40	45,69	15,75	15,02
21	Bábolna, Nyerges-hegy	160	IV	0,17	0,30	35,21	26,63	21,46
22	Mocsa-Öreghegy	185	IV	0,10	0,53	34,58	45,64	19,48
23	Tata, Grébcspuszta	190	IV	0,20	0,93	45,40	54,13	26,43
24	Dunaalmás, Betlehemi elág.	180	IV-V	0,20	1,02	42,45	69,64	48,95
25	Lábatlan, Búzás-hegy K-1	170	IV	0,12	0,17	12,60	2,63	3,44
26	Lábatlan, Búzás-hegy K-2	175	IV	1,24	3,71	167,79	47,38	45,63
27	Lábatlan Búzás-hegy É	140	III	0,05	0,30	8,79	4,60	2,74
28	Neszemly, Neszemlyi-völgy	200	V	0,40	0,45	16,59	39,39	32,85
29	Dunaalmás, Csúcsos-hegy	200	V	0,40	2,40	48,47	45,75	16,62
30	Kőpíte f.	265	VI	0,01	0,13	1,22	5,93	3,12
31	Kőpíte D	265	VI	0,02	0,23	3,04	29,38	9,81
32	Dad	210	-	0,05	3,00	142,92	22,03	31,14
33	Szakszend	200	-	1,08	2,51	9,48	11,03	13,33
34	Lábatlan 2	175	IV	0,04	0,19	4,61	1,09	0,74
35	Gönyű, part	108	ártér	0,99	0,31	3,13	0,84	1,25
36	Neszemly, Korpás-hegy	130	II/b	0,84	8,83	43,09	12,93	26,22
37	Neszemly, Téglagyár 1	140	IV	0,50	8,29	44,44	8,89	13,18
38	Kecskéd	160	II	0,86	5,79	57,97	8,88	16,21
39	Sashegy DNy	130	II/b és IV	0,13	1,86	37,18	13,47	11,97
40	Tatabánya, Bánhida	150	II	1,46	8,03	84,54	10,96	17,43
41	Győr, Kakas-hegy	132	II/b	0,14	4,49	29,46	17,28	16,00
42	Vérteskethely	220	-	0,09	3,70	146,63	11,84	14,84
43	Dad, kontroll	210	-	0,03	2,38	153,70	31,94	55,91
44	Vaspuszta	120	II/a	0,09	0,88	18,95	4,27	8,54
45	Agostyán, kontroll	165	II/b	0,27	1,92	6,69	10,88	2,38
46	Sashegypuszta	140	IV	0,07	0,29	9,68	3,00	5,13
47	Csém, kontroll	125	II/b	0,08	0,84	55,04	23,48	14,40
48	Piszke	135	III	1,29	18,78	70,00	24,53	
49	Győrszentiván	115	II/a	0,03	0,66	5,32	1,15	2,19
50	Neszemly, Téglagyár 2	180	IV	0,08	0,33	4,46	0,83	2,39
51	Tiborháza	140	IV	0,15	5,89	52,75	21,84	26,67



2. ábra. Frakciók tömegének jellemző eloszlásai

Fig. 2 The characteristic proportion of the weight of the fractions

A 3. ábrához hasonló térbeli elrendeződést ad a 4. ábrán látható háromszög diagram.

A háromszög diagram a PII-PIII-D frakciók tömegarányainak felhasználásával készült, $Q = \text{PII}/\text{PIII}$, $F = \text{PIII}/D$, $L = 1 / ((\text{PII}-\text{PIII})^2 + (\text{PIII}-D)^2)$, azaz Q és F két, az L három frakció arányát veszi figyelembe. A Q-F oldal $2/3$ ból és $1/3$ ból az L csúcsra bocsátott egyenesekkel a diagram három területére osztható, az alsó térrész ($Q-L^2/3QF$) a B, a középső ($1/3 QF-L^2/3QF$) az A, a felső térrész ($Q-L^2/3QF$) a C típusokat tartalmazza, a D típus az L csúcson jelenik meg. Az 5. ábrán látható háromszög diagram a teraszok elhelyezkedését mutatja.

A 4. és 5. ábrák értelmezésével és összevetésével a következők állapíthatók meg:

- A diagramokon belül a kontrollminták egymás közelében helyezkednek el, a szórás jelentős.

- A II/a, II/b. és a IV. teraszok tömegeloszlásai eltérőek, a IV. sz. teraszra a kis Q érték, a II/b. teraszra kis L érték, a II/a. teraszra közepes Q-F-L érték jellemző. Ez azt jelenti, hogy a különböző teraszok frakcióinak tömege eltérő módon befolyásolja a minták nehézsúlyspektrumát, a teraszok nehézsúlyspektruma közti különbségek a frakciók tömegeloszlása között is fennállnak.

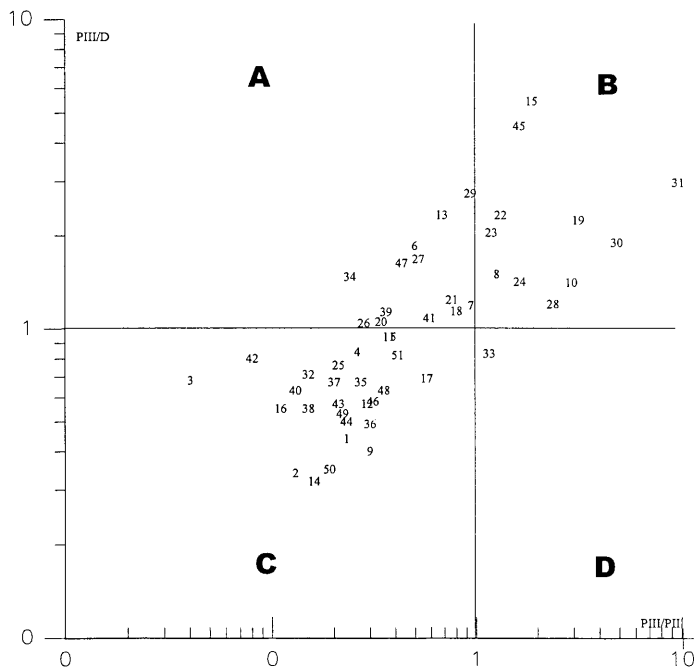
- A Gerecse Ny-i peremén különböző magasságokban elhelyezkedő IV. sz. teraszok feltárásai (30, 31, 29, 24.) és az ugyanitt található Által-ér feltárások (15, 45.) tömegeloszlása azonos, ez utóbbiak valószínűleg a IV. sz. teraszok áthalmazásai.

**Teraszok nehézsáványözetetelei (0,125-0,250).
The heavy mineral spectra of the terraces.**

II. táblázat – Table II

	augit	tremolit	aktinolit	Zöld antifol	szihranit	muskovit	bicit	klorit	apatit	karbonát	bont. szemese	fenekes	limonit	kőzettörm.	kvarc	
1	Koppánymonostor	0,1		0,1	5,5	+	0,2		0,2	0,2	28,1	6,0	0,4		0,1	+
2	Dunaalmás part		+	0,1	5,8	0,1	0,2		0,2		22,9	4,9	0,1		0,3	0,7
3	Süttö part	+		+	1,7	0,1	0,2		0,1		4,7	1,7	0,2		+	0,1
4	Dunaalmás, Alsó-sziget	0,1			3,9	+	0,2				17,8	5,8	0,3	+	0,2	0,6
5	Almásfüzitő, Nagykolónia	0,2			3,4	0,1	0,8	+	0,2	0,1	19,8	3,8	0,5		0,2	0,7
6	Almáspuszta	0,1		+	6,5		0,2	+		+	0,7	23,7	0,2		0,4	1,1
7	Naszály	0,1			11,7	0,1	0,7			0,5	24,2	10,1	0,4		0,4	2,5
8	Dunaalmás Által-éri k. bányá	0,5			6,2	+	1,1	0,1	0,1	0,2	25,5	24,0	0,4		0,4	0,3
9	Ács, Tei-hegy		+		2,2	0,1	0,4		0,4	0,2	33,3	9,0	0,5		0,2	0,5
10	Szóny, Puskaporos		+	0,2	6,3	0,8	3,8	0,6	0,1	0,1	37,3	29,6			16,1	0,1
11	Csém	0,7	+	0,2	7,6	0,1	0,7		0,1	0,2	15,6	10,2	0,6		0,1	0,7
12	Bartusekpuszta	0,1		0,1	5,7	0,1	0,1			+	24,1	5,9	0,3	+	+	2,2
13	Mocsa, Boldogasszonv-tó	+	0,2	0,2	6,8	0,6	2,4	+		0,2	11,4	17,0	0,1		1,0	2,2
14	Grébcspuszta	0,1			6,8	0,2	0,1			0,2	54,8	5,5	+		0,1	0,8
15	Vértesszőlős		+		1,4		0,5	0,1	0,3	0,4	1,1	50,8	0,2	0,1	2,2	0,5
16	Agostván	+			1,5	0,6	0,4	0,1	0,3	0,1	3,2	6,3	0,1	0,1	0,7	0,8
17	Neszmély, Pap-hegy	0,2	+	0,1	5,1	0,1	0,3		0,1	0,1	31,5	13,3	0,4		0,2	0,7
18	Lábatlan, Cementvár	0,4			12,3	0,2	0,8		0,2	0,2	36,7	10,1	0,6	0,5	0,6	1,0
19	Bana, Sinai-hegy	0,2	+		3,5	0,1	1,3	0,5	0,1	0,1	22,5	23,3	0,4		9,9	1,5
20	Bana Ördögásta-hegy	0,3			4,5	0,2	0,9				5,7	22,3	1,0		0,6	0,7
21	Bábolna, Nyerges-hegy	0,5		0,2	6,1	0,4	0,7		0,1	0,2	18,3	8,4	0,8	+	0,1	0,1
22	Mocsa-Öreghegy	0,4	0,1		3,6	0,2	2,9		0,3	0,2	0,2	42,9	3,0	0,3	2,2	1,0
23	Tata, Grébcshegy	0,5		0,1	4,6	0,3	1,5		0,1	+		19,6	1,7		0,5	0,4
24	Dunaalmás, Betlehem-i elág.	0,3			5,0	0,4	2,2	0,2	0,9	0,6	26,1	23,9	0,1	0,6	1,0	4,4
25	Lábatlan, Búzás-hegy K-1	0,2		+	26,7	0,1	0,2			0,1	15,3	8,5	0,3	1,9	0,2	1,0
26	Lábatlan, Búzás-hegy K-2	0,2		0,1	3,4	0,1	0,2			+	15,6	7,0	0,5			0,5
27	Lábatlan Búzás-hegy É	0,1			9,9	0,2	0,9		0,1		9,8	17,0	0,3	46,7	0,2	0,6
28	Neszmélyi-völgy	0,1			4,8	0,1	0,6	+		+ 0,3	34,6	21,1	0,3		+	2,1
29	Dunaalmás, Csúcsos-hegy	0,7			7,3	0,1	1,0	0,2	0,6	0,6	9,5	11,9	0,4		0,3	0,8
30	Kőpíte É	1,0			2,4	0,1	1,7	0,1		0,3	15,9	41,7	0,1	19,3	0,8	3,1
31	Kőpíte D				3,1	0,8	1,9			+	0,8	52,8	0,8	2,1	0,3	2,4
32	Dad	0,2			0,9	0,6	0,4			0,3		6,0	1,4		0,2	1,1
33	Szakszend				3,0	0,1	1,5				29,5			51,4	+	0,8
34	Lábatlan 2	+			0,1	0,1	0,2				0,1	0,8	0,3	0,2		5,5
35	Göncvő part	+			2,9	0,3	+				6,7	13,6	0,3	2,7		0,2
36	Neszmély, Korpás-hegy	0,1			5,2	0,2	0,1				18,9	12,8	1,2		0,6	0,2
37	Neszmély, Téglaavár 1	+			3,1	+	0,1				13,5	8,5	0,8	+	2,0	
38	Kecskéd				4,5	0,1	+		0,1		12,9	3,9	0,5	0,2	0,2	0,2
39	Sashegy DNv				2,1	+	0,2	+			0,2	20,1			+	1,5
40	Tatabánya, Bányhida			+	4,5	0,1	+			+	11,6	7,7	0,3			0,4
41	Győr, Kakas-hegy	0,1			10,0	0,2		0,2			31,4		+	0,1	1,0	4,5
42	Vérteskethely				+	0,2	+				6,4	0,4				0,1
43	Dad, kontroll	0,1			1,1	0,2	+		0,1	0,5		8,4	0,3			2,6
44	Vaspuszta		+		4,0	+	0,1			0,1	19,2	5,6	0,1		0,2	0,3
45	Agostván, kontroll	0,1			2,2	0,4				0,1	3,0	6,0	0,1	0,1	0,3	4,6
46	Sashegypuszta	+		0,5	17,3	+	+				31,9	1,2	+	0,2	2,6	
47	Csém, kontroll	0,2			6,5	0,2			+	0,1	2,4	22,8	0,7		0,5	0,8
48	Piszke			0,3	2,7	0,1				0,3	11,4	13,8	0,5	+	0,2	1,5
49	Gvörzentiván			+	2,7	+	0,1	+			15,7	13,6	1,2		0,1	1,9
50	Neszmély, Téglaavár 2			0,1	4,4	0,1	+				23,8	5,9	2,0	0,2		2,8
51	Tihorbánya	0,1		0,1	6,3	0,4	3,0					30,2	0,6	0,1	0,1	0,3

		szferulit	hematit	ilmenit	rutil	magnetit	granát	cricon	disztén	staurolit	topáz	epidot	zoizit	turmalin	f. hipersten	hipersztén	dioptáz
1	Koppánymonostor			1,3	0,1	0,2	52,9	+	0,3	1,8		2,3		0,1		0,1	
2	Dunaalmás part			0,4	0,1	0,3	60,2	+	0,2	1,2		1,0		0,4		1,0	
3	Süttő part			1,1	0,1	0,1	87,8	+	0,2	0,8		0,5		+		0,5	
4	Dunaalmás, Alsó-szigeet			0,3	0,1	0,1	62,3	0,2	0,3	4,9		2,0		0,5		0,3	
5	Almásfűző, Nagykolónia			0,5	0,1	0,6	59,6	0,1	0,4	3,0		5,0	0,1	0,6	+	0,3	
6	Almáspuszta			0,6	0,1	0,4	62,0	0,2	0,4	0,8		2,1		0,1		0,3	
7	Naszály			0,6	0,1	0,4	38,6	0,1	0,9	4,6		3,6		0,4		0,4	
8	Dalmás Által-ér k. banva			0,5	+	0,5	37,6	0,1	0,3	1,4		0,7		0,2		0,1	
9	Ács, Tei-hegy		0,1	0,2	0,1	+	48,0	0,2	0,4	1,9		1,6		0,2		0,4	
10	Szőny, Puskaporos		0,6	0,1	0,1	+	3,2	0,1	0,2	0,1		0,4		0,1		0,1	
11	Csem			0,7	0,2	0,3	50,2	0,1	1,8	5,9		2,4		1,1		0,6	+
12	Bartusekpuszta			0,3	0,1	0,2	53,1	0,2	1,7	2,6		2,4		0,3		0,7	
13	Mocsa, Boldogasszony-tó			0,3	0,2	+	51,0	0,1	0,5	3,2		1,6		1,0		0,2	
14	Grébcspuszta		0,1	0,9	0,6	0,5	18,0	0,6	2,6	3,2		3,4		0,7		0,7	
15	Vértesszőlős			11,7	0,2	1,6	25,1	0,2	0,4	0,2		1,6		0,5		1,1	
16	Agostván			17,2	0,3	5,7	52,0	0,3	0,7	1,1		1,2	+	1,4	+	5,7	
17	Neszmély, Pap-hegy		0,1	1,1	+	0,3	36,8	0,2	0,2	2,3		6,5		0,2		0,3	
18	Álbatlan, Cementvár		+	0,4	1,5	0,4	1,1	29,0	0,2	1,1	0,8	+	0,6		1,3		
19	Bana, Sinai-hegy			0,1	0,1	0,1	24,4	0,1	1,6	5,9		2,9	0,1	0,8		0,5	
20	Bana Ördögásta-hegy			0,3	0,1	0,1	54,6	0,1	0,8	5,1		0,7		0,2		1,8	+
21	Bábolna, Nyerces-hegy			0,3	0,2	0,1	45,9	0,1	2,0	4,5	+	10,2		0,3		0,4	0,1
22	Mocsa-Öreghegy		+	0,4	0,2	+	34,1	0,1	0,8	4,5		1,2		0,6		1,0	
23	Tata, Grébcshégy		0,1	0,5	0,4	+	53,8	0,2	2,5	1,4	0,2	9,9		0,9		0,5	
24	Dalmás, Betlehem-i elág.			0,1	0,4	0,5	0,1	20,1	0,1	1,1	1,9		3,6		2,8		3,7
25	Álbatlan, Búzás-hegy K-1		0,1	0,8	1,2	0,6	36,7	0,1	1,7	0,5		1,1		2,2	+	0,6	
26	Álbatlan, Búzás-hegy K-2		0,5	0,2	0,2	0,5	64,0	0,2	0,3	3,1		2,4		0,6		0,5	+
27	Álbatlan Búzás-hegy E		0,5	1,5	0,4	0,2	6,8	0,1	2,5	0,1	+	0,3		1,7			
28	Neszmélyi-völgy			0,3	0,2	0,3	29,8	0,5	0,2	0,6		2,6		0,4		1,1	0,1
29	Dunaalmás, Csucsos-hegy			1,3	0,3	0,2	53,6	0,1	0,6	4,2		1,8		1,1	+	2,6	
30	Kópóte É		+	0,6	0,5	0,1	1,3	0,1	2,2	1,4		4,6	+	2,7	+	+	
31	Kópóte D		+	1,2	0,4	+	13,3	+	6,4	5,3		5,0		3,2		0,2	
32	Dád			0,1	0,4	+	76,8	0,3	0,8	0,5		0,6	8,2		0,9		0,4
33	Szakszend		3,3	4,3	0,2	2,5	2,2	0,2	0,2	0,2		0,1		0,1	+	0,8	
34	Álbatlan 2		0,2	90,5	+	0,2	1,0	+	0,4	0,2	+	0,1		0,2	+	+	
35	Gönnvő part		+	2,6	7,6	+	6,9	51,8	+	0,6	0,5		1,9		0,6	0,1	0,4
36	Neszmély, Komás-hegy		+	8,3	0,1	0,5	41,9	2,1	1,7	2,0		2,3		1,0		0,4	
37	Neszmély, Téglavár 1		0,1	4,8	0,1	0,3	59,4	0,6	0,4	3,1		3,0		0,3		0,3	
38	Kecskéd		0,1	7,4	+	0,8	64,5	0,4	1,3	0,1		2,1		0,3		0,1	
39	Sashegy DNY		0,6	6,8	+	0,1	62,5	0,2	1,4	1,6	+	2,4		0,1	+	0,1	+
40	Tatabánya, Bánhida			8,7	+	0,5	62,1	0,5	1,2	0,5		1,8		0,1		0,1	
41	Gvőr, Kakas-hegy		0,1	10,3	0,1	0,1	35,8	0,1	1,1	0,6		3,7		0,3		0,6	0,1
42	Vérteskethely		+	0,6	+		90,2	0,1	0,6	+		+	1,1		0,2		+
43	Dád, kontroll			0,6	0,1		74,4	0,1	1,1	0,6		0,3	8,8		0,7		0,3
44	Vaspuszta			3,1	+	0,1	64,6	0,1	0,8	0,7		0,8		0,3		0,2	+
45	Agostván, kontroll		0,2	17,0	0,1	1,0	56,1	0,7	1,0	0,8		2,6		0,1		4,1	
46	Sashegypuszta		+	8,6	+	+	31,4	0,1	1,6	1,1		2,4		0,3		0,6	
47	Csem, kontroll			1,6	0,1	0,1	53,3	0,2	1,1	2,8		4,7		1,2		0,4	
48	Piszke		0,1	8,3		0,4	55,4	0,1	0,3	1,7	+	1,9		0,2		0,5	
49	Gvőrszentiván			1,7	+	0,1	58,2	0,1	1,2	0,5	+	1,1		1,0		0,6	
50	Neszmély, Téglavár 2			10,2	0,1	0,2	46,6	0,6	0,6	0,9		1,0		0,2		0,4	
51	Tühorháza		+	11,7	+	0,1	40,6	0,1	1,1	1,1		4,2		0,2		0,6	



3. ábra. A feltárások eloszlása a frakciók arányai szerint

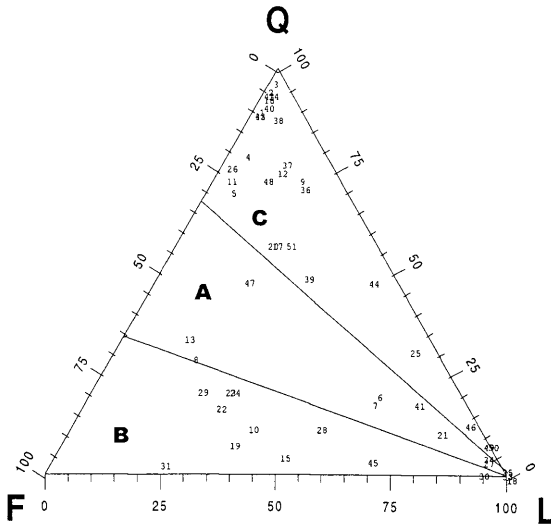
Fig. 3 The dispersion of the outcrops according to the weight proportion of the fractions

– A IV. sz. terasz feltárásai két csoportra bontva jelennek meg. A csoport egyik ágát a Gerecse Ny-i peremi feltárások és a Tatai-terasz-szigethegyek feltárásai képviselik. A csoport egyik ága megfelel a tömegeloszlás B típusának, a csoport másik ága a C és A típusok határán helyezkedik el, melybe a lábatlani és a Győr környéki teraszok tartoznak.

– Az A típust a Duna komáromi öblözetének feltárásai és a 11. minta alkotja. A C típusba tartozik az említett IV. sz. terasz egy része, a II/b. teraszok, az ártéri szint valamint az Által-ér mintái.

– A III. sz. terasz 48. feltárása valószínűbb, hogy II/b.

– A leghatározottabb a II/b–II/a. és a IV. sz. teraszok közti különbség, mivel az a PII–PIII frakciók súlyának arányaiban jelentkezik azt jelentheti, hogy a két terasz nehézasványspektruma eltérő mennyiségben tartalmaz gránátot (ezt alá-



4. ábra. Feltárások eloszlása a frakciók tömegének arányai szerint

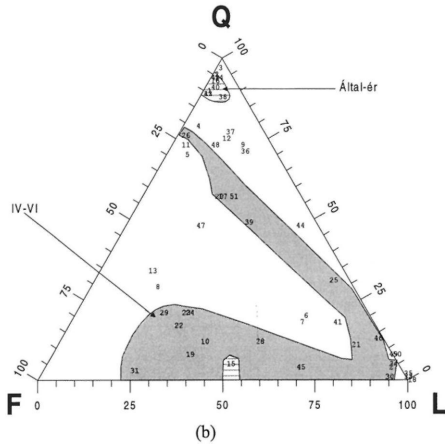
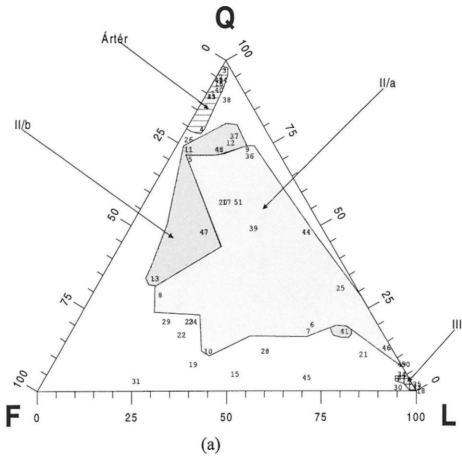
Fig. 4 Dispersion of the outcrops according to the weight proportion of the fractions

támasztják részben a nehézásványspektrumok), vagy azt, hogy nem azonos frakcióba tartozó gránátot tartalmaznak. A IV. sz. terasz feltárásában előforduló gránátok kevésbé vasdúsak. Ennek eldöntésére készült lézermikro-optikai emissziós szinképelemzés nem bizonyult alkalmasnak a különbségek kimutatására, a bizonyításhoz mikroszondás vizsgálatok szükségesek.

A fentiek szerint – mivel a nehézásvány-összetételének számításában a tömegeloszlás meghatározó – a minták nehézásványspektruma alapján az alábbi csoportok elkülönülése várható: Által-ér, IV. teraszon belül Győr környéke, tatai teraszhegyek–Gerecse Ny-i perem, Lábatlan. A II/a–II/b. teraszokon belül csak a Komáromi öblözet különül el, ettől K-re és Ny-ra a tömegeloszlás azonos. A Duna III–IV–V–VI. teraszai közt különbség nem várható.

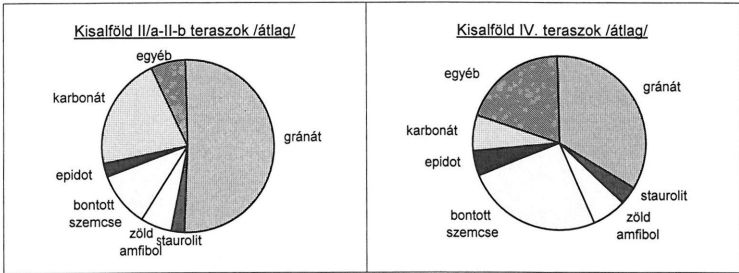
A II. sz. táblázat értékelése

Az értékelés ezen része a feltárások nehézásványspektrumának hasonlóságán alapszik, ezen keresztül történt a területek szétválasztása. A II. táblázat eredményei és egyes irodalmi adatok közt eltérések tapasztalhatók, a különbség abban áll, hogy a korábbi vizsgálatok lényegesen alacsonyabbra határozták a terület kavicsszintje-



5a, b. ábra. A kisalföldi, Gerecse-peremi és Vértes előtéri teraszok elhelyezkedése

Fig. 5a, b The terraces in the Little Hungarian Plain, Gerecse-margin and Vértes Foreland



6. ábra. A kisalföldi teraszok nehézsávszányaösszetételei

Fig. 6 The heavy mineral spectra of the terraces of the Little Hungarian Plain

inek gránáttartalmát (PÉCSI 1959; MOLNÁR B. 1964; HERMANN 1956). Ugyanakkor a GYURICZA (1994) és MIKE (1991) nehézsávszányvizsgálat adataival a *II. táblázat* adatai egybecsengnek. Az eltérés és a hasonlóság oka az eltérő, illetve azonos vizsgálati módszer lehet. (Ugyanazon folyó finomhomokos és kavicsos üledékeinek azonos szemcseátmérőjű nehézsávszányátarsulásai eltérőek (MOLNÁR B. 1969), kis és nagy tömegű minta nehézsávszány összetétele szintén lehet különböző.) A különböző időpontban vett hasonló – bár sorrendiségében némileg eltérő – vizsgálati módszerrel átesett anyag nehézsávszányösszetétele azonos, a kiinduló anyag (40 ill. 20 kg) eltérő mennyisége nem hat zavarólag (A csémi kontrollpontban az ilmenit és az epidot valamivel nagyobb mennyiségben jelenik meg, a karbonát kisebb arányban). A *II. táblázat* alapján az alábbiak állapíthatók meg:

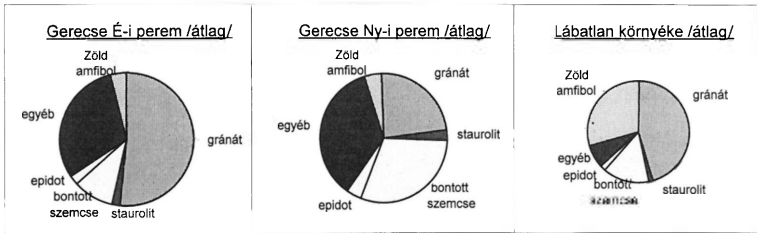
– A jelenkori Dunapart és a II/a és II/b. teraszok tekintett képződmények (1, 2, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 47.) nehézsávszány összetétele Ácstól Mocsáig, Dunaalmásig jellegében változatlan, 50–60% gránáttartalommal, 15–25% karbonáttartalommal, 5–15% bontott szemcse aránnyal, alacsony magneitoilmenit tartalommal jellemezhető. Ezen a területen belül a 10. eltérő összetételű, nehézsávszány spektrumában a karbonát, bontott szemcse és a közettörmelék összege 80%-nál nagyobb arányú, gránáttartalma minimális.

– A Kisalföld D-i részén a IV. sz. teraszok tekintett szigethegyek (19, 20, 21, 22, 23.) nehézsávszányösszetétele különbözik az előbb II/a–II/b. teraszok területétől, relatíve kisebb gránáttartalommal jellemezhető (6. ábra). A terasz-szigetsor Ny-i, Győr környéki vége (39, 41, 46, 51.) ilmenitdúsabb, mint a Tatai-árok Ny-i oldalán elhelyezkedő, emellett bontottság, karbonát, gránát, hornblende, epidot tekintetében is jobban elkülönülnek a fiatalabb teraszok (35, 49, 44.) nehézsávszány spektrumától.

– A Gerecsén belül a dunai illetve közelhegységi hatás mértékét figyelembe véve három területet lehet elkülöníteni (7. ábra). Az első csoportba (Gerecse É-i

perem) az erősebb dunai hatás érvényesül, nagy gránát és közepes mennyiségű staurolit tartalommal jellemezhető, a 3, 26, 36, 37, 48, 50. mintavételi pontok képviselik, a nehézsárványösszetétel a Kisalföldi II/a–II/b. teraszokhoz hasonló. A második (Lábatlan) csoportba (18, 25, 26, 34.), mely területileg fedésben van az előzővel, az erős "közlehegységi" hatást tükröző minták kerültek, ezekre kis staurolit-, gránát- és epidottartalom és nagy hornblende arány jellemző valamint az alacsony bontott szemcse mennyiség. A harmadik csoportot (17, 24, 28, 29, 30, 31.), a Gerecse Ny-i peremén elhelyezkedő feltárások alkotják, melyek a dunai teraszrendszer legidősebb kavics szintjei, magas bontott szemcse mennyiséggel, sok hiperszténnel, epidottal és staurolittal, valamint alacsony gránáttartalommal. Ezen feltárások nehézsárványsprektuma a tatai terasz-szigethegyek feltárásaihoz hasonló.

– A Vértes É-i előterében elhelyezkedő mintavételi pontok (42, 33, 43, 32.) eltérő lepusztulási területre utalnak, ugyanis egymáshoz sem hasonlítanak. A 32, 43. min-



7. ábra. A gerecsei teraszok nehézsárvány összetételei

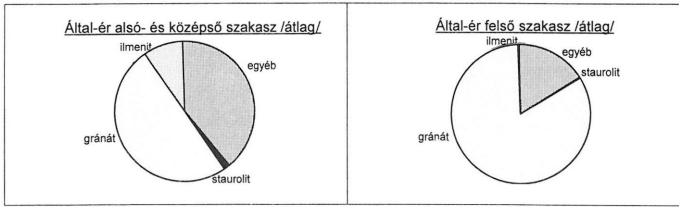
Fig. 7 The heavy mineral spectra of the terraces of the Gerecse Mountains

tavételi pontok zoizit tartalommal ütnek el környezetüktől, a 42. és a 33. feltárások nehézsárványspektuma gránát, limonit, ilmenit, hornblende, epidot tekintetében tér el. Külön csoportot alkotnak az Által-ér alsó és középső szakaszán elhelyezkedő minták (8, 38, 40, 15.), melyek magas magnetit és ilmenit tartalommal bírnak, kisebb a gránáttartalmuk, nagyobb a hipersztén és a staurolit mennyisége.

Következtetések

– Az eredmények csak azonos mintavételezésen és mintaelőkészítésen átesett mintákkal hasonlíthatók össze.

– A minták tömegeloszlásának és nehézsárványspektrumának értékelése hasonló, ez azt jelzi, hogy a különbségek már a mintaelőkészítés folyamán kialakulnak, s a frakciók eltérő tömegeloszlásában jelennek meg. Ugyanakkor az I. táblázat eredményeinek értékelését az II. táblázat csak részben igazolja vissza.



8. ábra Az Által-éri feltárások nehézsásvány összetételei

Fig. 8 The heavy mineral spectra of the outcrops of the Által-ér

Ennek oka, hogy az I. táblázat, 3 paraméter (PII–PIII–D) értékeinek feldolgozásával kialakult különbségek megoszlanak a II. táblázat 20–30 paramétere között, azaz ezen összefüggések tisztázása bonyolultabb.

– A minták tömegeloszlása alapján a következő teraszok mutathatók ki: ártér, II/a, II/b, IV–VI, a minták nehézsásványtartalmában csak a II/a–II/b. és a IV–VI. teraszok közti különbség mutatható ki. A nehézsásványösszetételből nem következik a teraszok valószínűsíthető száma.

– A nehézsásványspektrum a IV. sz. teraszon belül ingadozik. A szint kialakulásakor jelentős különbségek voltak az adott szakaszhoz tartozó lepusztulási területek között, a szinten belül eltérő földtani kifejlődések interférálódnak. A II/a–II/b. teraszon belül a változatosság lényegesen kisebb.

– A IV. sz. terasz és a III–V–VI. között nem lehet különbséget tenni, azaz jellegükben azonosak, ez azt jelzi, hogy hasonló földtani háttér mellett képződtek. A II/a–II/b és a IV. teraszok közti különbségek a lepusztulási környezetek közti különbségre vezethetők vissza, a IV. terasz anyagának lerakódása idején a Duna mellett más folyók (pl. Kárpátokból) üledékei is nagyobb szerepet játszottak az üledékképződésben. Erre utal, hogy a IV. teraszok fekéje Sashegy-puszta és Neszmély között azonon keresztül tegezett homok, mely képződésében a Kárpátok folyói is részt vettek.

– Az Által-éri minták összetétele mind a gerecsei, mind a kalföldi területtől eltér, az Által-ér alsó-középső (Tatai-árok) és felső (Vértes É-i elöter) szakaszán eltérő nehézsásványspektrumok fordulnak elő. Ez valószínűleg annak következménye, hogy a felső szakasz a Vértes oligomiocén (Csatka F.) képződményei, míg az alsó szakasz – magas magnetit-ilmenit tartalom – a Gerecse kréta törmelékes kifejlődés (Neszmélyi F.) hatása alatt áll. A felső és középső szakasz mintáinak tömegeloszlása hasonló, ugyanakkor nehézsásványtartalmuk különböző, ennek az a magyarázata, hogy a tömegeloszlás értékeléséhez használt frakciók (PII, PIII, D) nem tartalmazzák a nehézsásványspektrumban megjelenő különbségeket (ilmenit, magnetit – F, PI frakciók). Az Által-ér felső szakaszának feltárásai egymáshoz sem hasonlíthatnak, ezen a területen további részletesebb vizsgálatok szükségesek a lepusztulási területek azonosításához.

Köszönetnyilvánítás

Jelen munka az OTKA T 016788 sz. projekt támogatása révén készült, ezúton szeretnék köszönetet mondani a projekt irányítóinak.

Irodalomjegyzék–References

- BACSAK Gy. 1955: A pliocén és a pleisztocén az égi mechanika megvilágításában. – *Földt. Közl.* **85**, 70–105.
- CHOLNOKY J. 1925: A folyóvölgyekről. – *Mat. Term. Tud. Ért.* **42**, 101–110.
- CSÁSZÁR, G., ÁRGYELÁN, G. 1994: Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous Formations of the Gerecse Mountains, Hungary and their palaeogeographic implications. – *Cretaceous Research* **15**, 417–434.
- DETRÉ Cs. 1998: A szférulák. Kozmikus események hírnökei. – *Term. Világa* **2**, 71–73.
- GEDÉONNÉ RAJETZKY M. 1973: Fosszilis folyóvízi üledékek mikromineralógiai spektrumának értelmezése recens hordalékvizsgálatok alapján. – *Földt. Közl.* **103**, 285–293.
- GYURICZA Gy. 1994: Mikromineralógiai vizsgálatok Paks térségében. – MÁFI Kézirat 50 p.
- HAHN Gy. 1972: Tata környékének geomorfológiai képződményei. – *Földr. Ért.* **21/4**, 389–408.
- HAHN Gy. 1989: A magyarországi kavicszintek és teraszok kronológiai átértékelésének gyakorlati jelentősége. – *Földt. Kut.* **32/4**, 59–64.
- HERMANN M. 1956: Kisalföldi és dunántúli pannóniai homok mikromineralógiai vizsgálata. – *Földt. Közl.* **86**, 59–65.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannon képződményei. – *MÁFI Évkönyve* **62**, 259 p.
- JÁMBOR Á., KÖRPÁS L. 1969: A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. – *MÁFI Évi Jel.* 1969-ről 75–92.
- KÉZ A. 1934a: A Duna Győr-Budapesti szakaszának kialakulásáról. – *Földr. Közl.* **62**, 175–193.
- KÉZ A. 1934b: A Duna visegrádi áttörése. – *MTA Mat. és Term. Ért.* 713–751.
- KROLOPP E. 1991: Kisalföldi folyóvízi képződmények Mollusca-faunája. – MÁFI Kézirat 16 p.
- MIKE K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. – Aqua Kiadó, Bp. 698 p.
- MILANKOVICH, M. 1930: Mathematische Klimalehre. Hb. d. Klimatologie. 1. köt. Berlin 176 p.
- MOLNÁR B. 1963: A Délalföldi pliocén és pleisztocén üledékek tagolása nehézasvány-összetétel alapján. – *Földt. Közl.* **93/1**, 97–107.
- MOLNÁR B. 1964: A magyarországi folyók homoküledékeinek nehézasvány-összetétel vizsgálata. – *Hidr. Közl.* **8**, 347–355.
- MOLNÁR B. 1969: A szemcsenagyság és a nehézasvány összetétel összefüggései. – *Földt. Kut.* **12/2**, 8–17.
- MOLNÁR P. 1995: Duna teraszok- Fejlődési modell. – MÁFI Kézirat 14 p.
- MORTON A.C. 1991: Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. – *Geological Society Special Publication* **57**, 31–45.
- NEMESI L. et al. 1994: A kisalföldi medence aljzatának és kéregszerkezetének kutatása az ELGI-ben 1982–90 között. – *Geof. Közl.* **39/2–3**, 193–223.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. – Akadémiai kiadó Bp. 292 p.
- PÉCSI M. 1973: Geomorphological position and absolute age of the Lower Paleolithic site at Vértesszőlős. – *Földr. Közl.* **21(97)**, 109–115.
- PÉCSI M. et al. 1980: A Gerecse hegység geomorfológiai szintjei. – MÁFI Adattár **84** p.
- PÉCSI M. 1991: A magyarországi Duna-völgy teraszai és szintjei. – In: Pécsi M.: *Geomorfológia és domborzatminősítés*. MTA FKI kiadvány, Bp. 36–57.
- SZÁDECCZY-KARDOSS E. 1938: Geologie der Rumpfungarlandischen kleinen Tiefebene – A soproni Bánya és Erdőmérnöki Főiskolai Közl. **10** (2). 444 p.
- VASS, D. et al. 1990: Out-line of Danube basin geology. – *Földt. Közl.* **120**, 193–214.

Adatok a Duna-hordalékkúp és teraszok kapcsolatához Győr környékén

New data on the Relationship between the Danube's Alluvial Fan and Terraces in the vicinity of Győr, Hungary

KAISER Miklós¹ – KROLOPP Endre¹ – SCHAREK Péter¹
(3 ábra)

Abstract

During the complex geological mapping of the Little Hungarian Plain (Kisalföld) – carried out with international co-operation (DANREG Programme) – the authors collected new fossils, borehole data and showed that the disintegration of the late Pleistocene Danube cone was initiated by renewing of the Rába tectonic line between the Győr Basin and the Győr-Tata terrace hills. The movements started at the end of Mindel glaciation.

Manuscript received: 21. 05. 1998

Összefoglalás

A Kisalföld komplex földtani térképezése során és a DANREG nemzetközi földtani együttműködés keretében a szerzők újabb faunaleletek begyűjtésével és a földtani-szerkezeti kép elemzésével kimutatták, hogy a Győri-medence és a Győr-Tatai-teraszvidék között, a Rába-vonal a mindel glaciális végi felújulásával kezdődött a Duna kisalföldi hordalékkúpjának feldarabolódása.

Bevezetés

A vizsgált terület a Győr-tatai-teraszvidék Ny-i pereme és a Győri-medencének a teraszvidékkel szomszédos része. A Győri-medencét kitöltő hordalékkúp üledékei a Rába–Mosoni-Duna–Öreg-Duna vonaláig jelentősen kivékonodnak, ettől D-re felső-pannóniai rétegeken kialakult lépcsősen kiemelkedő teraszvonulatok sorakoznak.

A táj kialakulásával SZÁDECZKY-KARDOSS (1938) és PÉCSI (1959) foglalkoztak korábban részletesen. Értelmezésük szerint a Kisalföld É-i részén a pliocén végén megjelenő Duna a kora- és középső-pleisztocénben hatalmas hordalékkúpot halmozott fel. A középső-pleisztocénben a hordalékkúp középső és É-i része megsüllyedt és a süllyedésben egy újabb hordalékkúp képződése indult meg. A süllyedésből kimaradt területeket a Duna részben erodálta és felszínükön teraszokat alakított ki. Az idősebb hordalékkúp maradványai Ausztriában a

¹ Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest Stefánia út 14.

Parndorfi-fennsíkon, Magyarországon a Győr–tatai-teraszvidék legfelső teraszain maradtak fenn. A fiatalabb hordalékkúp Ny felől a Rába–Duna vonaláig húzódik. A hordalékkúp különböző korú üledékei a Szigetközben egymás alatt, ettől D-re egymás mellett települnek a felszínen.

A Kisalföld részletes földtani térképezése (SCHAREK szerk. 1991) keretében az általános földtani helyzet tisztázására számos térképező- és a negyedidőszaki képződményeket harántoló mélyfúrást telepítettek. A rendelkezésre álló mintákból KROLOPP E. makrofauna vizsgálatokat végzett és ezeket terepi vizsgálatokkal is kiegészítette.

A vizsgálatok lehetőséget adtak a felszínközeli rétegek részletes földtani tagolására (SCHAREK szerk. 1991) de a szerkezeti összefüggések még feltáratlanok maradtak.

A magyar részről CSÁSZÁR G. koordinálásával befejezett háromoldalú (magyar–osztrák–szlovák) földtani kutatás a Duna mentén (DANREG projekt) lehetőséget adott a Kisalföld peremvidékének újbóli bejárására – országhatártól függetlenül – és a korábban már feltételezett kapcsolatok bizonyítására. A Duna kisalföldi hordalékkúpjának és teraszainak kialakulását a szerzők egy jelenleg befejezés alatt álló, nagyobb szabású munkájukban vizsgálják.

A tisztánlátást nagyban elősegítette a DANREG projektet támogató OTKA pályázat azzal, hogy lehetővé vált egy fúrás lemélyítése és részletes feldolgozása Győr térségében (1. és 2. ábra).

Jelen beszámoló a fúrás és a környező lelőhelyek eredményei alapján levonható következtetéseket taglalja.

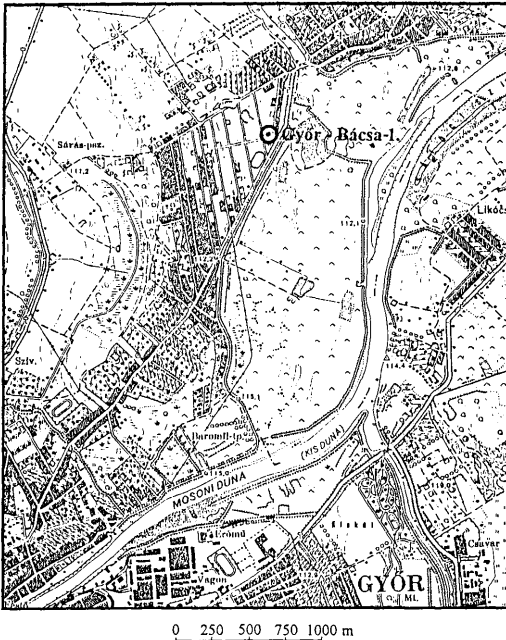
A Duna holocén hordalékkúpja és ártéri szintjei

A csekély szintkülönbséget mutató ártéri szint az óholocén magas ártérre és az újholocén alacsony ártérre osztható. A középvízszint felett két-három méter relatív magasságú alacsony ártér az Öreg-Duna és a Mosoni-Duna mellett keskeny sávban alakult ki, továbbá megfigyelhető még a Szigetköz területén foltszerűen a feltöltött morotvák, medermaradványok helyén kialakult mélyedésekben.

Az 5–6 méter relatív magasságú magas ártér foglalja el a Szigetköz nagy részét, felszínét elsősorban egykori zátonymaradványok építik fel. Győrtől közvetlenül É-ra 5–10 méter vastag néhány km² kiterjedésű futóhomok takaró borítja. A Mosoni-Duna jobb oldalát keskeny sávban kíséri, csak Győr környékén szélesedik ki.

Az ártéri üledék felső-pannóniai fekéje a Mosoni-Duna mentén 98–100 m Bf., Likócs és Gönyü között Győrszentivántól É-ra a feké lemélyül 85 m Bf.-i magasságig. A Mosoni-Dunától É-ra a feké fokozatosan, majd a Szigetköz közepe táján egyre erősebben mélyül több száz méter mélységig (3. ábra).

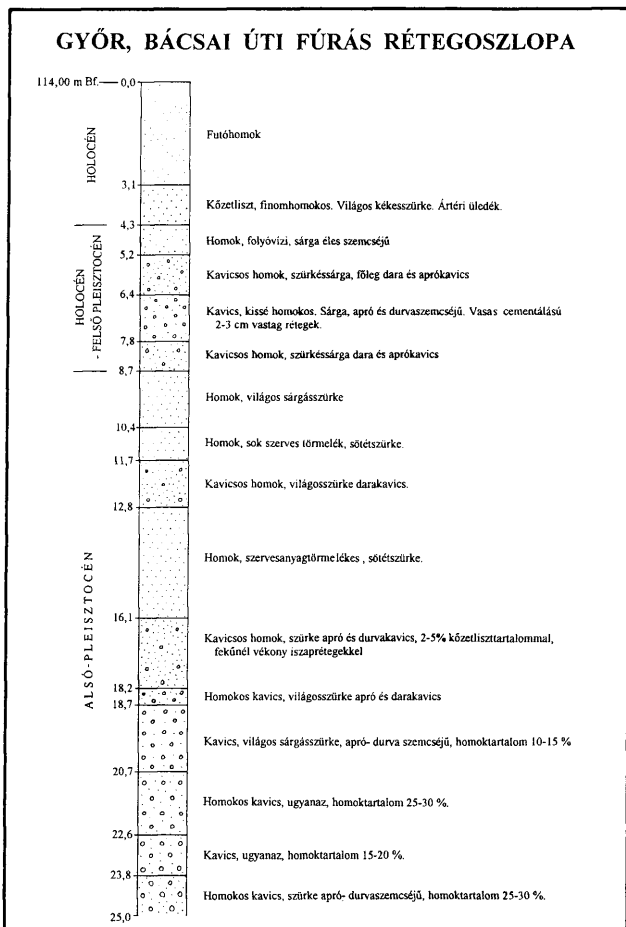
A hordalékkúp peremi részének települési viszonyait a győri Bácsai úton a sportpálya mellett mélyített 25 m mély fúrás tárta fel. A pannóniai feké itt majdnem 30 m mélyen van. A fúrásban vékony futóhomok alatt holocén ártéri



1. ábra. Győr Bácsai úti fúrás helyszínrajza

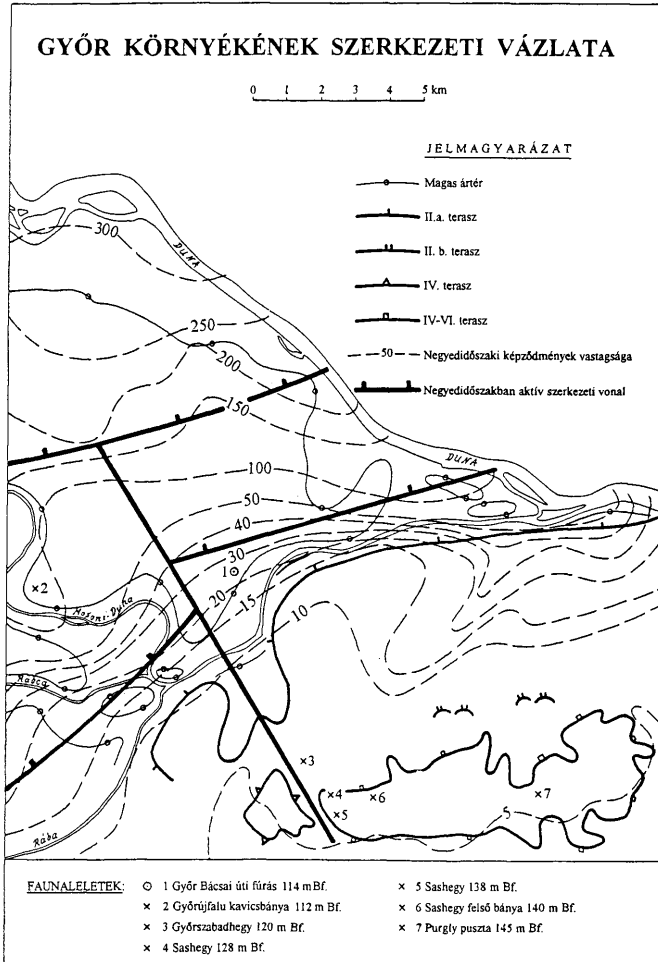
Fig. 1 Situation of the borehole Győr Bácsa-1

iszap települ, majd 8,7 m mélységig homok és homokos kavics következik. Alatta 18,2 m-ig homok és kavicsos homok található, legnagyobb része szervesanyag törmelékes, sötétszürke színű (2. ábra). Ebből a rétegből 11 m-től lefelé és az alatta települő kavicsból alsó-pleisztocén Mollusca fauna került elő (ld. KROLOPP E. meghatározásait a továbbiakban). A holocén ártéri iszap és az alsó-pleisztocén homok közötti 4,4 m vastag homok és kavics kora egyaránt lehet holocén vagy késő-pleisztocén. Az ártéri holocén rétegek átlagos vastagsága és fekvésük tengerszint feletti magassága alapján valószínűnek látszik, hogy a fúrás anyaga 8,7 m mélységig holocén és feltételezhető, hogy Győr környékén a peremek felé kivékonyodó középső- és felső-pleisztocén rétegeket a holocén folyamán a Duna erodálta.



2. ábra. Győr, Bácsai úti fúrás rétegoszlopa

Fig. 2 Lithologic column of the borehole Győr Bácsai-1



3. ábra. Győr környékének szerkezeti vázlatja

Fig. 3 Neotectonic sketch of the neighbourhood of Győr

A kb. 4 km-rel nyugatabbra fekvő Győrújfalui kavicsbányában (JÁNOSSY & KROLOPP 1994) a középső- és felső-pleisztocén rétegek vastagsága szintén elég csekély, a 24 m vastag ősmaradvány mentes holocén és felső- (középső-?) pleisztocén rétegsor alatt alsó-pleisztocén rétegek következnek.

A pleisztocén teraszok elhelyezkedése és települése

A Mosoni-Dunától K-re húzódik a Győr-tatai teraszvidék. Felszínét D, illetve K felé lépcsősen emelkedő teraszok építik fel.

Az első terasz (II/a.) relatív magassága 8–12 m. A terasz anyaga 4–10 m vastag homokos kavics, fedője általában néhány m vastag futóhomok. Kialakulásának kora a würm második fele (PÉCSI 1959; FRANYÓ et al. 1971). Feküje felső-pannóniai kőzetliszt, homok (Tihanyi Formáció). A feké magassága átlagosan 105 m Bf. Likócs–Győrszentiván–Gönyű vonalától É-ra a feké 85 m Bf. körül helyezkedik el, viszont a terasz pereme ettől 1–3 km-re É-ra húzódik. Itt a terasz a Mosoni-Duna mellett, azzal párhuzamosan alakult ki, kiterjedve a kisalföldi hordalékkúp 30–35 m-re kivastagodott kavicsrétegére is.

A II/b. terasz csak foltszerűen, kisebb lépcsők, pihenők felszínén maradt fenn. Fekümélysége 110–115 m Bf.

A III. terasz Győr környékén nem fejlődött ki.

A legmagasabb terasz egy K-Ny-i irányú felszabdalt dombvonulat tetőszintjein található. A szint relatív magassága 35–40 m, Ny felé kissé lealacsonyodik. Azonos kőzetösszetételű anyaga több feltárásban tanulmányozható.

A Győr-sashegyi téglagyár fejtője 127–128 m Bf. magasságban alsó-pleisztocén (günz-günz-mindél) faunát, 138–139 m Bf. magasságban középső-pleisztocén (mindél-mindél-riss) faunát tartalmaz. A két lelet nem egy falból került elő de egymásra településük megállapítható. Ez igazolja a korábbi (SZÁDECZKY-KARDOSS 1938; PÉCSI 1959) véleményeket, hogy a legfelső teraszszint a Duna alsó- és középső-pleisztocén hordalékkúpjának normális sztratigráfiája sorrendben települt maradványa. A mindél kori (IV.) terasz anyaga azonban nem borítja egybefüggően a terasz felszínét, mivel a felszín közelében alsó-pleisztocén (Sashegy, felső bánya 140–145 m Bf.) és középső-pleisztocén (Sashegy 138 m Bf., Purgly-pusztá 145–150 m Bf.) kavics is előfordul.

A terasz kavics vastagsága 2–6 m, elterjedése nem teljesen összefüggő, a tetőszint É-i peremén Tiborháza környékén hiányzik. Feküje felső-pannóniai (Tihanyi Formáció) agyag, kőzetliszt, homok. A tiborházai homokbányában a korábbi irodalomban "Unio wetzleri-vel" jellemzett homokrétegek figyelhetők meg. A homok felső 1,5 m-es szakaszában meszes cementálású rétegek és konkréciók fordulnak elő, valószínűleg a messinai korszakban kialakult száraz éghajlat következményeként. Ugyanez a homok a sashegyi bányában is előbukkan. Általában megfigyelhető, hogy a pannóniai rétegek 2–3°-kal ÉNy-ra dőlnek. A terasz kavics lenyesett pannóniai fekéjének lejtése ugyanebben az irányban 1,5°.

Győr-Sashegytől Ny-ra a Győrszabadhegy 128–138 m magas felszínén megfigyelhető 3–4 m vastag kavicsréteg valószínűleg a IV. (mindél) teraszhoz tar-

tozik. A kavicsréteg a Győrszabadhegy melletti 128 m magasságot elérő dombon folytatódik. A korjelző faunaleletek a domb oldalába telepített téglagyár fejtőjéből származnak.

Szerkezeti következtetések

Az új fúrás adatait és a DANREG keretében elvégzett vizsgálatok eredményeit (MOLNÁR P. szóbeli közlései) felhasználva elkészítettük Győr környékének szerkezeti vázlatát (3. ábra). A Győri-medence és a Győr-tatai-teraszvidék közötti szerkezeti különbség tény, amit nem kell újra bizonyítanunk, hanem a faunaleletek és vastagsági-települési adatok figyelembevételével kialakulásának okait és korát kívánjuk bemutatni.

Kitekintve a tágabb régió földtani szerkezetére, közismert, hogy a Kisalföld medencéjének peremét DK felől a Rába-vonal határolja (KÓRÖSSY 1963; RÓNAI 1977; BALLA 1993). Ezen nagyszerkezeti öv mentén a harmadidőszak elejétől függőleges és vízszintes elmozdulások történtek. A legjelentősebb függőleges mozgások a bádeni korszak végétől a negyedidőszakig tartottak. A szerkezeti okok mellett az üledékek kompakciója is további süllyedést okozott, melynek hatását az idősebb pleisztocén hordalékkúp jelentős vastagsága is bizonyítja. Ennek roncsai a kiemelt területeken a IV–VI. teraszok formájában vannak jelen, összefüggésüket az őslénytani leletek bizonyítják.

Ebből az következik, hogy a IV. sz. (mindel) terasz kialakulása előtt a Duna még átfolyt a Rába-vonal felett, annak felújulása a mindel glaciális végére tehető.

A győrszabadhegyi IV. (mindel) terasz a sashegyi mindel szinttől 2 km-rel nyugatabbra, 5–10 m-rel alacsonyabban helyezkedik el. SÜMEGHY (1942) a két szint között is egy jelentősebb vetőre következtetett. A terasz kavics fekéjének kb. 1,5°-os dőlését figyelembe véve azonban legfeljebb csak kisebb lépcsőt, ill. a részleges kiemelkedést kísérő kibillenést feltételezhetünk.

A 3. ábrán azokat a szerkezeti vonalakat jeleztük vázlatosan, melyek meghatározták (és valószínűleg ma is meghatározzák) a Duna eróziós-akkumulációs tevékenységét. A Bácsai-úti fúrás faunalelete jelzi a kapcsolatot az idősebb teraszok felé és valószínűsíti, hogy a teraszok mai határait az utólagos lepusztulás alakította ki, melyet a Győri-medence további süllyedése és az ezt kísérő billenő mozgás felerősített.

Ősmaradvány előfordulások a Győr környéki Duna üledékekben

Győr, Bácsai úti fúrás mintáinak vizsgálata

8 m

Unio cf. crassus Retz.

Pisidium sp. indet.

Valvata naticina Menk.

Bithynia tentaculata (L.) operculum

Chondrula tridens (Müll.)

Helicidae indet.

héjtöredékek

9 m

Unio sp. indet.

Planorbis planorbis (L.)

héjtöredékek

8,7–10,4 m

Valvata piscinalis (Müll.)

Bithynia leachi (Shepp.) operculum

héjtöredékek

uszadékfa-darab

10 m

Unio sp. indet.

Planorbis planorbis (L.)

Pisidium sp. indet.

Helicidae indet.

Bithynia leachi (Shepp.) operculum

héjtöredékek

10,4–11,7 m

Unio sp. indet.

Fagotia sp. indet.

Valvata sp. indet.

Pupilla muscorum (L.)

Bithynia leachi (Shepp.) operculum

héjtöredékek

szenesedett növényi törmelék

11–12 m

Unio sp. indet.

Fagotia esperi (Fér.)

Pisidium sp. indet.

Gyraulus albus (Müll.)

Theodoxus prevostianus (C.Pfr.)

Granaria frumentum (Drap.)

Neumayria crassitesta (Brömme) ?

Clausiliidae indet.

Bithynia leachi (Shepp.)

héjtöredékek

Bithynia leachi (Shepp.) operculum

növényi törmelék

12,8–14,8 m

Unio sp. indet.

Valvata naticina Menke

Neumayria crassitesta (Brömme) operculum

Clausiliidae indet.

Chondrula tridens (Müll.)

szenesedett növényi törmelék

Héjtöredékek

16,1–18,2 m

Unio sp. indet.

Lymnaeidae indet.

Pisidium clessini Neum.

Prososthenia sp. indet.

Pisidium sp. indet.

Fagotia acicularis (Fér.)

Valvata piscinalis (Müll.)

Planorbis planorbis (L.)

Valvata naticina Menke

Granaria frumentum (Drap.)

Valvata pulchella (Stud.)

Helicidae indet.

Viviparus boeckhi (Halav.)

héjtöredékek

Bithynia leachi (Shepp.) operculum

szenesedett növényi törmelék

Neumayria crassitesta (Brömme) operculum

18,2 m

Unio cf. *crassus* Retz.

Lymnaeidae indet.

Theodoxus transversalis (C.Pfr.)

héjtöredékek

Fagotia acicularis (Fér.)

18,7-20,7 m*Unio* sp. indet.*Pisidium* sp. indet.*Lithoglyphus naticoides* (C.Pfr.)*Fagotia* sp. indet*Planorbis planorbis* (L.)*Chondrula tridens* (Müll.)

héjtöredékek

szenesedett növényi törmelék

22,6-23,8 m*Unio* sp. indet.*Valvata* sp. indet.*Planorbis planorbis* (L.)*Perforatella bidentata* (Gmel.)*Helicidae* indet.

héjtöredékek

11 m-től lefelé alsó-pleisztocén mollusca fauna (*Viviparus boeckhi* biozóna).**Győr-Sashegy, alsó kavicsbánya****Alsó szint (128–129 m Bf.)***Unio crassus* Retz.*Pisidium amnicum* (Müll.)*Pisidium clessini* Neum.*Pisidium* cf. *henslowanum* (Shepp.)*Theodoxus danubialis* (C.Pfr.)*Theodoxus transversalis* (C.Pfr.)*Viviparus acerosus zsigmondyi* (Halav.)*Viviparus boeckhi* (Halav.)*Valvata piscinalis* (Müll.)*Valvata naticina* Menke*Lithoglyphus naticoides* (Fér.)*Bithynia tentaculata* (L.)*Bithynia leachi* (Shepp.)*Fagotia acicularis* (Fér.)*Lymnaea palustris* (Müll.)*Sphareium rivicola* (Lam.)*Planorbis barbus* (L.)*Planorbis planorbis* (L.)*Anisus spirorbis* (L.)*Gyraulus albus* (Müll.)*Segmentina nitida* (Müll.)*Orcula dolium* (Drap.)*Vallonia pulchella* (Müll.)*Chondrula tridens* (Müll.)*Clausilia pumila* (C.Pfr.)*Ruthenica filigrana* (Rm.)*Clausiliidae* indet.*Discus ruderratus* (Fér.)*Perforatella bidentata* (Gmel.)*Cepaea* sp. indet. ?Alsó-pleisztocén mollusca fauna (*Viviparus boeckhi* biozóna)

Megjegyzés: közvetlenül a pannóniai üledékek fölött, a folyóvízi rétegsor leg-aljáról begyűjtött minták.

Felső szint (138–139 m Bf.)*Sphaerium corneum* (L.)*Pisidium* cf. *henslowanum* (Shepp.)*Pisidium amnicum* (Müll.)*Pisidium* sp. indet.*Valvata cristata* Müll.*Valvata pulchella* (Stud.)*Valvata piscinalis* (Müll.)*Valvata naticina* Menke*Columella edentula* (Drap.)*Pupilla muscorum* (L.)*Orcula dolium* (Drap.)*Vallonia pulchella* (Müll.)*Vallonia costata* (Müll.)*Vallonia tenuilabris* (A.Br.)*Chondrula tridens* (Müll.)*Clausilia dubia* Drap.

<i>Lithoglyphus naticoides</i> (Fér.)	<i>Clausilia pumila</i> C.Pfr.
<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	<i>Neostyriaca corynodes</i> (Held)
<i>Bithynia leachi</i> (Shepp.)	<i>Macrogastra ventricosa</i> (Drap.)
<i>Lymnaea palustris</i> (Müll.)	Clausiliidae indet.
<i>Lymnaea peregra</i> f. <i>ovata</i> (Drap.)	<i>Punctum pygmaeum</i> (Drap.)
<i>Planorbis planorbis</i> (L.)	<i>Discus rudерatus</i> (Fér.)
<i>Anisus spirorbis</i> (L.)	<i>Vitrea crystallina</i> (Müll.)
<i>Anisus septemgyratus</i> (Rm.)	<i>Nesovitrea hammonis</i> (Ström)
<i>Anisus leucostoma</i> (Müll.)	<i>Zonitoides nitidus</i> (Müll.)
<i>Gyraulus laevis</i> (Ald.)	<i>Euconulus fulvus</i> (Müll.)
<i>Succinea oblonga</i> Drap.	<i>Semilimax semilimax</i> (Fér.)
<i>Succinea</i> cf. <i>putris</i> (L.)	<i>Helicopsis striata</i> (Müll.)
<i>Succinea elegans</i> Risso	<i>Trichia hispida</i> (L.)
<i>Succinea</i> cf. <i>schumacheri</i> And.	<i>Trichia striolata</i> (C.Pfr.)
<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müll.)	<i>Perforatella bidentata</i> (Gmel.)
<i>Granaria frumentum</i> (Drap.)	<i>Arianta arbustorum</i> (L.)
<i>Vertigo pygmaea</i> (Drap.)	<i>Vertigo antivertigo</i> (Drap.)

A fauna a középső-pleisztocén alsó szakaszát (*Perforatella bidentata* biozóna, vagy *Helicigona vertesi* biozóna) képviseli.

Győr-Sashegy, felső kavicsbánya

<i>Unio</i> sp. indet.	<i>Fagotia acicularis</i> (Fér.)
<i>Pisidium amnicum</i> (Müll.)	<i>Fagotia esperi</i> (Fér.)
<i>Theodoxus transversalis</i> (C.Pfr.)	<i>Planorbarius corneus</i> (L.)
<i>Valvata piscinalis</i> (Müll.)	<i>Ena montana</i> (Drap.)
<i>Valvata naticina</i> Menke	Clausiliidae indet.
<i>Viviparus boeckhi</i> (Halav.)	<i>Perforatella bidentata</i> (Gmel.)
<i>Bithynia leachi</i> (Shepp.)	<i>Aegopsis verticillus</i> (Fér.)
<i>Neumayria crassitesta</i> (Brömme)	<i>Helicigona</i> sp. indet.?
<i>Lithoglyphus naticoides</i> (Fér.)	<i>Bradybaena fruticum</i> (Müll.)

A *Viviparus boeckhi* biozónába tartozó alsó-pleisztocén mollusca fauna. Megjegyzés: A bánya az előzőtől mintegy 1 km-re keletre van.

Győrszabadhegy, kavicsbánya

<i>Pisidium amnicum</i> (Müll.)	<i>Succinea elegans</i> Risso
<i>Pisidium</i> cf. <i>henslovanum</i> (Shepp.)	<i>Succinea oblonga</i> Drap.
<i>Pisidium</i> sp. indet.	<i>Vallonia costata</i> (Müll.)
<i>Valvata pulchella</i> (Stud.)	<i>Chondrula tridens</i> (Müll.)
<i>Valvata naticina</i> Menke	Clausiliidae indet.
<i>Lymnaea palustris</i> (Müll.)	<i>Trichia hispida</i> (L.)

Planorbis planorbis (L.)
Gyraulus albus (Müll.)

Arianta arbustorum (L.) cfr.

A mollusca faunában korhatározó értékű faj nincsen. A fauna jellege és a régebben talált gerinces maradványok (*Palaeoloxodon antiquus*) alapján kora a középső-pleisztocén idősebb része.

Megjegyzés: A lelőhely a győrszabadhegyi téglagyár (jelenleg Győr része). Az anyag a pannóniai üledéksort fedő kavicsos homokrétegből származik.

Purgly-tanya (Bőnyrétalap)

Pisidium sp. indet.
Valvata cristata Müll.
Valvata pulchella (Stud.)
Valvata piscinalis (Müll.)
Valvata naticina Menke
Bithynia tentaculata (L.)
Bithynia leachi (Shepp.)
Lithoglyphus naticoides (Fér.)
Lymnaea palustris (Müll.)
Lymnaea peregra f. *peregra* (Müll.)
Lymnaea truncatula (Müll.)
Planorbis planorbis (L.)
Anisus leucostoma (Mill.)
Gyraulus cf. *laevis* (Ald.)
Bathymphalus contortus (L.)
Succinea cf. *elegans* Risso
Succinea oblonga Drap.
Cochlicopa lubrica (Müll.)
Vertigo antivertigo (Drap.)
Vertigo alpestris (Ald.)
Vertigo parcedentata (A.Br.)
Granaria frumentum (Drap.)
Pupilla muscorum (L.)

Pupilla triplicata (Stud.)
Columella columella (G.Mart.)
Orcula dolium (Drap.)
Vallonia pulchella (Müll.)
Vallonia costata (Müll.)
Vallonia emniensis (Gredl.)
Vallonia tenuilabris (A.Br.)
Chondrula tridens (Müll.)
Clausilia dubia Drap.
Clausilia pumila C.Pfr.
Neostyriaca corynodes (Held)
Macrogaster densestriata (Rm.)
Vitrea crystallina (Müll.)
Euconulus fulvus (Müll.)
Nesovitrea hammonis (Ström)
Zonitoides nitidus (Müll.)
Semilimax semilimax (Fér.)
Discus ruderratus (Fér.)
Punctum pygmaeum (Drap.)
Trichia hispida (L.)
Trichia striolata (C.Pfr.)
Perforatella bidentata (Gmel.)
Arianta arbustorum (L.)

Középső-pleisztocén korú fauna. A *Perforatella bidentata* biozónát, vagy a *Helicigona vertesi* biozónát képviseli.

A kutatás az OTKA T 023871 és T 016788 projektek támogatásával folyt.

Irodalom-References

- ÁDÁM L., MAROSI S. 1975: A Kisalföld és a nyugat-magyarországi peremvidék – *Magyarország Tájföldrajza* 3, Akadémiai Kiadó, Budapest 605 p.
 BALLA Z. 1993: A Kisalföld medencealjzatának tektonikája – Kézirat, MÁFI, Kisalföld Projekt Adattára.

- FRANYÓ F. et al. 1971: L-33-VI. Győr. *Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához*. – Magyar Állami Földtani Intézet Térképtára 157 p.
- HORUSITZKY H. 1942: Sopron vármegye csornai és kapuvári járásának artézi kútjai. Földtani Intézet Alkalmi Kiadványai p. 35.
- JÁNOSSY D., KROLOPP E. 1994: Alsó-pleisztocén Mollusca- és gerinces fauna a győrfújfalui kavicsbányából – *Földtani Közlöny* 124, 403–440.
- KÖRÖSSY L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete – *Földtani Közlöny* 93, 153–172.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Dunavölgy kialakulása és felszínalaktana. – *Földrajzi Monográfiák* 3, 346 p.
- RÓNAI A. 1977: Negyedidőszaki kéregmozgások a Magyar-medencében – *Földtani Közlöny* 107, 431–436.
- SCHAREK P. (szerk.) 1991: *Magyarázó a Győr-északjelű térképlaphoz – A Kisalföld földtani térképsorozata 1:100 000*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 31 p.
- SCHIEFFER V., KÁNTÁS K. 1949: A Dunántúl regionális geofizikája – *Földtani Közlöny* 79, 327–360.
- SÜMEGHY J. 1942: Földtani kutatások Győrött és közvetlen környékén – *Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936–38. évekről* 1273–1308.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1938: Geologie der rumpfungarlandischen kleinen Tiefebene – Sopron, 444 p.

A kézirat beérkezett: 1998. 05. 21.

Hírek, ismertetések

NATO tanfolyam Fegyverkezés helyett földtudományi továbbképzés '98

Mátraházán szeptember 6-18. között került megrendezésre a NATO minősített szakembereinek továbbképzési intézménye a NATO ASI által szervezett tanfolyamra. A két hetes tanfolyamon 32 ország 105 oktatója és szakembere: geológusok, közgazdászok, bányamérnökök, matematikusok, geográfus-mérnökök és ökológusok vettek részt.

A rendezvény célja az ásványi nyersanyag-kitermelés környezeti befolyásolásának tanulmányozása, modellezése és a rehabilitációs módszerek összegzése volt. A tanfolyam a szakmai és ezen keresztül a társadalmi fejlődés követendő irányait rajzolta fel. A tanfolyamon Prof. CHIKÁN Attila gazdasági miniszter "Optimal extraction of natural



A képen balról jobbra BREZSNYÁNSZKY Károly MÁFI igazgató- a hazai szervező bizottság elnöke, Mr. FABBRI felesége Finella FABBRI, prof. CHIKÁN Attila gazdasági miniszter, prof. Andrea FABBRI tanfolyam igazgató és prof. Gábor Gaál a Finn Földtani Szolgálat kutatási és fejlesztési igazgatója- a tanfolyam társigazgatója látható, CHIKÁN Attila beszéde közben

resources – Economics and policy of social costs and benefits" címmel tartott előadást. A rendezvény anyaga egy háromkötetes publikációban kerül közreadásra.

A nemzetközi együttműködés előmozdítására közös témák kidolgozása történt meg, mely segíti a NATO és az EU által finanszírozott tudományos projektek elnyerését.

A résztvevők meglátogatták a környék ismertebb ásványelőfordulásait, megismerkedtek a gyöngyösorsoszi bányá problémáival, a recski réz és lahócai aranyelőfordulások geológiájával.

A tanfolyam igazgatói voltak Prof. Andrea FABBRI, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC – Hollandia), Prof. Gábor GAÁL, Geological Survey of Finland (GTK), Dr. Richard McCAMMON, US Geological Survey. A házigazda a Magyar Állami Földtani Intézet volt.

A rendezvényt támogatta a Földtudományok Nemzetközi Uniója (IUGS), az UNESCO, az International Association of Mathematical Geology (IAMG), a USGS, a GTK, az ITC, a MÁFI és az OMF.

BODNÁR Erika
PR munkatárs, MÁFI

Összesen 22 előadás hangzott el, továbbá két poszterbemutatóra és négy cégismertetőre került sor. A meghirdetett programban két rövid kirándulás szerepelt. Az első napon a kömlődi magasparknál SOLYMOS Attila (Paksi Polgármesteri Hivatal) illusztrálta az önkormányzati munkájukban szinte napi munkaként jelentkező veszélyelhárítási gyakorlatukat. A második napon a résztvevők kérésére látogatást szerveztünk a Paksi Atomerőmű bemutató központjába. A harmadik napon a Dunaujvárosi Partfalvédelmi Vállalat által üzemeltetett partfalvédelmi mű megtekintésére szervezett helyszíni bemutatóra került sor. Kevesen tudják, hogy az a mai áron kb. 20 mdFt-ba kerülő védelmi rendszer, egyben arborétum, sportközpont, szoborpark is.

A résztvevők megkérték a szervezőket, hogy a szervezett védekezés során szerzett tapasztalatok ismertetése, átadása érdekében a konferenciát újra rendezzék meg. Erre az előzetes egyeztetések alapján 1999. május 27–28-án kerül sor, melyre ezúton is mindenkit szeretettel várunk.

OSZVALD Tamás

Országos Partfal Konferencia

A Magyarhoni Földtani Társulat szervezésében, négy társszervezettel közösen 1997. június 4-6. között került megrendezésre az Országos Partfal Konferencia. A rendezvénynek a paksi Energetikai Szakképzési Intézet adott otthont.

A konferencia célja volt, hogy lehetőséget teremtsen a belterületi partfal omlások problémáival küzdő települések vezetőinek, műszaki szakembereknek és a mentesítést megtervező és kivitelező cégek munkatársainak, valamint az érintett tudományágak képviselőinek, hogy egymás véleményét megismerhessék. A konferencia feladata volt, hogy az érdekeltek között létrejöjjön az együttműködés, a veszélyek elkerülhetővé, keletkezett károk pedig kezelhetővé váljanak.

A partfalomlások miatt bekövetkezett károk elhárítását a kormány eddig a "vis maior" keretből finanszírozta eseti jelleggel. Az 1001/1997. (01.15.) Korm. határozattal életre hívott "Partfalveszély-elhárítási Tárcaközi Bizottság"-gal, illetve a költségvetési törvényben rendelkezésére bocsátott éves kerettel a probléma szervezett megoldásán kívül, a megelőzésre is sor kerülhet.

A konferencia témakörei voltak:

- a partfal, mint geológiai, geomorfológiai képződmény,
- mint mérnökgeológiai probléma,
- mint mérnöki kihívás,
- mint településfejlesztési határ.

A viszonylag szűk körben meghirdetett konferencia első napján 110-en regisztráltatták magukat. Köztük 22 partfalas problémával érintett település 18 polgármestere, illetve műszaki szakemberek, továbbá ebben a témakörben dolgozó 5 tervező és 7 kivitelező cég képviselői, valamint az előadásaiikkal, hozzászólásukkal és részvételükkel a konferenciát megtisztelő közel 70 más résztvevő. A téma újszerűségének és a jó előadásoknak köszönhetően az érdeklődés mindhárom napon egyenletesen magas volt.

Hírek – News

Elhunyt tagtársaink:

RADNÓTHY Egon 1997. XII. 17.
NAGY Elemér 1998. VI. 12.
FEKETE Ágnes 1998. VIII. 4.
MIKOLAY István 1998. VIII. 27.
BOHN Péter 1998. IX. 4.
KORIM Kálmán 1998. IX. 12.
LEÉL-ÖSSY Sándor 1998. IX. 16.

1998. június 26-án a Miskolci Egyetem Bányamérnöki Kara tanévzáró ünnepségén az Egyetem rektora dr. BÉRCZI Istvánnak, társulatunk elnökének Habilitációs oklevelet ill. Egyetemi magántanári oklevelet nyújtott át.

1998. június 25-én a Miskolci Egyetem rektora kinevezési okmányokat adott át. Ennek keretén belül dr. JUHÁSZ József tagtársunk "Professzor emeritus" címről szóló oklevelet, míg dr. BÀN Miklós tagtársunk egyetemi docensi kinevezést kapott.

1998 március 16-án ZSIGMONDY Béla születésének 150. évfordulója alkalmából közös emlékülést rendezett az OMBKE KFVSZ Olajbányászattörténeti Munkabizottsága, a Zsigmondi Béla Klub, a Magyar Olajipari Múzeum, a Magyar Hidrológiai Társaság Vízügyi Történeti Bizottsága, valamint a Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztálya.

FEJÉR László bevezetőjében rámutatott arra, hogy a reformkorban és a dualizmus korában

is számos kiemelkedő egyéniség szolgálta a társadalmi haladás ügyét. "Ezek között találjuk ZSIGMONDY Vilmos mellett a vízügyi műszaki multunk XIX. századi fiatalabb nemzedékének kimagasló alakjai között ZSIGMONDY Bélát, aki az alföldi városok ivóvíz gondjait nagymértékben csökkentő kutak készítőjeként vált országos hírű szakemberré."

Előadások:

dr. DOBOS Irma: ZSIGMONDY Béla a geológus.
CSATH Béla: ZSIGMONDY Béla vízfúrás tevékenysége.
dr. KORIM Kálmán: ZSIGMONDY Béla talajmechanikai munkálatai.
dr. PATAKI Nándor: ZSIGMONDY Béla közpályán történő működéséről.

TÓTH János epilógusában megemlítette, hogy mint a magyar vizgazdálkodás jelese a mélyfúrás szakmát európai színvonalra emelte. Bejelentette, hogy a ZSIGMONDY Béla Klub tagjai megkoszorúzták ZSIGMONDY Béla emléktábláját (Kelenhegyi utca 33.).

A hallgatóság között szétosztásra került a "Múzeumi Közlemények" 9. sz. füzeté "ZSIGMONDY Béla 1848-1916" címmel (szerk.: CSATH Béla).

CSATH Béla
OMBKE tiszteleti tag

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, illetve angol nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Eseti megítélés alapján a szerkesztőbizottság összefoglaló jellegű cikkek közléséhez is hozzájárulhat.

Az elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelenítése. A szerkesztőbizottság elfogadhatja közlésre magyar vagy külföldi szerző külföldi tárgyú cikkét is. A kéziratok lehetnek: értekezések, rövid közlemények, könyvismertetések, vitairatok. Ez utóbbiak a vitatott cikkek megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhetők be. Ez esetben a szerzők lehetőséget kapnak arra, hogy válaszukat a vitázó cikkkel együtt jelentessék meg. A tanulmányok maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, tábla). Ezt meghaladó tanulmányok csak abban az esetben közölhetők, ha a szerző a különbözet térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény.

A mindenkori tényleges nyomtatási költség 2/3-ának megfelelő pénzügyi támogatás esetén a szakmailag megfelelő minőségű cikk vagy önálló kötet közreadási preferenciát élvez.

A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, mindkét esetben magyar és angol összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás az elfogadás után is elkészíthető, és ez a szerző feladata.

A magyar (és/vagy angol) nyelvű kéziratot három példányban kell a technikai szerkesztőhöz eljuttatni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz vagy ezzel azonos minőségű fénymásolat, ill. fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen. A másik két példányhoz tartozó anyagok lehetnek jó minőségű másolatok is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

Előnyt élveznek a lektorálás és javítás után mágneslemezen visszaküldött kéziratok. (Néhány éves átmeneti periódus után a jelenleg csak javasolt megoldás követelményé válik.) A lemezhez egy kinyomtatott példányt kell mellékelni, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek egyértelműen jelölve vannak.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat benyújtható, de elsősorban a Word változatok használata javasolt. A lemezen fel kell tüntetni a szövegszerkesztő program típusát és verziószámát. A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- | | |
|---------------------------|--|
| a) Cím | g) A téma kifejtése - megfelelő alcím alatt (diskusszió) |
| b) Szerző(k), postacímme | h) Eredmények, következtetések |
| c) Összefoglalás | i) Köszönetnyilvánítás |
| d) Bevezetés, előzmények | j) Hivatkozott szakirodalom |
| e) Módszerek | k) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok |
| f) Adatbázis, adatkezelés | l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák |

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számok jelölik. Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az ábra eredeti mérete legalább 30%-kal haladja meg a közlés méretét. A fényképtáblákat kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben (126x196mm) kell elkészíteni. Kihajtos táblázat nem, kihajtos térkép is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján fogadható el. Színes térkép vagy fényképtábla csak a szerző költségén közölhető. A cikk elfogadása esetén a nyomdakész rajzok előállítására a szerző feladata.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával lehet hivatkozni az alábbi példák szerint: RADÓCZ (1974) Galácz & VÖRÖS (1972), KUBOVICS et al. (1987).

Példák a bibliográfiai adatok közlésére:

a) cikkek: JASKÓ S. 1986: A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). – *Földtani Közlöny* 118/4, 325–332 (in Hungarian with English abstract).

b) kötetben közölt tanulmányok: BENSON, R.H., GOULD, S.J., SMITH, W.A. 1984: Perfection, continuity and common sense in historical geology. – In: BERGGREN, W.A., VAN COUVERING, J.A. (Eds): *Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism*. Princeton University Press, Princeton, 35-75.

c) könyvek: FÖLDVÁRY, G.Z. (1988): *Geology of the Carpathian Region*. – World Scientific, Singapore, 571 p.

A folyóirat nevének rövidítése kerülendő. A horvát, román, szlovák, stb. ékezetek lehetőség szerint a lemezen is rögzítendő. Ennek hiányában a kéziratot kell egyértelműen jelölni. Cirill betűs munka esetén (ha nincs latin betűs címe) az eredeti címet, angol írásmód szerinti átírásban, szögletes zárójelben, valamint angol fordításban is meg kell adni. Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny

Vol. 128. 2–3. 1998

Tartalom – Contents

SZABÓ János: Paleogeográfiai és paleoökológiai következtetések egy késő-sinemuri gastropoda-fauna kapcsán (Hierlatzi Mészkö, Nagy-Teke-hegy, Gerecse.) – <i>Palaogeographical and palaeoecological conclusions in connection with a Late Sinemurian gastropod fauna (Hierlatz Limestone Formation, Nagy-Teke-hegy, Gerecse Mts., Hungary)</i>	211
István SZENTE: Early Jurassic bivalves from the Gerecse Mts. and Tata (Hungary) – <i>Kora-jura kagylók a Gerecséből és Tatáról</i>	223
DULAI Alfréd: A Pisznicei Mészkö hettangi és kora-sinemuri (alsó-jura) brachiopoda faunája a Keleti-Gerecsében és a tatai Kálvária-dombon – <i>Hettangian and Early Sinemurian (Early Jurassic) brachiopod fauna of the Pisznice Limestone in the eastern Gerecse Mts. and in the Kálvária Hill at Tata</i>	237
Miklós KÁZMÉR: Pygopid brachiopods and Late Jurassic palaeorelief in the Gerecse Mts., Hungary – <i>Pygopid brachiopodák és a késő-jura domborzat a Gerecsében</i>	265
DOSZTÁLY Lajos: Jura radiolaritok a Dunántúli-középhegységben – <i>Jurassic Radiolarites in the Transdanubian Range</i>	273
REZESSY Attila: A Pisznicei Mészkö ciklussztratigráfiai vizsgálata gerecsei szelvényeken – <i>Cyclostratigraphical investigation of the Lower Jurassic Pisznice Limestone in the Gerecse Mts. (Transdanubian Range, Hungary)</i>	297
B. ÁRGYELÁN Gizella – CSÁSZÁR Géza: Törmelékes krómspinellek a gerecsei jura képződményekben – <i>Detrital chrome spinels in Jurassic formations of the Gerecse Mountains, Hungary</i>	321
KORITÁR Zsuzsanna – SALLAY Enikő – WEISZBURG Tamás: Alsó-jura glaukonitos agyagásvány és bezáró képződményeinek vizsgálata a szomódi Tűzkő-hegyen – <i>Lower Jurassic glaucony occurrence from Tűzkő Hill, Szomód, Hungary</i>	361
FODOR László – LANTOS Zoltán: Liász töréses szerkezetek a Nyugati-Gerecsében – <i>Liassic brittle structures in the Gerecse</i>	375
CSÁSZÁR Géza – GALÁCZ András – VÖRÖS Attia: A gerecsei jura – fácieskérdések, alpi analógiák – <i>Jurassic of the Gerecse Mountains, Hungary: facies and Alpine analogies</i>	397
SZTANÓ Orsolya: Az Esztergomi-medence oligocén képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata: I. Alapelvek – <i>High-resolution stratigraphy in the Esztergom Basin, northeastern Transdanubia, Hungary: I Principles of high resolution correlation: a review</i>	437
SZTANÓ Orsolya – MAGYARI Árpád – NAGYMAROSY András: Az Esztergomi-medence oligocén képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata: II. Oligocén szekvenciák és értelmezésük – <i>High-resolution stratigraphy in the Esztergom Basin, northeastern Transdanubia, Hungary: II Oligocene sequences and their interpretation</i>	455
ROTÁRNÉ SZALKAI Ágnes: A DANREG projekt Geotermikus potenciál térképének magyarországi vonatkozásai – <i>Geothermal Potential Map of Danube Region concerning Hungary</i>	487
CSAPÓ László: A Kisalföldi és a Gerecse-peremi Duna-teraszok nehézsárvány vizsgálata – <i>Heavy mineral analyses of the Danube-terraces of the Gerecse-margin and the Little Hungarian Plain, Hungary</i>	499
KAISER Miklós – KROLOPP Endre – SCHAREK Péter: Adatok a Duna-hordalékkúp és teraszok kapcsolatához Győr környékén – <i>New data on the Relationship between the Danube's Alluvial Fan and Terraces in the vicinity of Győr, Hungary</i>	519
Hírek, ismertetések – <i>News and reviews</i>	531