

Relationes Annue Instituti Geologici Publici Hungarici

A Magyar Állami Földtani Intézet

Évi Jelentése

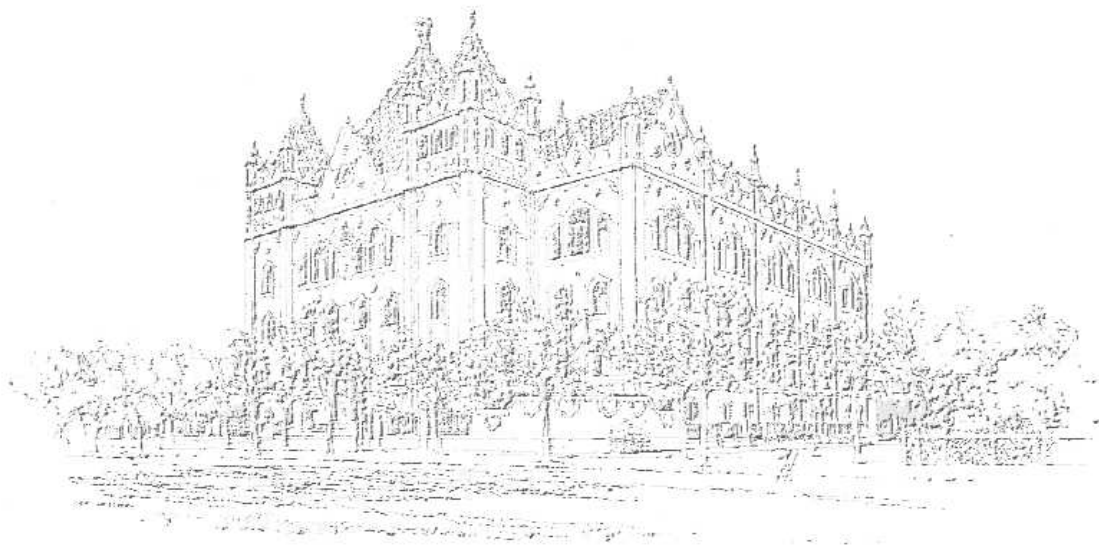
---

2005

---

Annual Report

of the Geological Institute of Hungary



Budapest, 2007

© Copyright Magyar Állami Földtani Intézet (Geological Institute of Hungary), 2007  
Minden jog fenntartva! All rights reserved!

*Lektorok — Reviewers:*

BÁLDI KATALIN, BUDAI TAMÁS, CSERNY TIBOR, GEIGER JÁNOS, GYALOG LÁSZLÓ,  
HARANGI SZABOLCS, HORVÁTH ISTVÁN, JÁMBOR ÁRON, NÉMETH TIBOR, PAPP GÁBOR,  
SZTANÓ ORSOLYA, TURCZI GÁBOR

*Sorozatszerkesztő — Serial editor:*

BALLA ZOLTÁN

*Szakszerkesztő — Scientific editor:*

PIROS OLGA

*Műszaki szerkesztő — Technical editor:*

SIMONYI DEZSŐ

*Számítógépes nyomdai előkészítés — DTP:*

SIMONYI DEZSŐ

*Borítóterv — Cover design:*

SIMONYI DEZSŐ



Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet — Published by the Geological Institute of Hungary

*Felelős kiadó — Responsible editor:*

KORDOS LÁSZLÓ  
*Igazgató — Director*

HU ISSN 0368–9751

## Tartalom — Contents

### Működési jelentés — Activity Report

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY: Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2005. évi tevékenységéről. . . . . 7

### Szakkikkek — Scientific publications

CSILLAG GÁBOR, FÖLDVÁRI MÁRIA: Felső-triász gyanta-töredék Barnag mellett a Sándorhegyi Formációban. — Upper Triassic amber fragments from the Balaton Highland, Hungary . . . . .	37
BOHNNÉ HAVAS MARGIT, SZEGŐ ÉVA, SELMECZI ILDIKÓ, LANTOS MIKLÓS: Miocén képződmények bio-, lito- és magnetostratigráfiai korrelációja a Sopron S–89, Nagylózs Nlt–1 és Síta S–75 fúrásokban. — Bio-, litho- and magnetostratigraphic correlation of Miocene formations in boreholes Sopron S–89, Nagylózs Nlt–1 and Síta S–75. . . . .	47
NÉMETH KÁROLY, CRAIG WHITE: Víz alatti volt-e a mio–pliocén vulkánosság a Snake-síksági vulkánvidéken (Idaho, USA)? — Terepi megfigyelések, mint az őskörnyezeti rekonstrukció eszközei. — How subaqueous was the volcanism in the Mio/Pliocene Snake River Plain (Idaho, USA) volcanic field? — Volcanological field observations as tools to reconstruct palaeoenvironments. . . . .	77
KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER, KÓNYA PÉTER, FÖLDVÁRI MÁRIA, KÁKAY SZABÓ ORSOLYA, BODORKÓS ZSOLT: A Karikás-tető (Prága-hegy, Balaton-felvidék) bazaltjának üregkitöltő ásványai. — The cavity filling minerals of the basalt from Karikás-tető (Prága Hill, Balaton Highland, Transdanubia). . . . .	95
SÁSDI LÁSZLÓ: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység édesvízimészke-előfordulása. — Travertine deposits of the Aggtelek–Rudabánya Mountains. . . . .	119
NÁDOR ANNAMÁRIA, THAMÓNÉ BOZSÓ EDIT, MAGYARI ÁRPÁD, BABINSZKI EDIT, DUDKO ANTONYINA ÉS TÓTH ZOLTÁN: Neotektonika és klímaváltozás együttes hatása a Körös-medence késő-pleisztocén vízhalózat-fejlődésére. — Neotectonic and climatic control on the Late Pleistocene drainage pattern development of the Körös Basin, Great Hungarian Plain. . . . .	131
NAGY ATTILA, CSERNY TIBOR, FRANCOISE ELBAZ-POULICHET: Szennyezett-e nyomelemekkel a Zala–Kis-Balaton–Keszthelyi-öböl víz-üledék rendszere? — Is the Zala – Kis-Balaton – Keszthely Bay water-sediment system contaminated with trace elements? . . . . .	149
FÖLDVÁRI MÁRIA, KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER: Montmorillonit rétegek közötti terében lévő egy- és kétértékű kationok termoanalitikai vizsgálata. — Thermoanalytical investigation of mono- and bivalent interlayer cations in montmorillonite. . . . .	167
PRÓNAY ZSOLT, TÖRÖS ENDRE, MISKOLCZI RITA: Szökevényforrások kimutatása szonárreflexiók alapján a Szabadság híd környékén. — Detecting drawn springs by sonar reflections in the vicinity of Szabadság Bridge . . . . .	177
UNGER ZOLTÁN: A vetőstatisztika és a fraktálgeometria kapcsolata. — Relation between fault statistics and fractal geometry. . . . .	185
GALAMBOS CSILLA, SIMONYI DEZSŐ: Földtani térképeken alkalmazható színadatbázis és felületjel-készlet. — Colour table and surface symbol system for geological maps. . . . .	193

# Működési jelentés

## Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2005. évi tevékenységéről

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY  
*igazgató*

### Bevezetés

Az Intézet 2005. évi feladatait a Földtani Tanács által jóváhagyott, a Magyar Állami Földtani Intézet és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 2004–2006. évekre szóló középtávú kutatási programja alapján végeztük. A középtávú program tartalmával összhangban a beszámoló a teljes intézeti tevékenységet alap- és alkalmazott kutatási bontásban, közszolgálati feladatainkat és az intézet irányítására, működőképességének fenntartására irányuló tevékenységünket tartalmazza. A feladatok finanszírozása alapvetően három forrásból, az állami költségvetésből, állami alapok céllelőirányzataiból és pályázatokból történt. Az Intézet személyi állománya alig változott, a létszám az engedélyezett, 141 fős szinten maradt.

A Magyar Állami Földtani Intézet 2005-ben, fennállásának 136. évében teljesítette az éves tervébe foglalt kutatási feladatokat. A körületekintő gazdálkodásnak köszönhetően az Intézet pénzügyi egyensúlyát sikerült megőrizni, kiadásaink a bevétel szintje alatt maradtak, nincsenek köztartozásaink, az évet pozitív gazdasági mérleggel zártuk. A költségvetési feladatok teljesítésének feltételét is részben a külső szerződéses bevételből teremtettük meg. Legjelentősebb partnereink az elmúlt évben a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., a Bátatom Kft., a Mecsekérc Zrt. és a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium voltak.

A földtani környezet megismerését célzó kutatásaink jórészt a Dél-Dunántúlon folytak, kapcsolódva két, több évre kiterjedő állami program, a nagy-, illetve kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló földtani kutatásokhoz. Részben ezekhez a kutatásokhoz kötődik az Alföld fiatal képződményeinek szekvenciasztratigráfiai és szedimentológiai kutatása is.

Földtani térképezésünk a Mecsek térségében kapcsolódott az előbbi állami programokhoz, a Vértes és Gerecse

térképezése a térkép és a magyarázó lezáró fázisában tart. A „Bükk hegység földtana” térképmagyarázó megjelenésével befejeződött a bükki térképezési program. Az Intézet legfontosabb kutatási eredményei közé sorolhatjuk Magyarország 1:100 000-es digitális földtani térképének közreadását, az internetes szolgáltatás beindítását. A térképmű képezi Magyarország földtani térmodelljének alapelemét. Folytatódott a térképi adatbázisok építése.

A földtani környezet védelmét és hasznosítását szolgáló kutatásainkat egyrészt a környezetföldtan, az agrogeológia, a környezet-geokémia és a természetvédelem területén, másrészt egyes régiók komplex földtani potenciáljának megállapítása terén folytattuk. Utóbbi részét képezi egy-egy tervezési-statisztikai régió ásványi anyag-potenciáljának számbavétele. A területfejlesztési, területrendezési tevékenység támogatása érdekében a kialakított és bevált módszerek segítségével Budapest egyes kerületeiben (III., VII. és VIII. kerület) környezetiállapot-felméréseket végeztünk.

Továbbra is nagy szerepe volt a vízföldtani kutatásoknak. Akkreditáltattuk a MÁFI Vízmintavevő Csoport tevékenységét. Dunántúli-középhegység és a tervezett radioaktív hulladéklerakók környezetében vízminőség-védelmi, ivóvízellátási szempontú kutatásokat és modellezést végeztünk. 2005-ben elkészítettük az Alföld regionális hidrogeológiai áramlási modelljét. Folytattuk vízmegfigyelő hálózatunk üzemeltetését. Az országos térmodell egyes elemeinek elkészítésével részt veszünk az Európai Unió (EU) Víz Keretirányelv felszín alatti víztestek jellemzésével összefüggő feladatainak megoldásában, valamint egy PHARE (Poland and Hungary Assistance for the Economy) program keretében a talajvizek vízminőségi állapotának felmérésében.

Közszolgálati tevékenységünk keretében részben kutatási projektjeink anyagvizsgálati, informatikai, szakirodalmi és összehasonlító gyűjteményi igényeit elégítettük

ki, részben pedig eleget tettünk intézetünk nemzeti közintézményi jellegéből adódó információszolgáltatási kötelezettségeinknek.

Fejlesztettük Intézetünk hazai és külföldi kapcsolatrendszerét. Fenntartottuk teljes jogú tagságunkat az Európai Földtani Szolgálatok (EuroGeoSurveys) szervezeteiben. Az év végéig, a három éves ciklus lejártáig, az igazgató tagja volt a szervezet irányítótestületének (Executive Committee). Az év folyamán együttműködési megállapodást írtunk alá Horvátországgal, és megújítottuk a megállapodást Ausztriával és Szlovákiával.

### **A földtani környezet megismerését célzó kutatások**

#### *Medenceanalízis*

A medenceanalízis integrált kutatási módszereinek (szedimentológia, szekvencia-, ciklus-, lito-, bio-, kronosztratigráfia, őskörnyezeti- és paleoklíma-vizsgálatok, valamint mélyfúrás-geofizikai és szeizmikus szelvények földtani értelmezése) alkalmazásával vizsgáljuk Magyarországon, elsősorban az Alföld medencekitöltő üledékeit. A kutatásokon belül kiemelt figyelemmel elemezzük a különböző nagyságrendű üledékes ciklusok és a klímaváltozások kapcsolatát.

Az alföldi pannóniai képződmények vizsgálatát folytatva 2005-ben az ÉNy-i behordási irányokat reprezentáló regionális szeizmikus szelvények mentén a 6,8–9,1 M év között leülepedett üledéksor részletes szedimentológiai és szekvenciasztratigráfiai feldolgozását végeztük el. A deltafront és deltasíksági rétegsorok nagy mértékű kivastagodása az egész Duna–Tisza közén és a Jászság É-i részén megfigyelhető. A 6,8 millió éves Pa–4 szekvenciahatárhoz kapcsolódóan több száz m mély és igen széles völgybevágódások, medersorozatok alakultak ki, amelyek több relatív vízszintesésre utalnak. Nehézásvány-vizsgálattal igazoltuk, hogy egyes szekvenciahatárok jól párhuzamosíthatóak a nehézásvány-tartalom változásaival, ezen határok kialakulása valószínűleg tektonikai okokra vezethető vissza.

Folytatva az alföldi negyedidőszaki mélymedencék vastag üledékes kitöltéseinek komplex szedimentológiai-őskörnyezeti vizsgálatát, elkészítettük a Jászsági-medence negyedidőszaki képződményeinek digitális vastagságtérképét. Ciklussztratigráfiai szempontból felfelé durvuló, majd finomodó, 25–35 m vastag teljes ciklusokat, illetve 10–18 m vastag, általában felfelé durvuló félciklusokat különítettünk el, amelyek laterálisan csak kevésbé korrelálhatóak egymással.

Folytatva a Körösök vízhalozatának elemzését, a korábban légifelvétel alapján kiértékelt területen a 2004-ben mélyített, végig magvételes sekélyfúrások, illetve feltárások üledékanyagának speciális vizsgálatait (OSL, <sup>14</sup>C, nehézásvány-vizsgálatok, szedimentológiai kiértékelés) és kiértékelésüket végeztük el. A 18–19. századi topográfiai

térképek elemzése alapján elkészítettük a teljes kutatási terület folyószabályozás előtti természetes vízhalozatának rekonstrukcióját. Az adatok integrált értelmezésével felállítottuk a terület folyófejlődési modelljét.

#### *Tektonika*

Szlovéniában végzett mintagyűjtés alapján vizsgáltuk a Délnyugat-magyarországi szerkezeti egységek kapcsolatát. A mintagyűjtés fő célja a pohorjei magmatitok korának megnyugtató tisztázása és a kihülés alacsony hőmérsékletű termo-kronológiájának megállapítása volt.

Folytattuk a Somogyi-dombság neotektonikai kutatását.

A Bábaapáti-üveghutai program keretében végzett tektonikai vizsgálatokat l. az „Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások” c. fejezetben.

#### *Hegyvidéki térképezés*

Befejeztük a Vértes 1:25 000-es földtani térképei közül az Oroszlány, a Pusztavám, Csákberény, a Zámoly és a Fehérvárcsurgó jelű lap, valamint a Ny-i előtér területét lefedő térképlapok (Kisbér-D, Kisbér-É, Dad, Környe) 1:50 000-es átszerkesztését a Vértes 1:50 000-es tájegységi térképe számára. A térképmagyarázó kéziratát kiegészítettük a felső-triász, az eocén, az oligocén, a miocén és a kvarter képződmények leírásával. A fejlődéstörténeti fejezet számára elkészült a jura és a kréta időszak összefoglalása.

Lezárult a Bükk Ny-i előtérének földtani térképezése, valamint elvégeztük az 1:50 000-es tájegységi földtani térkép magyarázójának nyomdai kiadás előtti szerkesztését.

Részt vettünk az ország 1:500 000-es prekainozoos földtani térképének szerkesztésében a Dunántúli-középhegységi, valamint az észak-magyarországi szerkezeti egységek területén.

A Bábaapáti térségében végzett térképezésről és fúrásfeldolgozásról az „Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások” c. fejezetben számolunk be.

#### *Sík- és dombvidéki földtani térképezés*

Folytattuk a Mecsek hegységről és annak előtereiről a rendelkezésre álló földtani térképek, valamint geofizikai és fúrási adatok felhasználásával egységesített digitális térképi és fúrási adatbázis építését. Elkészítettük a Nyugati-Mecsek területének fedett és fedetlen földtani térképeit 1:25 000-es méretarányban, valamint a Mecsek nyugati részének földtani képződményeit ismertető leírást, mint a Mecsek földtani térképmagyarázójának első részét.

Folytattuk az épülő autópályák mentén létesülő feltárások földtani dokumentálását.

Jelentést készítettünk a püspökszilágyi terület kutatófúrásainak földtani eredményeiről, a környezet földtani térképezéséről. Elkészítettük Püspökszilágy község környékének 1:10 000-es földtani térképét.

A püspökszilágyi terület kutatófúrásainak földtani eredményeiről, az „Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások” c. fejezetben számolunk be.

### *Térképi adatbázisok*

Magyarország 1:100 000 méretarányú földtani térkép-sorozatának (92 szelvény 88 lapon) szerkesztése befejeződött. A térképművet október 27-én ismertető előadások kíséretében mutattuk be a szakmai közönségnek és a sajtónak. Egyidejűleg megkezdődött a térképmű internetes szolgáltatása az Intézet honlapján (www.mafi.hu).

Elkészült, és a térképsorozat közreadásával egy időben nyomtatásban is megjelent a térképlapokon szereplő földtani egységek rövid leírását tartalmazó magyarázó kötet.

Folytatódott az Egységes Jelkulcs és az Egységes Fúrási Adatbázis karbantartása és bővítése.

A határmenti térképlapok egységesítése, közös térképek szerkesztése terén Romániával kis előrelépés történt, megbeszéléseket folytattunk a Horvát Földtani Intézet vezetőivel és az Ukrán Tudományos Akadémia illetékeseivel.

## **A földtani környezet védelmét és hasznosítását szolgáló kutatások**

### *Agrogeológia, környezetföldtan és földtani természetvédelem*

Kutatási tevékenységünk kapcsolódik a Nemzeti Környezetvédelmi Programban a földdel, mint természeti erőforrás megőrzésével kapcsolatos problémákhoz, a talajdegradáció kérdésköréhez, a települési környezet ipari, katonai és mezőgazdasági tevékenység okozta földfelszín-, talaj-, illetve talajvízszennyezés témáihoz. A modern tájgazdálkodás agrogeológiai megalapozásával, a talaj-alapkőzet-talajvíz rendszer tulajdonságainak, és a benne lezajló folyamatoknak a megismerésével járulunk hozzá a problémák megoldásához.

Az évek óta folyó kutatási program keretében megszerkesztettük és digitálisan előállítottuk a Szombathely és a csatlakozó Fürstenfeld laptöredék 1:100 000-es agrogeológiai és környezetföldtani térképét. Megkezdtük a felvételezési munkát a sajozsentspéteri és a gyermelyi 25 000-es térképlapon, továbbá kiegészítő terepbejárást végeztünk a 2004-ben fölvetett neszemlyi 25 000-es térképlap területén.

Kutatási jelentést állítottunk össze az Ózd–Uppony, valamint Bánhorvati térségében végzett környezetföldtani térképezés eredményeiről.

Az agrogeológiai mintaterületek kutatása keretében elvégeztük a Zalakoppányi-mintaterület újrafelfúrását, hogy az eredeti feltárástól eltelt időszak vizsgálati eredményeivel összehasonlítva információkat kapjunk a területen bekövetkező esetleges változásokról.

Megszerkesztettük az Abodi-mintaterület felszíni, felszínközeli képződményeinek áteresztőképesség-térképeit, és elvégeztük a Tedeji-mintaterület feltárását, ahol a szike-

sedés problémáinak tanulmányozása mellett távérzékelési adatok földi ellenőrzése és pontosítása volt a fő célunk.

A Bihari-sík mikromorfológiai vizsgálata során a kőzetkifejlődés-térkép alapján pontosítottuk a felszínföldtani térképet, és elvégeztük a területen található kőzetkifejlődések környezetföldtani értékelését.

Terepbejárással, terepi dokumentálással, fényképezéssel folytattuk Magyarország földtani alapszelvényeinek felvételét a Bakonyban, a Villányi-hegységben, a Mecsekben, valamint a Bükkben és a Zempléni-hegységben, továbbá összeállítottuk a Kisalföld földtani természetvédelmi értékeinek listáját.

„Erdészeti beavatkozások fejlesztése az éghajlatváltozás káros hatásainak csökkenése érdekében, a természetvédelmi értékek megtartása mellett” c., az ERTI (Erdészeti Tudományos Intézet) által vezetett GVOP (Gazdasági Versenyképesség Operatív Program) pályázati projektjében feladatunk a földtani kutatások végzése, a probléma geológiai megalapozása.

Az EU 5. keretprogramban a Tisza River projekt záró szakaszába ért és befejeződött a 3 éves időtartamú pályázati munka, melyben főként modellezési és távérzékelési tevékenységgel vettünk részt. Elkészült a projekt zárójelentése.

### *Régiógeológia és nyersanyagpotenciál-értékelés*

A kutatás célja, a területfejlesztésről és területrendezésről szóló törvényben megfogalmazottaknak megfelelően, hogy hozzájáruljon az ország térszerkezete és településrendszere harmonikus fejlődésének érdekében készülő fejlesztési koncepciók, programok és tervek kidolgozásához, a társadalom, a gazdaság és a környezet dinamikus egyensúlyának fenntartása, illetve javításának segítése érdekében, az ország hét tervezési-statisztikai régiója komplex földtani potenciáljának megállapításával. A célt az ismert bányahelyek, prognosztikus készletek megyei alapon kezelt, digitális térképi adatbázisba szervezésével, egy-egy tervezési-statisztikai régió ásványi nyersanyag-potenciáljának bemutatásával a rendelkezésre álló nyersanyagforrások számbavételével, osztályozásával, és elsősorban a környezet állapotára való hatásának vizsgálatával érhetjük el.

A Régiókutatás kidolgozott középtávú terve szerint kéziratban elkészültek az alábbi térképek:

— A földtani formációk környezetföldtani értékelése, 1:100 000,

— A földtani formációk nyersanyag potenciál értékelése, 1:100 000,

— A kvarter képződmények környezetföldtani és nyersanyagpotenciál-értékelése, 1:100 000.

Digitálisan elkészült:

— A talajvíz mélységtérképe Pest megyében és Budapesten, 1:100 000,

— Az ásványi nyersanyag-térkép és a környezetföldtani térkép a Dél-alföldi és a Dél-dunántúli régiók területére.

— A Kisalföld és Zala, az Észak- és Dél-dunántúli régió mérnökgeológiai térképe.

Elkészültek Magyarország felszínmozgásos területeinek és bányahelyeinek térképei.

### *Településgeológia*

A kutatás célja, hogy városi, nagyvárosi környezetben, a már rendelkezésre álló adatok, adatbázisok felhasználásával, ha szükséges, geológiai feltárások létesítésével különböző, társadalmi igényeket kielégítő, adatbázisokkal összekapcsolt térképeket készítsünk a települések környezeti állapotának felmérése, valamint a speciális települési veszélyforrások, megismerése és megismertetése céljából.

A kialakult tematika alapján a Budapest, III. kerület környezetföldtani, építés-alkalmassági térképsorozatához hasonlóan, azonos tematikával elkezdjük Budapest, VIII. kerület térképsorozatának készítését, valamint egy mintaterületi tanulmányt Budapest VII. kerületében.

Folytattuk Budapest közmű-geotechnikai térképsorozatának készítését tíz különböző kerületben. Fúrászelvények alapján elkészítettük a budapesti 4-es metró II. szakasz (Keleti pályaudvar – Bosnyák tér) nyomvonalának földtani szelvényét. Részt vettünk a Paksi Atomerőmű Rt. üzemi fölétesítményeinek területén az altalaj talajmechanikai modelljének elkészítéséhez szükséges földtani adatok begyűjtésében és rendszerezésében.

### *Vízföldtani monitoring*

A Földtani Intézet a „Magyarország vízkészlet-változásainak dinamikus nyomonkövetése” című kutatás keretében folytatja az ország területét behálózó vízföldtani megfigyelőhálózat működtetését és az adatok értékelését. A több évtizedes észlelés eredményeként, illetve az észlelési adatok kiegészítésére létrehozott adatbázis segítségével az ország bármely területére tudunk értékelést adni a jelenlegi vízföldtani viszonyokról, illetve összehasonlító értékelést tudunk készíteni a megelőző időszak (sok esetben természetes állapotához közeli) jellemvonásaihoz képest bekövetkezett változásokról. A mérések értékelése során elsősorban a klímaváltozás és az emberi tevékenység hatásait elemezzük az ország vízföldtani tájegységein, illetve a különböző típusú víztároló képződményekben. Vizsgálatainkkal kapcsolódunk az EU Víz Keretirányelv által megkövetelt víztestek kijelöléséhez, ezek jellemzéséhez, az ország felszín alatti vízkészletének alapállapot-felméréséhez.

A tevékenység alap- és értékelő feladatokból tevődik össze. Az alapfeladatként az ország területét behálózó vízföldtani megfigyelőhálózat működtetését végeztük. A működtetés magába foglalja az észleléseket, a kutak karbantartását, az adatfeldolgozást, valamint az adatszolgáltatást. Az észlelés költségeit változatlanul külső forrásokból biztosítottuk.

A kis és közepes radioaktivitású erőműi hulladékok elhelyezését célzó földtani kutatások keretében a vízföldtani monitoring-rendszer működéséről az „Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások” c. fejezetben számolunk be.

### *Vízgeokémia és modellezés*

A korábbi években az Alföld vízminőségi, geotermikus és ivóvíz-ellátási szempontból fontos részterületein, régióiban végzett hidrogeológiai értelmezések során hidrogeokémiai feldolgozásokat, valamint regionális áramlási és transzportmodellezéseket végeztünk. A jelenlegi 3 éves kutatási ciklusban a vizsgálatokat kiterjesztjük az Alföld egészére, tekintettel arra, hogy az egységes hidrodinamikai rendszert alkot. Ennek keretében egységesen kezeljük a hideg és termálvizek zónáját, valamint a szénhidrogén-kutatásból megismert telepvízes mélyzónákat is. A vizsgálat nemzetgazdasági jelentősége is abban van, hogy az említett zónák egymásra hatását is kutatja, mennyiségi és minőségi értelemben.

A Bábaapáti térségében, végzett kutatásokat az „Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások” c. fejezetben ismertetjük.

Jelentős munkánk volt az évben az EU Víz Keretirányelvhez kapcsolódó PHARE projekt MÁFI feladatainak végrehajtása, elsősorban a forrásmintázási munka. Ugyancsak szerepünk volt a „Fürdőfejlesztésekkel kapcsolatban a hazai termálvízkészlet fenntartható hasznosításáról és a használt víz kezeléséről szóló hidrogeológiai kutatás” című, a Vitukival közösen készített tanulmány elkészítésében.

### *Regionális hidrogeológiai kutatások*

A Dunántúli-középhegység kiemelt és a DNY-i mélybesüllyedt részére vonatkozóan kéziratos formában elkészült a sok évtized alatt képződött, igen jelentős mennyiségű adat célirányos kiértékelése. A térség továbbkutatását indokolja, hogy a zóna az ország igen fontos ivóvízkészletét tárolja, a nagymennyiségű vízkiemelést követő rehabilitációs folyamat még nem fejeződött be, viszont a térség termálvízkészletének hasznosítása iránti érdeklődés rohamosan növekszik. A térség vizsgálatának összefoglalása során az alábbi 1:100 000-es digitális térképeket ellenőriztük és javítottuk a MÁFI értéknövelt fúrási adatbázisa alapján: A Dunántúli-középhegység prekainozoos felszíne, Az Ugodi Mészkk elterjedése és vastagsága a Dunántúli-középhegység területén, A víztartó és vízrekesztő képződmények felszínének tengerszínhez viszonyított helyzete és vastagsága. A prealbai felszín térképének elemzése és a karsztvízszint összevetése alapján további fontos új szerkezetföldtani, fejlődéstörténeti következtetéseket vontunk le, melyek komoly vízgazdálkodási jelentőséggel bírnak. A szerkezetföldtani konklúziók jelentős részben a geofizikai adatokon alapulnak. A Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani vizsgálata című monográfia szakmai fejezetei elkészültek, a kutatástörténet és az irodalomjegyzék összeállítása folyamatban van.

„A Balaton földtani kutatásának (1981–1999) eredményei” című összefoglalás keretében a korábban, a mederben készült szeizmikus szelvényeket újraértelmeztük, s segítségükkel a Balaton aljzatának szeizmikus térképét újraszerkesztettük. Megalapoztuk a *Balaton Földtani Adatbázis* feltöltését.



## Közszolgálati feladatok

### Laboratóriumok

Az Intézet laboratóriumi tevékenységébe tartoznak a költségvetési finanszírozású kutatási projektek anyagvizsgáló feladatainak elvégzése, közreműködés az Intézet által vállalt külső szerződésekből, az Intézet kutatói által elnyert OTKA (Országos Tudományos Kutatási Alap) pályázatok anyagvizsgáló feladatainak teljesítése, külső megrendelők laboratóriumi vizsgáló igényeinek kielégítése, az OTKA Műszerközpontjával kapcsolatos szolgáltatási igények és gesztorintézményi feladatok ellátása.

A 2004-ben műszerpályázaton elnyert új ICP-MS készülék beszerzése és a laboratórium kialakítása megtörtént. A készülék üzembe helyezése után megkezdjük a rutinszerű analitikai munkát is, mintegy 200 vízminta nyomelem-tartalmát határoztuk meg eddig.

A „Talajvizek vízminőségi állapotának felmérése Magyarországon” című, 2004 októberében indult Európai Unió PHARE projektben a kémiai analízisek szakértői feladatait láttuk el, mely magában foglalta a rutinparaméterek és a toxikus elemek kontrolljának meghatározását és a teljes projekt minőségbiztosítási felügyeletét is.

Szerves kőzettani laboratóriumunk részt vett az EU 6. Kutatási Keretprogram „Csontszén kémiai elemzése és szerkezetvizsgálata” kutatásban, egyes hazai széntelepek komplex vizsgálatában, és egy tűzegminősítési és -kataszterezési projekt előkészítésében.

A kis és közepes radioaktivitású erőműi hulladékok elhelyezését célzó földtani kutatások keretében végzett vizsgálatokról az „Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások” c. fejezetben számolunk be.

### Informatika

Az Intézet informatikai tevékenységének keretében folytatódott a tematikus adatbázisok térinformatikai alapú építése, országos szintű, valamint kiemelt kutatási területekre vonatkozó földtani térmodell építése, digitális információ szolgáltatása, napi rutinfeladatok támogatása az intézet projektjei számára. További feladat a kutatás során készült publikációknak a nyomdai előkészítése, a számítástechnikai háttér működőképességének biztosítása.

A kiadványszerkesztőség közreműködésével 2005-ben elkészült és megjelent A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004, Pelikán P. (szerk.): A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez (1:50 000). Magyarország földtani térképe 1:100 000, digitális formátumban és a hozzá tartozó magyarázó [Gyalog L. (szerk.): Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása)]. Megjelent továbbá: Fodor, L., Brezsnyszky, K. (eds): Proceedings of the workshop on “Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”. Nagy, E.: Palynological evidence for Neogene climatic change in Hungary

— A magyarországi neogén éghajlati adatai palynológiai kutatások alapján.

### Országos Földtani Szakkönyvtár

A könyvtár feladata, hogy gyűjtse és megőrizze a földtudomány gyűjtőkörébe tartozó irodalmát, a kor elvárásainak megfelelően bővítsé az állományt új folyóiratokkal és on-line elérhető dokumentumokkal, azokat rendszerezze, tárolja és szolgáltatassa. Szolgáltatásai keretében adatbázisokat épít, téma-keresést, szakirodalmi, bibliográfiai kutatást végez.

2005 végén a leltározott állomány közel 381 000 leltári egység volt. Az év folyamán 249 darabbal emelkedett a könyvek száma, több mint 5000 folyóiratot vettünk leltárba. A leltározott térképek száma 2070 egységgel gyarapodott. A CD-, DVD-, videó-nyilvántartásba 50 új egységet jegyeztünk be. 2006. évre a Harrassowitz cégnél 33 féle folyóiratot rendeltünk meg.

A könyvtár számítógépes katalógusa (Tinlib adatbázis) közel 500 tétellel gyarapodott, az új állomány mellett retrospektív feldolgozást végeztünk, és az 1979. évi leltározott állomány egy részét rögzítettük. A kereshető egységek száma: 12 772. Aktualizáltuk számítógépes adatbázisainkat és a retrospektív állományellenőrzés folyamán javítjuk manuális katalógusainkat is.

A hazai földtani irodalom feldolgozását, bemutatását 2005-ben is folytattuk. 349 bibliográfiai egységet küldtünk a GEOREF adatbázisa számára, eleget téve szerződési kötelezettségünknek. A Magyar Földtani Bibliográfia, mely elérhető az intézet honlapján is, év végén 2777 tételt tartalmazott.

A legtöbbit használt olvasótermi állomány állagának megőrzése érdekében 68 leltári egységet köttettünk be.

Unikális állományunk védelme érdekében 2005-ben 32 féle 1851 előtti térképet, nyomtatott művet digitalizáltunk, több mint 1400 oldalnyit. Ez lehetővé teszi olvasóink számára a kutatást és az érdeklődő közönség számára a bemutatást. 2005. szeptemberében „Fonyód és környéke térképeken” címmel rendeztünk kiállítást.

### Országos Földtani Múzeum

Az Országos Földtani Múzeum állománya 2005-ben 3329 leltári tétellel gyarapodott, és ezzel a leltározott állomány 169 482 tétel.

Jelentős új szerzemények: aranytartalmú telérkitöltések Hodrusbányáról (Szlovákia; Korpás L.), eocén és oligocén foraminiferák (Less Gy.), böhmít és kochsadorit Mányból (Kákay Szabó O.), miocén gerincesek Pécs Danitz-pusztáról (Dávid Á., Cserpák F.), pliocén halak Puláról (Cserpák F.), miocén molluszka (Laczkóné Őri G.), jura és kréta ammoniteszek, brachiopodák Zengővárkonyból (Bujtor L.), oligocén hal és növénymaradványok Eger Kis-Egedről (Cserpák F.), pleisztocén nagyemlősök Győrújfaluból (Cserpák F.), holocén gerincesek a Mátyás-hegyi-barlangból (Czirbik F.), többgenerációs karbonáttartalmú gránittömb Bábaapátiából (Balla Z.), pleisztocén gerincesek a tatabányai Szelim-barlangból (Kordos L.), miocén aprógerincesek a

vértesi Orond-pusztai kőbányából (Csillag G., Kordos L.), miocén molluszka és gerinces Hetvehelyről (Dávid Á.), Benkő Ferenc kéziratának másolatai Sepsiszentgyörgyről.

A Magyar Állami Földtani Intézet Országos Földtani Múzeuma 2005. augusztus 30.-i dátummal megkapta a Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériumától M/b/35. szám alatt az „országos szakmúzeum” besorolással az egy évre szóló, ideiglenes működési engedélyt.

A magmintaraktárakból 2005-ben 41 fúrásból igényeltek megtekintést és mintázást.

A „Föld Napja” a Zuglói Önkormányzattal közösen szervezett rendezvény és az „Európai Kulturális Örökség” napja lebonyolítása.

Az Intézetet és kiállításait 2005-ben 3086 fő látogatta, a Dísztermet az alkalmi kiállításokon túl 61 napon biztosítottuk különböző szakmai és reprezentatív rendezvények számára.

### **Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások**

#### *Nagyaktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló földtani kutatás (Bodai Aleurolit Formáció)*

A magyarországi nagy aktivitású és hosszú élettartamú radioaktív hulladékok, valamint kiegészítő üzemanyagokzatok geológiai tárolóban való elhelyezésére alkalmas térsz, illetve az elhelyezés lehetőségét vizsgáló föld alatti kutatólaboratórium helyének kijelölésével kapcsolatos munkálatokban a MÁFI a Mecsekérc Zrt. alvállalkozójaként vesz részt. Ennek keretében a tektonikai vizsgálatok során az ibafai Ib-4 fúrás 270 folyóméterének szkennelését, illetve 30 folyóméterének LIPS spektrométeres (Laser Induced Plasma Spectroscopy) méréseit végeztük el. Laboratóriumi elemzések az Ib-4 fúrás Bodai Aleurolitot harántolt szakaszából, illetve a vízföldtani monitoringból származó mintákból készültek.

A program vízföldtani munkáiban a regionális kutatási terület vízföldtani reambuláció mérési adatainak kiértékelését végeztük, amelyről részletes jelentést készítettünk. Elvégeztük a terület geomorfológiai vizsgálatait.

A munkák pénzügyi korlátozások miatt határozatlan időre abbamaradtak.

#### *Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló földtani kutatás (Bátaapáti)*

2005-ben folytattuk részvételünket a bátaapáti/üveg-hutai munkálatokban. 2005. április 30-ára lezártuk a 2003-2004. évi munkálatokat, s közbeszerzési pályázat alapján új szerződést kötöttünk a 2005–2007. évi feladatokra.

A MÁFI 2005-ben a következő munkálatokban vett részt: biztonsági értékelés, vízföldtani modellezés regio-

nális mérettartományban, környezeti tanulmányok, a mélyülő lejtőszaknak földtani-tektonikai vágatdokumentálása (mindösszesen 946,4 m), 5 db, 230-330 m mélységű mélyfúrás szakmai irányítása, földtani-tektonikai dokumentálása (1765,37 m), földtani és geomorfológiai térképezéshez (1:10 000) kapcsolódó terepmunka (72 km<sup>2</sup>), geofizikai munkák szakmai irányítása, bányaműszaki vizsgálatok, felszíni vízföldtani monitoring, meteorológiai állomás üzemeltetése, laboratóriumi vízvizsgálat.

A program keretében földtani-tektonikai és geomorfológiai térképezéssel, mélyfúrások földtani-tektonikai, piezométer-fúrások földtani dokumentálásával, geofizikai mérések és anyagvizsgálatok segítségével pontosítottuk a terület alaphegységi képződményeinek, elsősorban a Mórággyi Gránitnak, valamint egyes környező képződményeknek (Ófalui Formáció, Rozsdáserpenyői Formáció, jura képződmények) földtani és szerkezeti képét. A fedőüledékek közül a legjelentősebb Paksi Löss Formációt vizsgáltuk részletesebben, de a többi képződmény (alsó-miocén és pannóniai üledékek, Tengelici Formáció, lejtő- és völgykitöltő képződmények) további részletes vizsgálatával is foglalkoztunk. A bányaműszaki mérések során elkészítettük a 2003. évi nyersanyagkutatási terület fúrásai földtani dokumentálásának jelentését.

2005-ben elkezdődött két lejtőszakna mélyítése. Ennek során a vágatok földtani-tektonikai (és részben vízföldtani) dokumentálását folytattuk. Ehhez megterveztük a vágatdokumentálás módszerét, kifejlesztettük a dokumentáláshoz szükséges fényképeket elkészítő ImaGeo Fotórobotot két változatban, valamint a vágatdokumentációt feldolgozó szoftverét.

A laboratóriumi vizsgálatok készültek az 5 db mélyfúrás és a vágatok kőzetanyagából. A kőzet- és repedéskitöltés-minták vékonycsiszolat- és kémiai vizsgálata mellett mikroszonda-vizsgálatok is készültek.

A mély-, a piezométer- és a talajvízszint-megfigyelő fúrásokból, valamint a vágatokból vízmintákat gyűjtöttünk, ezekből az alapvizsgálatok mellett nyomelem- és a könnyű stabil izotóp és radioaktív izotóp meghatározásokat végeztünk.

A térségben folytattuk a gránitos területek vízföldtani viszonyainak kutatását, a repedezett tárolók vízföldtani modellezését és a víz-geokémiai viszonyok vizsgálatát. A 2005-ben beinduló felszín alatti kutatási szakasz korábbiaknál jelentősebb építési, tereprendezési beavatkozásai okozta, a felszíni és felszín alatti vizekre vonatkozó környezeti hatások vizsgálatát végeztük. A kutatóvágatok felszíni indulópontjai, illetve az itt létesítésre kerülő felszíni telephelyen jelentkező hatások megfigyeléséhez és értékeléséhez ebben a körzetben bővítettük a felszíni és felszín alatti vizek megfigyelését: megkezdtük a Nagymórággyi-völgyben az összes felszíni és felszínalatti víz megfigyelését, a mért vízszint- és vízminőségi adatok értékelését. Mindemellett tovább folytattuk a már korábban létesült, (a környezeti hatásvizsgálat követelményeit figyelembe vevő) megfigyelési helyszínek, vagyis a Mórággyi-gránitröghöz kapcsolódó üledékes környezetű ivóvízbázisok ellenőrzését is.

A biztonsági értékelések részére elkészítettük a Szekszárd–Mohács, illetve Zengő–Baja közötti régió talajvizeinek hidrogeológiai modelljét.

A vízföldtani monitoring-rendszer működtetését tovább folytattuk a térségben, ezeket az újonnan létesült fúrásokból kiképzett kutakkal bővítettük. A gránit vízföldtani tulajdonságaira a felszín alatti vizek vízszint- és a felszíni vízfolyások vízállásváltozásai alapján szereztünk új ismereteket. Méréseinket működési jelentésben foglaltuk össze.

*Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló földtani kutatás (Püspökszilágy)*

Püspökszilágy környékén fúrásokkal támogatott földtani térképezést hajtottunk végre 10 000-es léptékben a 75-422, 75-424, 75-442, 76-313, 76-331 jelű EOV lapokon. E térképezési munka során 2005-ben lemélyült 6 db térképező fúrás, valamint 5 db talajvíz-megfigyelő kúttá alakított fúrás, összesen 368 fm összhosszúságban. E fúrásokat feldolgoztuk, dokumentáltuk, s anyagukat laboratóriumi vizsgálatoknak vetettük alá. Jelentést készítettünk a terület kutatófúrásainak a laboratóriumi vizsgálatok elkészült részével kiegészített földtani eredményeiről, a környezet földtani térképezéséről. Elkészítettük Püspökszilágy község környékének 1:10 000-es földtani térképét.

Az év folyamán a felvételi adatok alapján megszerkesztettük a terület előzetes földtani térképét, s elkészítettük e térkép előzetes földtani magyarázóját.

*A hulladékok optimális elhelyezésének lehetőségei Magyarországon*

„A hulladékok optimális elhelyezésének lehetőségei Magyarországon” című NKFP projekt záró éve volt 2005. A hulladéklerakó elhelyezésére alkalmasnak jelölt területek térképét, valamint a részletes minősítését tartalmazó adatbázist mindenki számára elérhetően elhelyeztük a MÁFI honlapján.

*Európai Nemzetközi Hidrogeológiai térképsorozat (1:1 500 000) D5 Budapest lapjának és magyarázójának készítése*

A munka során 2005-ben készítettük el a térképsorozat D5-ös lapjának átszerkesztett digitális változatát a próbanyomat másolata, valamint részben digitalizált részletei alapján. A próbanyomat tartalmát a magyarországi és a partnerországok által küldött korrekciókkal javítottuk és kiegészítettük, és ESRI GIS rendszerben készítettük el.

*EU Víz Keretirányelv felszín alatti víztestekkel összefüggő feladatai*

A fürdőfejlesztésekkel kapcsolatban a hazai termálvízkészlet fenntartható hasznosításáról és a használt víz

kezeléséről szóló hidrogeológiai kutatás során 2004-ben földtani, vízminőségi és izotóp-adatbázist készítettünk, és megkezdtük a hévízföldtani célú országos földtani térmódelld készítését a kvarter, a felső-pannóniai és az alsó-pannóniai képződményekre, valamint a prekainozoos felszínre. A 2005. évi feladat a felső-pannóniai és a karsztos hévíztárolók hévízföldtani modelljének elkészítése, valamint javaslatok adása a hévízgazdálkodásra a meglévő és az újonnan körvonalazódó termál-turisztikai területeken volt.

A hét szomszédos ország szakértőivel 2004-ben megkezdődtek a korábban kijelölt felszín alatti víztestek határmenti egyeztetései. A kijelölés kritériumainak egyeztetése, majd a közös víztest kialakítása jelentette a munka központi részét. 2005-ben folytattuk részvételünket az EU Víz Keretirányelv e feladatának végrehajtásában, az országhatárokon átnyúló víztestek kétoldalú egyeztetési tárgyalásaiban.

A „Talajvizek vízminőségi állapotának felmérése Magyarországon” (Survey on the chemical status of groundwaters, Hungary) a MÁFI, a Finn Földtani Intézet (GTK), a Francia Földtani Intézet (BRGM), a Hidrogeologie GmbH Nordhausen (HGN), a Smaragd Kft. és az Elgoscár Kft. konzorciuma által elnyert PHARE pályázat vezetője a Finn Földtani Intézet. A munka során 2005-ben a MÁFI elvégezte a mintavételek előkészítésével kapcsolatos szelekciót, majd a közel 400 db forrás mintázását, és helyszíni elemzéseit. Befejeződtek a laboratóriumi munkák. Ebben a MÁFI az előkészítéseket, ellenőrzéseket és az elsődleges értékeléseket végezte.

*Földtani monitoring hálózat működtetése és az adatok értékelése a Szigetközben*

A Szigetközi Földtani Monitoring keretében elvégzett feladatok:

— Folytattuk a medermenti szondázást és a terepi vízkémiai vizsgálatokat. Fontosnak tartottuk az évi 4 mérés folytatását, mivel reményeink szerint szükség lesz majd a homogén adatbázisra a Szigetköz rehabilitációját megalapozó munkáknál. Nyomelem vizsgálatot csak a februári mintákból készítettünk, de a minták konzerválva, bármikor vizsgálhatók. A korábban is észlelt pontokon mintavételt és terepi vizsgálatokat végeztünk alkalmazkodva a Duna vízjárásához.

— A korábbi helyszíneken folytattuk az aktuálgeológiai megfigyeléseket. Az idei évben az előző évekhez képest csak kisebb lefolyású árvíz volt (részben tervezett formában, májusban), ennek megfelelően a mederfejlődés nem volt látványos, nagy változásokat nem tapasztaltunk.

*Földtani adatszolgáltatás a Lőrinci és Verseg térségébe tervezett geotermikus erőmű koncepciójának kialakításához*

A Green Synergy Rt. felkérésére az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet és a Magyar Geológiai Szolgálat közreműködésével a címbeli térségben kiegészítő földtani adat-

gyűjtést végeztünk és prognózist készítettünk a várható közethőmérsékletre 3500 méter mélységre.

*Szaktelemény a „Mélyművelés felhagyásának környezeti hatástanulmánya” című munkáról*

A munka a Mecsek Öko Rt. megbízásából készült. A MÁFI a korábbi években a gyöngyöses környezeti hatásokkal több ízben is foglalkozott. Részben erre alapozva, részben ellenőrző modellezések alapján véleményeztük a címbe hatásvizsgálatot.

**Irányítás, oktatás, külkapcsolatok, pályázatok**

*Gazdasági, szakmai irányítás*

Az intézet vezetése kiemelkedően fontos feladatnak tekintette a kutatási feladatok magas színvonalú teljesítéséhez szükséges feltételek, a költségvetési előirányzatok optimális felhasználásának biztosítását. Az Intézet gazdasági, szakmai irányításának legfontosabb feladatai a következők voltak: a 2004. évi költségvetési beszámoló elkészítése (Gazdasági Hivatallal közösen) a 2004. évről szóló beszámolók megtartása és értékelése, a 2005. évi gazdasági feladatok ellátása, a 2005. évi kutatási feladatok végrehajtásának segítése, a 2006. évi kutatási terv összeállítása, a 2006. évi költségvetési tervezés (Gazdasági Hivatallal közösen).

2005-ben fontos tevékenység volt a 2004. évi felügyeleti átvilágítás intézkedési tervének megvalósításában történő közreműködés (MÁFI feladatok ellátása), a 2004. évi pénzügyi beszámoló megbízhatósági ellenőrzése és az azzal kapcsolatos feladatok ellátása, valamint a Kincstári Vagyoni Igazgatóság (KVI) által tartott ingatlanellenőrzés. Az intézet számtalan résztvevőségéből összeálló működése folyamatos, és mind szakmai, mind gazdasági téren eredményes volt, a korábbi feladatok bővültek az intézeti mintaraktárak gondnoki, adminisztratív irányítási feladataival.

2005-ben az irányítási, oktatási feladatokat, a külkapcsolatokat és az ingatlanok teljes üzemeltetési költségét külső bevételből kellett finanszírozni.

*Minőségirányítás*

Az Intézet vezetése elkötelezett a minőségirányítási rendszer működtetése és folyamatos javítása iránt. A rendszer alapdokumentuma, a Minőségirányítási Kézikönyv 2005. év folyamán aktualizálásra került. A rendszer tovább bővült a vízmintavételi tevékenység sikeres Nemzeti Akkreditációs Testület (NAT) akkreditációja kapcsán. Az év októberében lezajlott független (SGS Hungária Kft.) szakértői ellenőrzés eredménye szerint az MSZ EN ISO 9001:2001 szabvány szerint minősített rendszer további fenntartása javasolt, s engedélyezett.

Az Intézet kiemelt hangsúlyt fektet az ügyfeleivel történő kapcsolattartás formájára, a 2005-ben végzett felmérés igazolta Intézetünk kiváló szakmai színvonalon, határidőre teljesítette munkáit. Az év folyamán a „Talajvizetek vízminőségi állapotának felmérése Magyarországon” PHARE projekt kapcsán a Finn és Francia Földtani Intézet szakemberei tartottak ellenőrzést két alkalommal. A megfogalmazott több észrevétel közül csak három volt jogos észrevétel, melyet maradéktalanul javítottak kollégáink. A minőségirányítási rendszer előnyeit ez idáig is több pályázati és szerződéses munka folyamán érvényesítettük.

*Humánerőforrás-gazdálkodás*

Az intézet személyi állományának képzettsége: tudományos munkakörben dolgozik 96 fő (3 fő akadémiai doktori, 3 fő kandidátusi PhD Dr., 31 fő PhD Dr. és 9 fő egyetemi doktori tudományos fokozattal rendelkezik, 3 fő habilitált egyetemi tanár). Felsőfokú iskolai végzettséggel rendelkezik további 8 fő, segédkörök száma 47 fő (középfokú végzettség 43, alacsony végzettség 4 – ebből szakmunkás 1 – fő). Másoddiplomával 17 fő, két középfokú szakképzettséggel 12 fő, idegennyelv-ismerettel 79 fő rendelkezik, összesen 109 nyelvvizsgálóval. Új belépő 7, kilépő 6 fő volt (nyugdíjba vonult 2, áthelyezéssel távozott 1 fő, 2 főnek lejárt a szerződése, 1 fő kilépett), felmentését tölti 7 fő.

Folyamatosan karbantartottuk az intézet közalkalmazottainak személyi adatait tartalmazó adatbázisokat, személyi anyagokat. A munkajogi előírásoknak megfelelően kezeltük a kinevezések, átsorolások, jubileumi és egyéb jutalmazások kérdéseit, a szabadság-nyilvántartást, az utazási kedvezmények biztosítását. Teljesítettük a statisztikai adatszolgáltatási kötelezettségeket. 2005. évben igazgatói dicséretben 7 fő, a „Földtani Intézetért Emlékérem” adományozásában két munkatársunk, Árvay Gábor és Gyalog László részesült.

Az emlékérem adományozásának indoklása a következő:

*Árvay Gábor több mint négy évtizedig dolgozott az Intézetben technikusként, utóbb a Térképtár vezetőjeként. Munkaszeretete, szorgalma, az Intézet iránti elkötelezettsége számos munka sikerében tükröződik. Segítőkészsége, szerénysége révén elnyerte az intézeti munkatársi közösség bizalmát, megbecsülését.*

*Dr. Gyalog László, a Térképi Adatbázis Osztály vezetője fogta össze és irányította csaknem egy évtizeden keresztül a Magyarország 1:100 000-es méretarányú digitális földtani térképének és magyarázójának szerkesztési munkáit. A szerkesztő páratlan igényessége nagyban hozzájárult az Intézet egyik legkiemelkedőbb alkotásának szakmai sikeréhez.*

*Oktatási tevékenység*

2005-ben is biztosítottuk az ELTE Regionális Földtani Tanszék működésének feltételeit. Kutatóink 2005-ben is folytatták aktív oktatói tevékenységüket az alábbi in-

tézményekben: Eötvös Loránd Tudományegyetem, Miskolci Egyetem, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Debreceni Egyetem, Szegedi Egyetem, Szent István Egyetem, Veszprémi Egyetem. Számos esetben került sor iskolai csoportoknak tartott intézeti bemutatóra.

#### *Nemzetközi tevékenység*

A MÁFI a 2005. évben, a korábbi évek gyakorlatának megfelelően folytatta nemzetközi tevékenységét. A 2005. évi összesített adatok szerint 22 országban a MÁFI kutatói 562 napot töltött. A külföldi utak során 37 nemzetközi rendezvényen vettek részt kutatóink, többen több hónapos ösztöndíjas tanulmányokat folytattak.

A projektek és kutatók az intézeti pénzügyi lehetőségek korlátozott volta miatt továbbra is éltek több külső finanszírozási forrás bevonásának a lehetőségével (OTKA, Bantat Horst alapítvány, Mecenatúra pályázat, Tudományos és Technikai Alapítvány (TÉT) pályázat stb.).

Az év során együttműködési egyezményt írtunk alá Ausztriával, Horvátországgal, Szlovákiával. Az Intézetet

2002. szeptembertől teljes jogú a tagja az EuroGeoSurveys szervezetnek, az igazgató személyében 2005 végéig képviselőnk volt a szervezet irányítótestületében (Executive Committee). Folytattuk munkánkat a Forum of the European Geological Surveys (FOREGS), International Geological Correlation Program (IGCP), International Union of Geological Sciences (IUGS) szervezeteiben.

#### *Pályázatok*

A 2005. évi költségvetési és szakmai terv teljesítésében a korábbi éveknek megfelelően jelentős szerep jutott a hazai és külföldi pályázatoknak. Kiemelkedő volt a PHARE, Nemzeti Kutatás-Fejlesztési Program (NKFP), GVOP, Jedlik Ányos Program projektjeiben történő eredményes részvétel. Az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA) finanszírozta kutatások meghatározóak a pályázatok rendszerében, 2005-ben 15 téma megvalósítása folyt. A három EU 5-ös keretprogram-projekt közül az utolsó is befejeződött. Három új TÉT projekt pályázatán szerepeltünk sikerrel.

## A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársai 2005-ben

### *Az intézet vezető beosztású munkatársai*

Brezsnyánszky Károly dr.	igazgató	Jocha Károlyné	főosztályvezető
Halmi János dr.	igazgatóhelyettes	Kordos László dr.	osztályvezető
Bartha András dr.	főosztályvezető	Kuti László dr.	főosztályvezető
Budai Tamás dr.	főosztályvezető	Nádor Annamária dr.	főosztályvezető
Csongrádi Jenőné (dr.)	osztályvezető	Turczi Gábor dr.	főosztályvezető

### *Az intézet munkatársai*

Alács Valéria	tudományos munkatárs	Hála József dr.	tudományos főmunkatárs
Albert Gáspár	tudományos munkatárs	Hála Józsefné (dr.)	segédmunkás
Angyal Jolán	tudományos munkatárs	Hámorné Vidó Mária dr.	tudományos főmunkatárs
Ádámné Incze Szilvia	tudományos munkatárs	Hlogyik Józsefné	gondnok
Árvey Gábor	intézeti ügyintéző	Hegyiné Rusznyák Éva	intézeti ügyintéző
Babinszki Edit	tudományos segédmunkatárs	Hermann Viktor	intézeti technikus
Balázs Regina	ügyviteli alkalmazott	Horváth István	tudományos főmunkatárs
Balla Zoltán dr.	tudományos tanácsadó	Horváth Zsolt	intézeti technikus
Ballók Istvánné	tudományos munkatárs	Hózer Ferencné	intézeti technikus
Balóné Lehmayr Judit	intézeti technikus	Illés Dezső	intézeti technikus
Barczikainé Szeiler Rita	tudományos munkatárs	Jakus Péter	tudományos főmunkatárs
Bátori Miklósné	intézeti laboráns	Jerabek Csaba	intézeti technikus
Bedő Gabriella dr.	tudományos munkatárs	Jordán Győző	tudományos munkatárs
Beke Zsuzsanna	intézeti laboráns	Jordánné Szűcs Andrea	tudományos munkatárs
Belme Dóra	könyvtáros	Juhász Györgyi dr.	tudományos főmunkatárs
Benkő Levente	intézeti technikus	Kardeván Péter dr.	tudományos főmunkatárs
Bertalan Éva dr.	tudományos főmunkatárs	Katona Gabriella	intézeti ügyintéző
Bilszky Lászlóné	intézeti laboráns	Kazár Emese dr.	tudományos munkatárs
Bodnár Erika	tudományos munkatárs	Kákay Szabó Orsolya dr.	tudományos munkatárs
Branner Lászlóné	ügyviteli alkalmazott	Kercsmár Zsolt	tudományos munkatárs
Budai Ferenc	intézeti technikus	Király Edit dr.	tudományos munkatárs
Burjáné Maignut Vera	tudományos segédmunkatárs	Kiss Károlyné	ügyviteli alkalmazott
Chikán Géza dr.	tudományos főmunkatárs	Koloszár László dr.	tudományos főmunkatárs
Császár Géza dr.	tudományos tanácsadó	Koroknai Balázs	tudományos munkatárs
Cserny Tibor dr.	tudományos főmunkatárs	Koroknai Zsuzsa	kutatási asszisztens
Csillag Gábor dr.	tudományos munkatárs	Korpás László dr.	tudományos tanácsadó
Csirik György	tudományos munkatárs	Kovács Pálffy Péter dr.	tudományos főmunkatárs
Demény Krisztina	ügyviteli alkalmazott	Kókai András	tudományos főmunkatárs
Don György	tudományos munkatárs	Kónya Péter	kutatási asszisztens
Dudás A. Imre	tudományos munkatárs	Kutasi Géza	szakmunkás
Farkas Juszina	intézeti laboráns	Laczkóné Őri Gabriella	ügyviteli alkalmazott
Farkasné Bulla Judit	tudományos munkatárs	Lajtos Sándor	intézeti technikus
Fodor László dr.	tudományos főmunkatárs	Lelkes György dr.	tudományos főmunkatárs
Földvári Mária dr.	tudományos főmunkatárs	Less György dr.	tudományos főmunkatárs
Fügedi Péter Ubul	tudományos munkatárs	Madarász Istvánné	ügyviteli alkalmazott
Galambos Csilla	tudományos munkatárs	Magyari Árpád dr.	tudományos főmunkatárs
Gál Nóra Edit dr.	tudományos főmunkatárs	Maros Gyula	tudományos munkatárs
Gáspár Anita	könyvtáros	Marsi István dr.	tudományos főmunkatárs
Gellér Péterné	intézeti technikus	Marsó Károly	tudományos munkatárs
Gulácsi Zoltán	tudományos munkatárs	Matyikó Mónika	intézeti technikus
Gyalog László dr.	tudományos főmunkatárs	Muráti Judit	tudományos munkatárs
Gyuricza György dr.	tudományos munkatárs	Musitz Balázs	tudományos segédmunkatárs
Hartyányi Zita	ügyviteli alkalmazott	Müller Tamás	tudományos munkatárs
Havas Gergely	tudományos munkatárs	Nagy Péter	tudományos munkatárs

Nagy Tiborné	tudományos munkatárs	Szabó Árpádné	intézeti laboráns
Németh András	intézeti technikus	Szabó Lászlóné	intézeti ügyintéző
Németh Károly dr.	tudományos főmunkatárs	Szabó Renáta	gazdasági szakértő
Ollrád Attila	intézeti technikus	Szalka Edit	intézeti technikus
Orosz László	tudományos segédmunkatárs	Szegő Éva	tudományos munkatárs
Palotás Klára	tudományos munkatárs	Szentpétery Ildikó dr.	tudományos főmunkatárs
Papp Péter	tudományos munkatárs	Szlepák Tímea	könyvtáros
Partényi Zoltánné	tudományos munkatárs	Szócs Teodóra	tudományos munkatárs
Paulheim Gáspár	intézeti ügyintéző	Szurkos Gábor	tudományos munkatárs
Pálfi Éva	intézeti technikus	Tamás Gábor	intézeti technikus
Pelikán Pál	tudományos főmunkatárs	Thamóné Bozsó Edit dr.	tudományos főmunkatárs
Pentelényi Antal	tudományos munkatárs	Tiefenbacher Ildikó	intézeti ügyintéző
Peregi Zsolt	tudományos főmunkatárs	Tihanyiné Szép Eszter	intézeti technikus
Petrócziné Gecse Zsuzsanna	gondnok	Tisza András	tudományos segédmunkatárs
Piros Olga dr.	tudományos főmunkatárs	Tóth György	tudományos főmunkatárs
Pocsai Tamás	tudományos segédmunkatárs	Tóthné Makk Ágnes dr.	tudományos főmunkatárs
Raincsák György	tudományos főmunkatárs	Treszné Szabó Margit	kutatási asszisztens
Rálich Lászlóné dr.	tudományos munkatárs	Tullner Tibor dr.	tudományos főmunkatárs
Rezessy Attila	tudományos munkatárs	Újháziné	
Rotárné Szalkai Ágnes	tudományos munkatárs	Kerek Barbara dr.	tudományos munkatárs
Róth László	tudományos munkatárs	Unger Zoltán	tudományos munkatárs
Sásdi László	intézeti technikus	Vad Altanceceg	intézeti technikus
Scharek Péter dr.	tudományos főmunkatárs	Varga Renáta	intézeti ügyintéző
Selmezy Ildikó dr.	tudományos munkatárs	Vargáné Barna Zsuzsanna	tudományos munkatárs
Síkhegyi Ferenc	tudományos főmunkatárs	Vatai József	tudományos munkatárs
Simonyi Dezső	intézeti ügyintéző	Váczi Blanka	ügyviteli alkalmazott
Solt Péter	intézeti technikus	Végh Hajnalka	intézeti technikus
Sonfalviné		Vikor Zsuzsanna	intézeti technikus
Szeibert Ildikó (dr.)	intézeti technikus	Vukánné Tolnai Judit	minőségügyi vezető
Szabadosné Sallay Enikő	tudományos munkatárs	Zsámbok István	tudományos főmunkatárs

### A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársainak 2005. évi publikációs jegyzéke

#### Nyomtatásban megjelent munkák

- ALBERT G.: Háromdimenziós modellezési módszerek sík- vagy felületszerű földtani szerkezetek elemzéséhez és megjelenítéséhez (Three-dimensional modelling methods for analysing and visualising geological structures with plane or surface-like geometry). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03–03/04/2005.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 70.
- ALBERT G.: Törékes szerkezetek modellezési módszerei (Modelling methods of fracture tectonics). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 97–107.
- ALBERT, G.: Structural Model of the Bersek and Kecskő Hills in the North-Eastern Gerecse. (A Three-Dimensional Visualization). – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005.* – *Geolines* 19, p. 15.
- BABINSZKI E., SZTANÓ O.: Bioturbáció: áldás vagy átok? – 8. *Magyar öslénytani vándorgyűlés, Hátszeg-Őraljaboldogfalva, 18–21/05/2005. Program, előadaskivonatok, kirándulásvezető*, p. 3.
- BABINSZKI E., SZTANÓ O.: Egy sánc-sziget fejlődéstörténete a nyomásűrűség index változásainak tükrében. – 8. *Magyar öslénytani vándorgyűlés, Hátszeg-Őraljaboldogfalva, 18–21/05/2005. Program, előadaskivonatok, kirándulásvezető*, pp. 3–4.
- BADA, G., FODOR, L., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F.: Active tectonics and continental topography development in the Pannonian basin. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24–29/04/2005, Abstracts.* – *Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05-A-09536.
- BADA, G., HORVÁTH, F., TÓTH, L., FODOR, L., TIMÁR, G., CLOETINGH, S.: Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region. – In: PINTER, N., GRENERCZY, GY., WEBER, J., MEDAK, D., STEIN, S. (eds): *The Adria microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards.* Kluwer Academic Publisher, 413 p. (Nato Science Series, 4.; Earth and Environmental Sciences, vol. 61.)
- BADA, G., WINDHOFFER, G., FODOR, L., GRENERCZY, GY., TÓTH, L., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S.: Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian basin: inferences from stress and strain indicators. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24–29/04/2005, Abstracts.* – *Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05–A–09472.
- BADA, G., WINDHOFFER, G., FODOR, L., GRENERCZY, GY., TÓTH, L., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S.: Stress propagation and

- Ongoing Basin Inversion in the Pannonian Region. – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005.* – *Geolines* 19, pp. 18–19.
- BAJNÓCZI B., KÖRÖS L., TÓTH M.: Triász termális forráskúp a Budai-hegységben. – *8. Karsztfelődés Konferencia, Szombathely, 18–19/03/2005, Előadások összefoglalója*, p. 14.
- BALOGH, K., ITAYA, T., NÉMETH, K., MARTIN, U., WIJBRANS, J., THAN, N. X.: Study of controversial K/Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of the Pliocene alkali basalt of Hegyestű, Balaton Highland, Hungary: a progress report. – *Mineralia Slovaca* 37, pp. 298–301.
- BALOGH, K., NÉMETH, K.: Evidence for the neogene small-volume intracontinental volcanism in western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar volcanic complex. – *Geologica Carpathica* 56 (1), pp. 91–99.
- BARTHA A.: Fontosabb geo- és környezetanalitikai módszerek a Magyar Állami Földtani Intézetben. (Az analitikai módszerharmonizáció tapasztalatai az európai geológiai intézetek laboratóriumaiban) – *7. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem, Csíkszereda, 28–29/10/2005.* Pro Geologia Egyesület, Csíkszereda, pp. 30–31.
- BARTHA A., BÁLINT M., BARCZA I.-né: „Magyarországi felszín alatti vizek vízkémiai állapotának felmérése című PHARE projekt analitikai eredményeinek ismertetése”. – *7. Környezetvédelmi Analitikai és Technológiai Konferencián, Egerben, 4–6/10/2005. Konferencia Kiadvány*, p. 33.
- BÉLÁVÁRI, CS., ANDRÁSI, E., MOLNÁR, ZS., BERTALAN, É.: Determination of alkali metals in control and AD brain samples by different techniques. – *Microchemical Journal* 79 (1–2), pp. 367–373.
- BENDŐ, ZS., KÖRÖS, L.: How much time is needed for laccolith formation? A new approach based on a case study from Csódi-hegy, Dunabogdány, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 48 (1), pp. 299–316.
- BENKŐ, K., FODOR, F., MÁRTON, E.: Structural and Paleomagnetic Analysis of Miocene Rocks in Northern Transdanubia. – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005.* – *Geolines* 19, pp. 22–24.
- BERG T., GYALOG L., LEGEZA L., SZÁSZI A.: *Értékek az utak mentén. Az országos főútvonal hálózat jelentős részén látható és elérhető turisztikai nevezetességek, műemlékek, természeti, történeti és jelentős műtárgyak.* – Állami Közúti Műszaki és Információs Közhasznú Társaság, Budapest, 119 p.
- BOHN-HAVAS, M., LANTOS, M., SELMECZI, I. 2004: Biostratigraphic studies and correlation of Tertiary planktonic gastropods (Pteropods) from Hungary. – *Acta Palaeontologica Romaniae* 4, pp. 37–43.
- BORREGO, G. A., HÁMOR-VIDÓ, M.: Minutes of the Commission II. – *57th ICCP (International Committee for Coal and Organic Petrology) Meeting, Patras, Greece, 20–23/09/2005.* – *ICCP News* 36, pp. 33–36.
- BREZSNYÁNSZKY K.: 50 éves a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézete. Köszöntés. – *Földtani Közlöny* 135 (4), p. 585.
- BREZSNYÁNSZKY K.: A Földtani Intézet tevékenysége és eredményei 1869 és 1900 között (Activity and results of the Geological Institute of Hungary in the period 1869–1900). – *Földtani Közlöny* 135 (1), pp. 113–118.
- BREZSNYÁNSZKY K.: A GEOSS 10-éves megvalósítási terve; hazai feladatok. – „Globális földmegfigyelő rendszer: hazai feladatok”. Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya, osztályülés, Budapest, Magyar Tudományos Akadémia, 04/05/2005, [20] p.
- BREZSNYÁNSZKY K.: A kiállítás megnyitója. – In: FÉSŰ J. Gy., HÁLA J. (szerk.): *Börzsönyvidék 3. Földtani kutatások eredményei a Börzsönyben.* Börzsöny Múzeum Baráti Köre, Szob, pp. 179–182.
- BREZSNYÁNSZKY K.: Bitatlasz. – *Heti Világgazdaság (HVG)* 27 (44), p. 90.
- BREZSNYÁNSZKY K.: Elnöki megnyitó. [Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat 152. rendes évi közgyűlésén, Budapest, 2005. március 18.] – *Földtani Közlöny* 135 (2), pp. 175–176.
- BREZSNYÁNSZKY K.: Előszó; Foreword. – In: GYALOG L. (szerk.): *Magyaróráz Magyarország fedett földtani térképéhez az egységes rövid leírása) 1:100 000.* (A Magyar Állami Földtani Intézet térképmagyarázó), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 5–6., 17–18.
- BREZSNYÁNSZKY K.: Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2004. évi tevékenységéről. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 7–31.
- BREZSNYÁNSZKY, K.: Geología en un país de cambios: Hungría – Geology in a changing country: Hungary. – In: LAMOLDA, M. A. (ed.): *Geociencias, recursos y patrimonio geológico.* Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. – *Serie Geología y Geofísica* 3, [Madrid], pp. 31–41.
- BREZSNYÁNSZKY, K.: Geology in the European Strategy: New Challenges and Impacts. – *14. Congress of Geologists of Serbia and Montenegro. Book of Abstracts, Novi Sad, 18–20/10/2005.* p. 2.
- BREZSNYÁNSZKY K.: Magyar Állami Földtani Intézet 2004 – Geological Institute of Hungary 2004. – *MGSZ éves beszámoló 2004 – Annual report 2004*, pp. 15–28.
- BREZSNYÁNSZKY, K., FODOR, L.: Preface of the Editors. – In: FODOR, L., BREZSNYÁNSZKY, K. (ed.): *Proceedings of the workshop on „Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”.* Geological Institute of Hungary, Budapest, August 2002, (Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 204.), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 5–7
- BREZSNYÁNSZKY K., HÁLA J.: Kőpénzek és egyéb kővé váltak. – *Néprajzi Hírek* 34 (1–2), pp. 69–71.
- BREZSNYÁNSZKY K., HÁMOR T.: Beszámoló az EuroGeoSurveys és a FOREGS 2004. október 5-9-i berlini üléséről. – *Földtani Kutatás* 42 (1), p. 39.
- BREZSNYÁNSZKY K., SZENTPÉTERY I.: Nekrológ. Dr. Kretzoi Miklós 1907. 02. 09. – 2005. 03. 13. – *Földtani Közlöny* 135 (3), pp. 479–482.
- BUCZKÓ, K., VÖRÖS, L., CSERNY, T.: The diatom flora and vegetation of Lake Balaton from sediment cores according to Márta Hajós's legacy. – *Acta Botanica Hungarica* 47 (1–2), pp. 75–115.
- BUDAI T., CHIKÁN G. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-48 Balatonfüred.* – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- BUDAI T., FODOR L., CSILAG G., PIROS O.: A Vértes délkeleti triász vonulatának rétegtani és szerkezeti felépítése. (Stratigraphy and structure of the southeastern Triassic range of the Vértes Mountain (Transdanubian Range, Hungary) – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 189–203.
- BUDAI T., NÉMETH K., PIROS O.: Középső-triász platformkarbonátok és vulkanitok vizsgálata a Latemar környékén (Dolomitok,



- Olaszország) (Middle Triassic platform carbonates and volcanites in the Latemar area (Dolomites, Italy). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 175–188.
- BUDAI T., SCHAREK P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-47 Keszthely*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- BUDAI T., SÍKHEGYI F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-2 Dorog (Esztergom)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN, G.: The Role of Geological Mapping in the Economic Evaluation of a Territory (The New Map of Mecsek Mts., Hungary). – In: VELIC, I., VLAHOVIC, I., BIONDIC, R. (eds): *3rd. Croatian Geological Congress. Abstracts Book, Opatija, 29/09-01/10/2005*. Croatian Geological Survey, [Zagreb], p. 21.
- CHIKÁN G.: Új, részletes földtani térkép a Mecsek-hegységről [New detailed geological map of Mecsek Mts. (Hungary)]. – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárád, 31/03- 03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 75.
- CHIKÁN G. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-37 Siófok*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN G. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-60 Kaposvár*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN G. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-83 Barcs*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN G. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-71 Nagyatád*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN G. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-84 Podravska Slatina (Sellye)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN G., BUDAI T. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-61 Pécs*. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN G., BUDAI T. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-73 Siklós*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN G., BUDAI T. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-72 Szigetvár*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN G., KÓKAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-49 Dombóvár*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CHIKÁN G., SCHAREK P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-59 Marcali*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CRONIN, S. J., NÉMETH, K.: Where are the giant tuff cone and ignimbrites of Ambrym? A more conventional story of mafic volcanism at Ambrym volcano, Vanuatu. – *Annual Conference of the Geological Society of New Zealand, Kaikoura, New Zealand, 28/11-02/12/2005*. Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publications 119A, pp. 21–22.
- CSÁSZÁR G.: Fórum. A Föld bolygó éve. – *Földtani Közlöny* 135 (3), pp. 483–488.
- CSÁSZÁR G.: Kavics- és breccsabetelepülések a Vasasi Marga Formációban Zsibrik és Ófalu között (Pebble and breccia intercalations in the Lower Jurassic Vasas Marl Formation between Zsibrik and Ófalu villages, Eastern Mecsek Mountains). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 205–213.
- CSÁSZÁR G.: *Magyarország és környezetének regionális földtana I: Paleozoikum-paleogén. Egyetemi tankönyv*. – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- CSÁSZÁR, G.: Geological key section system as a base for geoparks in Hungary. (Protection, enhancement and management of geological heritage). – In: ZOUROS, N. (ed.): *6th European Geoparks [Network] Meeting, Lesvos, Greece, 5-8/10/2005, Abstract*. Natural History Museum of the Lesvos Petrified Forest, Lesvos, Greece, p. 27.
- CSÁSZÁR G., CSEREKLEI E., BUDAI T. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-14 Érd (Bicske)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CSÁSZÁR, G., ORAVECZ-SCHAEFFER, A., PIROS, O.: Stop 1: Kőrös Hill, Bakonybél, Bakony Mts (Triassic-Jurassic boundary section on the platform) Rhaetian Dachstein Limestone and Hettangian Kardosrét Limestone. – *5th Field Workshop of IGCP 458 Project, Triassic-Jurassic Boundary Events, Tata, Hungary - Puch bei Hallein, Austria, 5-10/09/2005*, H20–24. [http://paleo.cortland.edu/IGCP458/final/IGCP458\\_2005.pdf](http://paleo.cortland.edu/IGCP458/final/IGCP458_2005.pdf) (2006. 01. 26.)
- CSERNY T., PRÓNAY ZS., NEDUCZA B.: A Balatonon végzett korábbi szeizmikus mérések újraértékelése (Re-evaluation of earlier seismic measurements on Lake Balaton). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 273–283.
- CSERNY T., THAMÓNÉ BOZSÓ E., KIRÁLY E., MUSITZ B., MAROS GY., KOVÁCS-PÁLFFY P., BARTHA A.: AZ M3-as autópálya burkolatának környezetföldtani vizsgálata (Environmental geological studies on the road surface of highway M3). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 239–252.
- CSILLAG G. 2004: Második Nemzetközi Maar Konferencia. – *Földtani Közlöny* 134 (4), pp. 605–606.
- CSILLAG, G., FODOR, L., JORDAN, GY.: Morphostructural analysis of Vertes Mts. and Keszthely Mts. (Transdanubia, Hungary) by means of geological, morphological and digital terrain modelling. – *6th International Conference on Geomorphology: Geomorphology in Regions of environmental contrast, Zaragoza, Spain, 7-11/09/2005, Abstract volume*, p. 283.
- CSILLAG G., FUTÓ J.: A Káli-medence kialakulása. – In: FUTÓ J. (szerk.): *A Káli-medence*. Balaton Felvidéki Nemzeti Park Igazgatóság, Veszprém, pp. 13–27. (A Balaton-felvidék természetértékei, 5.)
- CSILLAG G., MÜLLER P. M.: Vulkanizmus utáni felszínalakulás Leányfalu környékén (Visegrádi-hegység) [Geomorphic evolution of the Leányfalu area, after the Miocene volcanism (Visegrád Mts., North Hungary)]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 261–272.
- CSILLAG, G., NÉMETH, K.: Pitfalls in erosion calculation on the basis of remnants of maar/diatreme volcanoes. – *6th International Conference on Geomorphology: Geomorphology in Regions of environmental contrast, Zaragoza, Spain, 7-11/09/2005, Abstract volume*, p. 307.
- CSIRIK GY.: A pulai pliocén maarkráter (Dunántúli-középhegység) tavi üledékeinek földtani viszonyai [Geologic pattern of lake sediments in an Upper Panninian maar crater at Pula (Central Transdanubia, Hungary)]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 253–259.
- CSIRIK, GY.: Visualisation of topographic and geologic maps by MicroStation95 and ENVI software and its implications in basin analysis. – *MicroCad 2005 International Scientific Conference, Miskolc, 10-11/03/2005*, pp. 1–5.
- CSONGRÁDI J.-NÉ (szerk.): *Fonyód és környéke térképeken*. – Budapest, 28 p.

- CSONTOS, L., MAGYARI, Á., VAN VLIET LANOE, B., MUSITZ, B.: Neotectonics of the Somogy Hills (part II.): evidence from seismic sections. – *Tectonophysics* 410 (1-4), pp. 63–80.
- CSONTOS, L., SZTANÓ, O., POCSAI, T., BÁRÁNY, M., PALOTAI, M.: Late Jurassic – Early Cretaceous Alpine Deformation Events in the Light of Redeposited sediments. – In: TOMLJENOVIC, B., BALEN, D., VLAHOVIC, I. (ed.): *7th Workshop on Alpine Geological Studies. Abstracts Book. 3rd. Croatian Geological Congress, Opatija, 29/09–01/10/2005. Croatian Geological Survey, [Zagreb]*, pp. 17–18.
- CSONTOS, L., SZTANÓ, O., POCSAI, T., BÁRÁNY, M., PALOTAI, M., WETTSTEIN, E.: Late Jurassic-Early Cretaceous Alpine deformation events in the light of redeposited sediments. – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005 – Geolines* 19, pp. 29–30.
- DESSEL, W. VAN, POELMANS, L., JORDAN, G., SZILASSI, P., CSILLAG, G., ROMPAEY, A. VAN: Predicting land use changes in the Lake Balaton catchment (Hungary). – *International Workshop European Union Expansion: Land Use Change and Environmental Effects in Rural Areas, Luxembourg, Luxembourg, 4–7/09/2005, Abstracts*, p. 59.
- DON GY., HORVÁTH I., PENTELÉNYI A., SCHAREK P.: A Szigetközi földtani monitoring hálózat működtetése és az adatok értékelése. [http://www.mafi.hu/microsites/szigetkoz/MAFI\\_Szigetkoz\\_2004\\_htm/mainpage.htm](http://www.mafi.hu/microsites/szigetkoz/MAFI_Szigetkoz_2004_htm/mainpage.htm)
- DON GY., HORVÁTH I., SCHAREK P.: Aktuálgeológiai és vízkémiai mérések a talajvíz utánpótlás vizsgálata során. – *A Szigetközi környezeti monitoring eredményei, 19/05/2005, Konferencia. Az előadások összefoglalói*. pp. 5–6.
- DUDICH E.: A Garamtól Mongólián át a Balatonig – Dr. Kopek Gábor (1925. márc. 6 – 2005. febr. 18.) Emlékbeszéd. – *Földtani Közlöny* 135 (2), pp. 311–312.
- DUDICH E., VIZY B.: A magyar bauxit száz éve (One hundred years of Hungarian bauxite). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03–03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 14.
- FAGEL, N., ALLEMAN, L. Y., GRANINA, L., HATERT, F., THAMO-BOZSO, E., CLOOTS, R., ANDRÉ, L.: Vivianite formation and distribution in Lake Baikal sediments. – *Global and Planetary Change* 46 (1-4), pp. 315–336.
- FAGEL, N., THAMO-BOZSO, E., HEIM, B.: Sources of sedimentary supplies to Lake Baikal through the late quaternary based on mineralogical signatures. – *4th Vereshchagin Baikal conference, 26/09–1/10 2005, Irkutsk, Sibérie*. <http://www.ulg.ac.be/urap/Abstracts-Posters/baikal%2010-2005%20sources%20NF.pdf> (2006. 01. 13.)
- FARKAS I., BREZSNYÁNSZKY K., FANCSIK T.: Beköszöntő. – Foreword. – *Éves beszámoló 2004. – Annual report 2004*, p. 3.
- FODOR, L.: Foreword. – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005. – Geolines* 19, p. 3.
- FODOR, L.: Stress field variations around overlapping oblique-slip faults with multiple slip events: a case study from the Pannonian rift system. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24–29/04/2005, Abstracts. – Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05-A-07824.
- FODOR L., BADA G., CSILLAG G., HORVÁTH E., RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., SIKHEGYI F.: New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. – In: FODOR, L., BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): *Proceedings of the workshop on „Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”*. Geological Institute of Hungary, Budapest, August 2002, (Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 204.) Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 35–44.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., MÜLLER, P., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs.: Interplay between neotectonic deformation and surface processes in the Pannonian basin. – *15th Conference on Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics, ETH Zürich, 2–4/05/2005, Abstract volume*, p. 79.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., PALOTAS, K., SIKHEGYI, F., TIMAR, G., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F.: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. – *Tectonophysics* 410 (1-4), pp. 15–41.
- FODOR, L., BÍRÓ, I., ALBERT, G., LANTOS, Z.: New structural observations along the Vértessomló Line and implications for structural evolution of the Transdanubian Range (western Hungary). – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005. – Geolines* 19, pp. 38–40.
- FODOR, L., BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): *Proceedings of the workshop on „Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”*. Geological Institute of Hungary, Budapest, August 2002. – (Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 204.), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 86 p.
- FODOR, L., CSILLAG, G., NÉMETH, K., BUDAI, T., MARTIN, U., CSERNY, T., BREZSNYÁNSZKY, K., DEWEY, J. F.: Tectonic development, morphotectonics and volcanism of the Transdanubian range: a field guide. – In: FODOR, L., BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): *Proceedings of the workshop on „Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”*. Geological Institute of Hungary, Budapest, August 2002, (Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 204.), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 59–86.
- FODOR, L., HORVÁTH, P., KOROKNAI, B., MÁRTON, E., TRAJANOVA, M., VRABEC, M.: Ductile to brittle extension during Neogene exhumation of the metamorphic and magmatic rocks of the Pohorje-Kozjak Mts. (Slovenia, Eastern Alps). – *15th Conference on Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics, ETH Zürich, 2-4/05/2005, Abstract volume*, p. 80.
- FODOR, L., RADÓCZ, GY., SZTANÓ, O., KOROKNAI, B., CSONTOS, L., HARANGI, SZ.: Post-Conference Excursion: Tectonics, Sedimentation and Magmatism along the Darnó Zone. – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005. – Geolines* 19, pp. 142–162.
- FODOR, L., TURKI, SM., DALUB, H., ALGERBI, A.: Fault-related folds and along-dip segmentation of breaching faults: syn-diagenetic deformation in the south-western Sirt basin, Libya. – *Terra Nova* 17 (2), pp. 121–128.
- FÖLDVÁRI M.: The formation and production of nano and micro particles on clays under environmental-like conditions. – *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry* 79 (3), pp. 537–543.

- FÖLDVÁRI, M.: Application of the fuzzy set theory for the quantitative phase analysis of rocks using thermal analysis applied to the Boda Siltstone Formation, Hungary. – 6th. *International Symposium of Hungarian Researches on Computational Intelligence – Magyar kutatók 6. Nemzetközi Szimpóziuma, Budapest, 18-19/11/2005*, pp. 144-150.
- FRANYÓ F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-32 Oradea (Berettyóújfalu)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- FRANYÓ F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-44 Salonta (Biharugra)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- FRANYÓ F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-55 Gyula*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- FRANYÓ F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-66 Sinnicolau Mare (Csanádpalota)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- FRANYÓ F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-66 Arad (Battonya)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- FRANYÓ F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-75 Sombor (Bácsszentgyörgy)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- FRANYÓ F., CHIKÁN G. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-74 Mohács*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- FRANYÓ F., CHIKÁN G., KOLOSZÁR L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-62 Baja*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- FRANYÓ F., PAPP P., SÍKHEGYI F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-50 Szekszárd*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- FÜGEDI U., KUTI L.: Mit célszerű tenni a gyöngyösoroszi flotációs meddőhányóval? Jog, erkölcs, „nemzeti vizsgálatok” (What should be done with the Gyöngyösoroszi flotation waste? Legal, ethical, national analyses). – *Földtani Közöny* 135 (1), pp. 77-89.
- FÜLEKY GY., KUTI L., KALMÁR J.: A Hevesi-sík fejlődéstörténete a Kömlői Mintaterületen végzett vizsgálatok alapján. – In: FÜLEKY GY. (szerk.): *A táj változásai a Kárpát-medencében: víz a tájban: a Körös-Maros Nemzeti Park Körösvölgyi Látogató Központjában Szarvason 2004. július 1-3. között tartott tudományos konferencia kiadványa, Környezetkímélő Agrokémiáért Alapítvány, Gödöllő*, pp. 160-164.
- FÜGEDI, U., POCSAI, T., KUTI, L.: Agro-geochemical problems in the soil-parent rock-groundwater system. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24-29/04/2005, Abstracts*. – *Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05-A-07245.
- FÜGEDI U., SZURKOS G., VERMES J.: Éghajlatváltozások geokémiai hatásai Magyarország középső és keleti részén (Geochemical fingerprints of climatic changes in Central and Eastern Hungary). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 55-64.
- GALAMBOS Cs.: A földtani térkép – digitalizálástól nyomdáig (Geological maps – from the digitalisation to the publishing) – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 131-137.
- GALAMBOS Cs.: Overview of the Geological Maps and their Colour Sign Systems: Some Hungarian examples. – In: TÖRÖK, Zs., IRAS, K. (eds): *21st International Conference on the History of Cartography, Budapest, 17-22/07/2005*, p. 63.
- GRÁFIK, I. HÁLA, J. 2004: A Jankó János-díjas néprajzkutatók találkozója (1993-2004). – *Néprajzi Hírek* 33 (3-4), pp. 203-211.
- GULÁCSI Z.: Sea Mount as Strain indicator. Szarvaskő Area, N Hungary. – *Proceedings of the 3rd Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14-17/04/2005*. – *Geolines* 19, p. 48.
- GYALOG L.: A Magyar Állami Földtani Intézet egységes jelkulcsa és fúrási adatbázisa (The Hungarian legend system and the borehole-database of the Geological Institute of Hungary). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03-03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 80.
- GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-13, Tatabánya*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-36, Veszprém*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-25, Székesfehérvár*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-26, Százhalombatta (Ráckeve)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-36 Veszprém*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- GYALOG L. (szerk.); BUDAI T., CHIKÁN G., IVANCSICS J., KAISER M., KOROKNAI B., KOVÁCS S., MAIGUT V., PELIKÁN P., SÍKHEGYI F., TURCZI G. (közrem.): *Magyarító Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása) 1:100 000*. – (A Magyar Állami Földtani Intézet térképmagyarázója). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 188 p.
- GYALOG L., BALLA Z.: Bataapáti, a kis és közepes radioaktivitású hulladékok telephelyének kutatása. Helyzetkép (Bataapáti, investigation of the deposits of the low and middle radioactive nuclear wastes. General survey). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03-03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 79.
- GYALOG L., KAISER M. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-1, Komárno (Komárom)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- GYALOG L., OROSZ L., SIPOS A., TURCZI G.: A Magyar Állami Földtani Intézet egységes földtani jelkulcsa, fúrási adatbázisa és webes lekérdező felületük – The uniform legend system, the borehole database and the web-based query tool of them in the Geological Institute of Hungary. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 109-124.
- GYALOG L., SÍKHEGYI F. (sorozatszerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, (nyomatott és digitális változat), 88 szelvény.
- GYALOG L., TULLNER T., TURCZI G., TURTEGIN E.: Magyarország hegyvidéki területeinek fúrási és földtani térképi adatbázisa (a Magyar Állami Földtani Intézet és a Mol Rt. közös projektje) [The borehole and map database of hilly areas of Hungary (joint project of the Geological Institute of Hungary and the Mol Hungarian Oil and Gas Company)]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 145-166.

- GYURICZA GY. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-125 Rimavška Sobota (Zádorfalva)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- HAAS J., BUDAI T., SZENTE I., PIROS O., TARDINÉ FILÁCZ E.: Felsőtriász lejtő- és medencefáciésű rétegsorok a Pilisben és a Tatbányai-medencében – Upper Triassic slope and basin sequences in the Pilis Mts and the Tatabánya Basin. – *Földtani Közöny* 135 (4), pp. 513–543.
- HAAS J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., PELIKÁN, P.: Displaced Jurassic Foreslope and Basin Deposits of Dinaridic Origin in North Hungary. – In: TOMLJENOVIC, B., BALEN, D., VLAHOVIC, I. (eds): *7th Workshop on Alpine Geological Studies. Abstracts Book*. 3rd. Croatian Geological Congress, Opatija, 29/09–01/10/2005. Croatian Geological Survey, [Zagreb], pp. 41–42.
- HÁLA J. 2003: Emlékezés és emlékkiállítás a 100 esztendeje született Vajkai Aurél néprajztudós tiszteletére. – *Néprajzi Hírek* 32 (3–4), pp. 32–35.
- HÁLA J. 2003: Rövid hírek, tudósítások. – *Néprajzi Hírek* 32 (3–4), pp. 109–149.
- HÁLA J. 2004: Hoppál Mihály, az MTA Néprajzi Kutatóintézetének új igazgatója. – *Néprajzi Hírek* 33 (1–2), p. 87.
- HÁLA J.: Földtan. – In: KÖSZEGHY P. (főszerk.): *Magyar művelődéstörténeti lexikon. Középkor és kora újkor. II.* Balassi Kiadó, Budapest, pp. 181–191.
- HÁLA J.: Jakus Lajos emlékezete. – *Honismeret* 33 (2), pp. 112–113.
- HÁLA J.: Jankó János kéz levele Herrmann Antalnak. Adatok a jeles néprajzkutatók kapcsolatához. – In: BÁRKÁNYI, I., FODOR, D. (szerk.): *Határjáró: Tanulmányok Juhász Antal köszöntésére*. Móra Ferenc Múzeum, Szeged, pp. 49–63.
- HÁLA J.: Rövid hírek, tudósítások. – *Néprajzi Hírek* 34 (1–2), pp. 125–140.
- HALLER, M. J., ALRIC, V. I., MARTIN, U., NÉMETH, K., MEISTER, C. M.: Diatremas con peperita en la Patagonia septentrional. – In: GUSTAVO, G. V. [et al.]: *Actas del 16. Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina, 20–23/09/2005. Vol. 1. (Geología Regional - Geología Estructural - Petrología Ignea - Volcanología - Petrología Metamorfica)*, pp. 723–726. [in Spanish]
- HALLER, M. J., NÉMETH, K., MEISTER, C. M.: Un Maar en las cercanías de Río Gallegos, Santa Cruz. – In: GUSTAVO, G. V. [et al.]: *Actas del 16. Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina, 20–23/09/2005. Vol. 1. (Geología Regional - Geología Estructural - Petrología Ignea - Volcanología - Petrología Metamorfica)*, pp. 835–842. [in Spanish]
- HÁMOR-VIDÓ, M., CSERNY, T., KUTI, L.: Tracing anthropogenic impacts in association with environmental changes in lake Balaton sediments using organic petrology. – *57th ICCP (International Committee for Coal and Organic Petrology) Meeting, Patras, Greece, 18–24/09/2005, Abstract Book*, p.17.
- HÁMOR-VIDÓ, M., HÁMOR, T.: Petrography and isotope geochemistry of Hungarian power supply coals. – *57th ICCP (International Committee for Coal and Organic Petrology) Meeting, Patras, Greece, 18–24/09/2005, Abstracts Book*, p. 25.
- HAVAS G.: Földtani térképek publikálása az internetes környezetben – Publishing geological maps on the Internet. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 167–173.
- HORVÁTH I., MOLNÁR P., SZÓCS T.: Mélységi vízmintavétel rossz vízádból. – „*A környezetgeokémia korszerű módszerei. I. Mintavétel*” ankét, Budapest, 14/09/2005, p. 3. <http://www.unimiskolc.hu/~fkt/hundem/cikk.htm>
- JENCSEL H., RIGLER B., BABINSZKI E.: A Körös medence negyedidőszaki üledékes kőzeteinek gammaspektrometriai vizsgálata. – *Iffjú Szakemberek Ankétja, Sarlópuszta, 1–2/04/2005, Absztrakt kötet*, pp. 31–32.
- JOCHA-EDELENYI, E.: Karsthydrogeology of the Transdanubian Range, Hungary: Geological constrains and human impact on an unigue karst reservoir. – In: FODOR, L., BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): *Proceedings of the workshop on „Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”*. Geological Institute of Hungary, Budapest, August 2002, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, (Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 204.), pp. 53–58.
- JORDAN, G.: Extraction of morphotectonic features from DEMs on local and regional scales: development and applications for some ancient and neo-tectonic study sites in Europe. – *6th. International Conference on Geomorphology: Geomorphology in Regions of environmental contrast, Zaragoza, Spain, 7–11/09/2005, Abstract volume*, p. 269.
- JORDÁN GY.: Bányászat környezetvédelmi megközelítése az Európai Unióban (Environmental approach to mining in the European Union). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03–03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 32.
- JORDAN, G., VAN ROMPAEY, A., SZILASSI, P., CSILLAG, G., MANNAERTS, C., WOLDAI, T.: Historical land use changes and their impact on sediment fluxes in the Balaton basin (Hungary). – *Agriculture Ecosystems and Environment* 108 (2), pp. 119–133.
- JORDAN, G., CSILLAG, G., MEIJNINGER, B. M. L.: Digital Terrain Modelling for the Morphotectonic Analysis of Study areas in Hungary and Greece – Magyarországi és görögországi tanulmányterületek morfotektonikai elemzése digitális terepmodellezéssel. – *HUNDEM 2004: Első magyar konferencia a „Digitális domborzatmodellezés használata a környezet- és mérnöktudományokban” témakörben, Miskolc, 11–12/11/2004, 24 p. CD in English*. <http://www.unimiskolc.hu/~fkt/hundem/cikk.htm>
- JORDAN, G., CSILLAG, G., MEIJNINGER, B. M. L.: Digital Terrain Modelling with GIS for Tectonic Geomorphology: Development of Numerical Methods and Applications. GIS and Spatial Analysis. – *Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology (IAMG), Toronto, Canada, 21–26/08/2005. Proceedings, CD*.
- JORDAN, G., FUGEDI, U., SOMODY, A., ZELENKA, T.: Impact assessment of heavy metal pollution in surface water and sediment in the Recsk Ore Mines area. – *Environmental Geochemical Meeting 2. Case Studies, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 2005*.
- JORDAN, G., JOCHANE-EDELENYI, E., SCHAREK, P., FODOR, L.: Digital three-dimensional geological model of the Pannonian Basin in Hungary: development and presentation. GIS and Spatial Analysis. – *Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology (IAMG), Toronto, Canada, 21–26/08/2005. Proceedings, CD*.
- JORDAN, G., MEIJNINGER, B. M. L., VAN HINSBERGEN D. J. J., MEULENKAMP J. E., VAN DIJK, P. M.: Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. – *International*

- Journal of Applied Earth Observation & Geoinformation* 7 (3), pp. 163–182.
- JORDÁN GY., ROMPEY, A. VAN, SZILASSI P., CSILLAG G.: Digitális domborzatmodell alkalmazása GIS környezetben a Káli-medence talajerózió vizsgálatában. – *HUNDEM 2004: Első magyar konferencia a "Digitális domborzatmodellezés használata a környezet- és mérnöktudományokban" témakörben, Miskolc, 11-12/11/2004*, 24 p. CD in Hung.
- JORDAN, G., ROMPAEY, A. VAN, SZILASSI, P., CSILLAG, G. 2005. Historical land use changes and their impact on sediment fluxes in the Balaton basin (Hungary). – *International Workshop European Union Expansion: Land Use Change and Environmental Effects in Rural Areas, Luxembourg, Luxembourg, 4-7/09/2005, Abstracts*, p. 37.
- JORDAN, G., ROMPEY, A. VAN, SZILASSI, P., CSILLAG, G.: A modelling approach to the study of historical land use changes and their impact on sediment fluxes: a case study in the Lake Balaton basin (Hungary). – *6th International Conference on Geomorphology: Geomorphology in Regions of environmental contrast, Zaragoza, Spain, 7-11/09/2005, Abstract volume*, p. 187.
- JORDAN, G., SCHOTT, B.: Application of wavelet analysis to the study of spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models. A case study. – *Remote Sensing of Environment* 94 (1), pp. 31–38.
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., MAGYAR, I., VAKARCS, G.: Evolution of fluvio-deltaic systems in the central part of the Pannonian Basin. – *8th International Conference on Fluvial Sedimentology (ICFS), Delft, Netherlands, 7-12/08/2005, Abstracts*, pp. 148–149. <http://www.8thfluvconf.tudelft.nl/> (2006. 01. 13.)
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., VAKARCS, G., MAGYAR, I.: Integrated stratigraphy, architecture and sedimentary evolution of the Upper Neogene in the Pannonian Basin. – In: HARZHAUSER, M. (ed.): *12th RCMNS Congress, Vienna, 6-11/09/2005, Abstracts*, pp. 121–122.
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., VAKARCS, G., MAGYAR, I.: Sedimentary evolution and integrated stratigraphy: a key to structural evolution in the Eastern Pannonian Basin, Hungary. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24-29/04/2005, Abstracts*. – *Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05-A-09682.
- JUNG, A., KARDEVÁN, P., TÓKEI, L.: Detecting of urban effect on vegetation in a less build-up Hungarian city by hyperspectral remote sensing. – *Physics and Chemistry of the Earth Parts A/B/C* 30 (1–3), pp. 255–259. (Available online 10 November 2004., [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com))
- KALMÁR, J.: Geological background of the tell-type site from Százhalombatta. – *Százhalombatta Archeological Expedition SAX, Report 2.*, Matrica Múzeum, Százhalombatta, pp. 81–87.
- KALMÁR J.: *A Myorin Génbank*. – Státus, Csíkszereda, pp 3–435.
- KALMÁR, J.: Iarna la Antipozi. – *Ecotera* 2 (6), p.5.
- KALMÁR, J.: Noua Caledonie: minerit, metalurgie, protecția mediului natural. – *Ecotera* 2 (4), pp. 33–37.
- KALMÁR J., KUTI L.: Meddőhányók és zagytározók természetes rehabilitációjának földtani körülményei – *Földtani Kutatás* 17 (2), pp. 4–12.
- KALMÁR J., KUTI L., SZURKOS G.: Geological conditions of the natural rehabilitation of the mining and other industrial tailings and dumps. – *5th Environment & Progress, National Symposium with international participation, Environment Research, Protection and Management, Cluj-Napoca, 13-15/10/2005*. – *Environment & Progress* 4, pp. 213–224.
- KALMÁR J., KUTI L., VATAI J.: Observații hidrogeologice în cuprin-
- sul Arboretului Gödöllő. – *Buletinul Științific al Universității de Nord Baia Mare Seria D*. 19, pp. 387–393.
- KALMÁR, J., PETRESCU, I., VICZE M.: Bronzkori Duna-ág a Csepel-szigeten. – *Hidrologiai közlöny* 1, pp. 46–50.
- KARIG G., KUTI L., VATAI J.: A lehetséges hulladéklerakók térképe a weben. – *Térinformatika* 4, p. 22.
- KAZÁR E.: A mecseki fogascetek. – In: FAZEKAS I. (szerk.): *A komlói térség természeti és kultúrtörténeti öröksége*. RegioGrafo, Komló, pp. 91–110.
- KAZÁR, E.: A new kentriodontid (Cetacea: Delphinoidea) from the Middle Miocene of Hungary. – *Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde in Berlin - Geowissenschaftliche Reihe* 8 (1), pp. 53–73.
- KÁZMÉR, M., MIKES, T., BENKÓ, ZS., KOVÁCS, I., POCSAI, T., PROHÁSZKA, A., FEKETE, N., KROLOPP, E., TIMÁR, G., SZÉKELY, B.: Small-scale Quaternary flexural basins in the Carpathian-Pannonian system - the Transdanubian Sárrét Basin as an example. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24-29/04/2005, Abstracts*. – *Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05-A-09450.
- KECSKÉS, G., SZURKOS, G. : Utility-geotechnical map series of Budapest. – „Annual News 2005”. *Periodicals of the Szent István University Ybl Miklós Faculty of Building Sciences*, pp. 51–61.
- KERCSEMÁR ZS., FODOR L.: Syn-Sedimentary Deformations in the Eocene Tatabánya Basin, Central Hungary. – *Proceedings of the 3rd Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14-17/04/2005*. – *Geolines* 19. pp. 60–61.
- KERCSEMÁR Zs.: Középső-eocén karbonátos üledékképződés, az É-i Vértes tektonikailag aktív peremvidékén (Tatabányai-medence, DK-i perem) (Tectonic controlled middle eocene carbonate sedimentation on the northern part of Vértes Mountain). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03-03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 87.
- KERCSEMÁR Zs.: Középső-eocén karbonátos üledékképződési környezetek és egymásra épülésük a Tatabányai-medence DK-i peremén - Evolution of Middle Eocene carbonate sedimentation on the southeastern part of the Tatabánya Basin. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 215–238.
- KISS, A., FODOR, L.: Cretaceous Structural Evolution of the Bakony Mts., Hungary. – *Proceedings of the 3rd Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14-17/04/2005*. – *Geolines* 19, pp. 61–63.
- KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I.: Formations of Late Neogene and Pleistocene terrestrial sediments in the region of Mórág Hill (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* 48 (1), pp. 317–337.
- KÓNYA P.: Nyári MAMIT tábor a Balaton-felvidéken (2005. augusztus 4–10.). – *Geoda* 15 (3), pp. 20–27.
- KORBÉLY, B., CSILLAG, G.: Geodiversity and landscape elements of Balaton Uplands National Park: a proposed geopark in western Hungary. – In: ZOUROS, N. (ed.): *6th European Geoparks [Network] Meeting, Lesvos, Greece, 5-8/10/2005, Abstract*. Natural History Museum of the Lesvos Petrified Forest, Lesvos, Greece, p. 53.
- KORDOS, L.: [Könyvismertetés:] Kópénzek. Mondák, költemények és énekek. Szerk.: Hála József. Mentor Kiadó, Marosvásárhely, 2004. 334 p. – *Földtani Közöly* 135 (1), p. 166.

- KORDOS, L.: Ásatások a baltavári ősgerinces lelőhelyen. – In: SZAKÁLY F. (szerk.): *Ősgerincesek állandó kiállítása Bérbaltaváron*. Bébaltavár Bébaltaváriak Szülőfalujukért Egyesület, Szombathely, pp. 6–14.
- KORDOS, L.: Ásatások a baltavári ősgerinces lelőhelyen. – *Vasi Szemle*, 59 (1), pp. 76–86.
- KORDOS, L.: Az őskor állatkerkje. Vastagbőrűek a Kárpát-medencében. – *Vadon* 1, pp. 2–5.
- KORDOS, L.: Egy globális környezetváltozás, ami megváltoztatta a világot. – *Természet Világa* 136 (8), pp. 353–356.
- KORDOS, L.: Kretzoi Miklós paleontológus (1907–2005). – In: CSOMA A. (szerk.): *Dunakanyari arcképcsarnok*. Dunakeszi, pp. 100–101.
- KORDOS, L.: Nekrológ. Papajcsik Mártonné (1924–2004). – *Földtani Közlemények* 135 (2), p.309.
- KORDOS, L.: Óshüllők lábnyomai a Mecsekben. – In: FAZEKAS I. (szerk.): *A komlói térség természeti és kultúrtörténeti öröksége*. RegioGrafo, Komló, pp. 75–90.
- KORDOS, L.: Ősmaradványok (Ipolytarnóc). – *Gyalogos-Túra-Vezető* 1 (1), pp. 26–33.
- KORDOS, L.: Pannon panda. Világvándor a Kárpát-medencében. – *Vadon* 5, pp. 16–18.
- KORDOS, L.: *Sárkánygyíkok*. 3. kiadás. – Tengerszem Könyvkiadó, Kisújszállás, 64 p.
- KOROKNAI B.: Alpine Tectonometamorphic Evolution of the Uppony and Szendrő Paleozoic (NE Hungary). – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005*. – *Geolines* 19, pp. 65–66.
- KOROKNAI B.: Eoalpine Tectonometamorphic History of the Uppony and Szendrő Paleozoic (NE Hungary). – In: TOMLJENOVIC, B., BALEN, D., VLAHOVIC, I. (eds): *7th Workshop on Alpine Geological Studies. Abstracts Book*. 3rd. Croatian Geological Congress, Opatija, 29/09–01/10/2005. Croatian Geological Survey, [Zagreb], pp. 49–50.
- KOROKNAI B., LANTOS M., MAROS GY.: New Paleomagnetic and Magnetic susceptibility (AMS) Data on the Mórággy Granite (SW Hungary) – Implications for Ductile and Brittle Deformation. – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005*. – *Geolines* 19, pp. 66–67.
- KORPÁS L.: A Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani felépítésének vázlatja. – In: FESŰ J. GY., HÁLA J. (szerk.): *Börzsönyvidék 3. Földtanikutatások eredményei a Börzsönyben*. Börzsöny Múzeum Baráti Köre, Szob, pp. 9–26.
- KORPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFY, J., LANTOS, M., FÖLDVÁRI, M., KORDOS, L., KROLOPP, E., STÜBEN, D., BERNER, ZS. 2004: Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine: An integrated case study from Vár-hegy, Budapest, Hungary. – *Földtani Közlemények* 134 (4), pp. 541–562.
- KOVÁCS S., BÓNA J., RÁLISCH-FELGENHAUER E.: Middle Anisian (Pelsonian) platform conodonts from the Triassic of the Villány Hills, South Hungary – *Acta Geologica Hungarica* 48 (1), pp. 107–115.
- KOVÁCS S., RÁLISCH E., HÁMORNÉ VIDÓ M., SIEGLNÉ FARKAS Á., BÓNA J.: Félárok-szerkezettel kapcsolatos Conodonta-színváltozás (CAI index) a mecsek-villányi mezozoikumban (Tiszai Egység) [Conodont colour alteration related to a half-graben structure in the mesozoic of the Mecsek and Villány Hills area (Tisza megaunit)]. – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03–03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 90.
- KOVÁCS S., RÁLISCH-FELGENHAUER E.: Middle Anisian (Pelsonian) platform conodonts from the Triassic of the Mecsek Mts (South Hungary) – Their taxonomy and stratigraphic significance. – *Acta Geologica Hungarica* 48 (1), pp. 69–105.
- KOVÁCS, S., JÓZSA, S., GULÁCSI, Z., DOSZTÁLY, L., ÁRGYELÁN, G. B., FORIÁN-SZABÓ, M., OZSVÁRT, P.: Permo-Mesozoic Formations of the Darnó Hill Area, NE Hungary – A Displaced Fragment of the Inner Hellenidic-Inner Dinaridic Accretionary Complexes. – In: TOMLJENOVIC, B., BALEN, D., VLAHOVIC, I. (eds): *7th Workshop on Alpine Geological Studies. Abstracts Book*. 3rd. Croatian Geological Congress, Opatija, 29/09–01/10/2005. Croatian Geological Survey, [Zagreb], pp. 51–52.
- KOVÁCS-PÁLFY P., FÖLDVÁRI M. 2004: Mineralogy of the travertines in NE Transdanubia (Hungary). – *Földtani Közlemények* 134 (4), pp. 563–588.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., KOVÁCS, S., CSONTOS, L., PÉRÓ, CS.: Tectonic position of Torna s. s. and Bódva Units in the Central Part of Rudabánya Hills, NE Hungary. – In: TOMLJENOVIC, B., BALEN, D., VLAHOVIC, I. (eds): *7th Workshop on Alpine Geological Studies. Abstracts Book*. 3rd. Croatian Geological Congress, Opatija, 29/09–01/10/2005. Croatian Geological Survey, [Zagreb], pp. 53–54.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-8 Nyíregyháza*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-39 Izsák*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-63 Jánoshalma (Bácsalmás)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-64 Subotica (Mórahalom)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-51 Kiskunhalas*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-51 Kiskunmajsa*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-40 Kecskemét*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-9 Mátészalka*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-28 Cegléd*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-27 Dabas*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-10 Satu Mare (Fehérgyarmat)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000,*

- L-34-20 Debrecen. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-21 Marghita (Nyírábrány)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-129 Uzgorod (Záhony)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-141 Kisvárd*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-142 Beregovo (Tarpa)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI, L., KERÉK, B.: The environmental-geological evaluation of quaternary sediments of the Great Hungarian Plain. – *Buletinul Ştiinţific al Universităţii de Nord Baia Mare Seria D*. 19, pp. 371–377.
- KUTI L., KERÉK B., TÓTH T.: Magyarország sík- és dombvidéki tájainak agrogeológiai jellemzése. – *Tájökológiai Lapok* 3 (1), pp. 83–97.
- KUTI L., KERÉK B., VATAI J., MÜLLER T.: Risk to inland water based on agrogeological factors. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24–29/04/2005, Abstracts*. – *Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05-A-07148.
- KUTI L., PAPP P., SÍKHEGYI F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-38 Dunaiújváros*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L., PENTELENYI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-128 Sátoraljaiújhely*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L., PENTELENYI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-140 Sárospatak*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KUTI L., RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-53 Hódmezővásárhely*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- LACZKÓ A. A., UNGER Z., ZÓLYA L., KÖMÉNY P.: A 7. Székelyföldi Geológus Találkozó szakmai kirándulása alkalmával érintett földtani egységek és a megállók rövid leírása. – *7. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem, Csíkszereda, 28–29/10/2005*. Pro Geologia Egyesület, Csíkszereda, pp. 7–22.
- LELKES GY.: Thaiföld recens tengeri üledékminták szedimentpetrográfiai vizsgálatának eredményei. – *8. Magyar őslénytani vándorgyűlés, Hátszeg-Óraljaboldogfalva, 18–21/05/2005. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, p. 17.
- LESS GY. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-126 Rožňava (Szendrő)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- LESS GY., BÁLDINÉ BEKE M., ZELENKA T., FÖLDESSY J., KOLLÁNYI K., KERTÉSZ B.: A recski andezit korának revíziója. – *8. Magyar őslénytani vándorgyűlés, Hátszeg-Óraljaboldogfalva, 18–21/05/2005. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, pp. 17–18.
- MAGYAR I., SZTANÓ O., KRÉZSEK CS., WANÉK F., JUHÁSZ GY.: Pannóniai puhatestű-maradványok a marosorbói feltárásokból (Pannonian (Late Miocene) Molluscs from Oarba de Mures/Marosorbó). – *[7.] Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárád, 31/03–03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 96.
- MAGYARI Á., KERCSMÁR ZS., UNGER Z., TISZA A.: A Körös-medence ÉK-i peremének (az Ér és a Berettyó-völgyének) neotektonikai vizsgálata [Neotectonic investigations of the Ér and Berettyó-river valley (NE part of the Körös Basin)]. – *[7.] Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárád, 31/03–03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca p. 97.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L., VAN VLIET LANOE, B.: Quaternary Neotectonics of the Somogy Hills, Hungary (part I.): evidence from field observations. – *Tectonophysics* 410 (1–4), pp. 43–62.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L., THAMÓ-BOZSÓ E., VAN VLIET-LANOE, B.: Quaternary neotectonics of the southern part of Lake Balaton, Hungary. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24–29/04/2005*. – *Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05-A-06618.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L.: Késő-negyedidőszaki szerkezetek a Somogyi-dombságban. – *Magyarhoni Földtani Társulat Dél-dunántúli Területi Szervezete, Magyar Geofizikusok Egyesületének Mecseki Csoportja, Pécsi Akadémiai Bizottság Bányászati és Földtani Munkabizottsága, Földtudományi előadóülés, Pécs, 2–3/06/2005, Előadáskivonatok*, p. 9.
- MAIGUT V.: Földtani térképek kartografálásának segítése térinformatikai módszerekkel – Aiding the cartographic process of geological maps with GIS-methods. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp.139–144.
- MÁJAI CS., UNGER Z.: A Csukás-hegység földtudományi-ökológiai értékelése. – *7. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem, Csíkszereda, 28–29/10/2005*. Pro Geologia Egyesület, Csíkszereda, p. 45.
- MAROS GY., FODOR L., PALOTÁS K.: Paleo-Stress Determination in Boreholes Drilled in the Boda Siltstone Formation (Mecsek Mts., Hungary) with the ImaGeo® Corescanner System – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005*. – *Geolines* 19, pp. 80–81.
- MAROS, GY., ZILÁHI-SEBESS, L., DUDKO, A., KOROKNAI, ZS.: The Evaluation of Complex Borehole Geophysics and Core-scanning: for Detailed Characterization of Oriented Fracture Sets, Zones, and Hydraulic Flow on Different Scales. A Case Study: Mórággy Granite, Mecsek Mts., Hungary – *AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 5–9/12/2005, Abstract volume*. <http://www.agu.org/cgi-bin/SFgate/SFgate>
- MARSI I., SCHAREK P., SÍKHEGYI F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-12 Győr É (Győr É)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- MARSI I., SCHAREK P., SÍKHEGYI F., SZURKOS, G. GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-12 Győr D (Győr D)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- MARTIN, U., NEMETH, K.: Eruptive and depositional history of a Pliocene tuff ring that developed in a fluvio-lacustrine basin: Kissonlyo volcano (western Hungary). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147 (3–4), pp. 342–356.
- MARTIN U., NEMETH, K.: Maar Conference. I *Episodes* 28 (3), pp. 212–214.
- MARTIN, U., NEMETH, K., HALLER, J. M., ALRIC, V. I.: Subterranean peperite in Oligocene lower Diatremes of Chubut, Argentina. I *19th Colloquium on Latin American Geosciences, GeoForschungsZentrum Potsdam, Germany, 18–20/04/2005*. – *Terra Nostra* 1 p. 78.

- NÁDOR A., MAGYARI Á., THAMÓ-BOZSÓ E., BABINSZKI E., KERCSMÁR Zs.: The role of the Érmellék-Berettyó-Körös depression in the river course development of the Great Hungarian Plain. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24–29/04/2005, Abstracts.* – *Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05-A-06339.
- NÁDOR A., MAGYARI Á., THAMÓ-BOZSÓ E., BABINSZKI E., KERCSMÁR Zs.: Fluvial responses to late stage subsidence anomalies and MIS2 climate changes: the Berettyó Körös system, E-Hungary. – *8th International Conference on Fluvial Sedimentology (ICFS), Delft, Netherlands, 7–12/08/1995, Abstracts*, pp. 215–216. <http://www.8thfluvconf.tudelft.nl/> (2006. 01. 13.)
- NAGYMAROSY A., LANTOS M., BOHN-HAVAS M., SZEGŐ É.: Badenian Biostratigraphy Events vs. Magnetostratigraphy in the Central Paratethys, Hungary. – In: HARZHAUSER, M (ed.): *12th RCMNS Congress, Vienna, 6–11/09/2005, Abstracts*, pp. 171–172.
- NARGOLWALLA, M. C., D. R. BEGUN., M. C. DEAN, D.-J. REID. and L. KORDOS: Dental development and life history in *Anapithecus herynaki*. – *Journal of Human Evolution* 49, pp. 99–121.
- NÉMETH K.: Hokkaidó – Lávadómok között Japán északi kapujában. I *Természet Világa* 136 (5), pp. 209–212.
- NÉMETH, K.: Vulkanai mezők és azok vulkáni folyamatai. – In: PÁSZTORI, B.: *Pro Scientia Aranyérmesek VII. Konferenciája. (Gödöllő). Különkiadvány.* Pro Scientia Aranyérmesek Társasága, Budapest, pp. 225–234.
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J.: The 1913 phreatomagmatic mafic explosive volcanism in west Ambrym, Vanuatu and its implications for volcanic hazard. I *STAR 2005 (SOPAC) 34th Annual Session, Apia, Western Samoa, 24/09–01/10/2005.* – In: Collen, J. (Ed.): *Abstracts of papers presented at the STAR Session 2005, SOPAC Secretariat, Suva, Fiji.* – *SOPAC Miscellaneous Report* 603, pp. 49–50.
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J.: Was the AD1435 Kuwae event (Vanuatu) really the largest explosive eruption in the SW Pacific in the last 1000 years? Implications for Regional hazard and global climate. I *Annual Conference of the Geological Society of New Zealand, Kaikoura, New Zealand, 28/11–02/12/2005.* – *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publications* 119A, pp. 58–59.
- NÉMETH, K., HALLER, M. J., MARTIN U., RISSO, C., MASSAFERRO, G.: Lava tumuli morphology from Patagonia, Mendoza (Argentina) and Al-Haruj (Libya). – *6th International Conference on Geomorphology: Geomorphology in Regions of environmental contrast, Zaragoza, Spain, 7–11/09/2005, Abstract volume*, p. 308.
- NÉMETH, K., MARTIN U., HALLER, M. J., RISSO, C., MASSAFERRO, G.: Some irregularity in scoria cone degradation in lava spatter-dominated cones. – *6th International Conference on Geomorphology: Geomorphology in Regions of environmental contrast, Zaragoza, Spain, 7–11/09/2005, Abstract volume*, p. 312.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., MAGYAR, I.: Neogene evolution of the Kisalföld basin. – In: HARZHAUSER, M (ed.): *12th RCMNS Congress, Vienna, 6–11/09/2005, Abstracts. Excursion-A*, pp. 20–22.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., MAGYAR, I.: Stop 3: Gérce Maar – Hungary. – In: HARZHAUSER, M (ed.): *12th RCMNS Congress, Vienna, 6–11/09/2005, Abstracts. Excursion-A*, pp. 36–43.
- NÉMETH T., STEFANOVITS P., VÁRALLYAI GY. (közrem. többek között: FÜGEDI U., KALMÁR J., KERÉK B., KUTI L., VATAI J.): *Talajvédelem. Országos Talajvédelmi Stratégia tudományos háttérrel. Tájékoztató.* Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, [Budapest], 76 p. (Kármentesítési tájékoztató)
- OROSZ L., SIPOS A.: A Magyar Állami Földtani Intézet fűrési adatbázisának webes lekérdező-felülete (The web-based query tool of the borehole database at the Geological Institute of Hungary). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03–03/04/2005.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 102.
- PÁLFALVI S.: A móri Antal-hegyi középső- és késő-eocén „lithothamniumos mészkő” mikrofácies és öskörnyezeti vizsgálata [Microfacies and palaeoenvironmental analysis of the Middle to Late Eocene „Lithothamnium-bearing limestone” of the Antal Hill at Mór (Vértes Mountains, Hungary)]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 85–95.
- PAPP P., JAKAB F.: Bányászatról Bikafalván 1949 előtt s után (A Mining handbook in Tauren/Bikafalva before and after 1949). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03–03/04/2005.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 115.
- PAPP, P.: [Könyvismertetés:] Hubbes Éva: Benkő Ferenc egyetemjárása. Tanulmány és Benkő Ferenc peregrinációs albuma. Érc- és Ásványbányászati Múzeum, Rudabánya, 2004. 141 p. – *Földtani Közlöny*, 135 (1), p. 166.
- PAZONYI P., KORDOS, L.: Late Eemian (Late Pleistocene) vertebrate fauna from the Horváti-lik (Uppony, NE Hungary). – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*. 22, pp. 107–117.
- PELIKÁN P. (szerk.), BUDAI T. (közrem.): *A Bükk hegység földtana. Magyarász a Bükk hegység földtani térképéhez, 1:50 000.* – (Magyarország Tájégségi Térképsorozata), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284 p.
- PELIKÁN P., PEREGI Zs. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-137 Ózd.* – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- PENTELENYI L., KAISER M. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-127 Gönc.* – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- POCSAI T., SASVARI Á.: *Úrkút, Csárda-hegyi Óskarszt Természetvédelmi Terület, földtani bemutatóhely és tanösvény vezetőfüzet.* – Pangea Egyesület, [Pénzesgyőr], 50 p. (Pangea füzetek).
- POSENATO, R., PELIKÁN, P., HIPS, K.: Bivalves and Brachiopods near the Permian-Triassic boundary from the Bükk Mountains (Bálvány-North section, Northern Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 111 (2), pp. 215–232.
- PRAKALVI P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-136 Salgótarján.* – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- PRAKALVI P., KUTI L., SÍKHEGYI F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-3 Vác.* – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- PRAKALVI P., SÍKHEGYI F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-135 Balassagyarmat.* – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- PÜSPÖKI Z., DEMETER G., TÓTHNÉ MAKK Á., TERDIK N.: A nyírségi hordalékkúp rekonstrukció módszertani alapjai és korábbi eredményei. – In: PÜSPÖKI Z., LAZÁNYI J. (szerk.): *A fenntartható vízgazdálkodás eszköztárának bővítése Mátészalka-Beregszász térségében.* Westsik Vilmos Nyírségi Tájfejlesztési Alapítvány, Nyíregyháza, pp. 37–65.
- PÜSPÖKI Z., DEMETER G., TÓTHNÉ MAKK Á., TÓKÉS T., ANTON T.:



- A negyedidőszaki folyóvízi képződmények elterjedése és vertikális felépítése a mátészalkai mintaterületen. – In: PÜSPÖKI Z., LAZÁNYI J. (szerk.): *A fenntartható vízgazdálkodás eszköztárának bővítése Mátészalka-Beregszász térségében*. Westsik Vilmos Nyírségi Tájékeztési Alapítvány, Nyíregyháza, pp. 66–102.
- PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., KOVÁCS-PÁLFFY P. FÖLDVÁRI M., MCINTOSH R. W., VINCZE L.: Eustatic and Tectonic /Volcanic control in sedimentary bentonite formation – a case study of miocene bentonite deposits from the Pannon basin. – *Clays and clay minerals* 53 (1), pp. 73–93.
- RADÓCZ GY., GYARMATI P.: A Bogács B-9 fúrás vulkanitjai – Volcanics of the borehole Bogács B-9. – *Földtani Közöny*, 135 (3), pp. 361–372.
- ROMPAEY A. VAN, NOTEBAERT B., BATS M., JORDAN G., SOMODY A., DESSEL W. VAN: Optimal land use scenarios for the minimalization of polluted mining waste export: a case study in the uplands of the Tisza River (Hungary). – *International Workshop European Union Expansion: Land Use Change and Environmental Effects in Rural Areas, Luxembourg, 4-7/09/2005, Abstracts*, p. 61.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-19 Hajdúszoboszló*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-65 Szeged*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-41 Csongrád*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-54 Orosháza*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-42 Szarvas (Gyoma)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-29 Szolnok*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-30 Karcag*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-31 Püspökkladány*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-17 Heves*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-18 Tiszafüred*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A., CSÁGOLY É. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-7 Tiszaujváros (Hajdúnánás)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A., LESS GY. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-138 Miskolc*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A., LESS GY., PELIKÁN P., PENTELENYI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-6 Mezőkövesd*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A., PELIKÁN P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-4 Gyöngyös*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- RÓNAI A., PELIKÁN P., PENTELENYI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-5 Eger*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- ROTÁR-SZALKAI Á., EPER-PÁPAI I., MENTES GY.: Well level data analysis in Hungary near a fault region. – *Journal of Geodynamics* 41 (1-3), pp. 183–189.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T., BADA, G., FODOR L., HORVÁTH, E.: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced <sup>3</sup>He. – *Tectonophysics* 410 (1-4), pp. 173–187.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ŐSSY SZ., HORVÁTH E.: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén <sup>3</sup>He kitettségi kor mérések alapján. – *Földtani Közöny* 135 (3), pp. 373–403.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, SZ., HORVÁTH, E., DUNAI, T.: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. – *Tectonophysics* 410 (1-4), pp. 157–172.
- SÁSDI L.: A dorogi Strázsa-hegy és a Sátorkő-pusztai-barlang fejlődéstörténete. – *Barlangkutatók Szakmai Találkozója, Tapolca, 12-13/11/2005, Összefoglalás*, p. 21.
- SÁSDI L.: A Mátyás-hegyi-barlang üledékes kitöltésének vizsgálata. – *Hévízes barlangok genetikája és képződményei: Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából. Budapest, 21-24/06/2005, Alkalmi kiadvány*, pp. 92–99.
- SÁSDI L.: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység édesvízi mészkő előfordulásai. – In: VERESS M. (szerk.): *Karsztfelődés X. Berzsenyi Dániel Főiskola Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, pp. 137–152.
- SÁSDI L.: Barlangásztalálkozó Székesfehérváron. – *Hegyisport és Turista Magazin* 1 (1), p. 23.
- SÁSDI L.: Barlangkutató expedíció Montenegróban. – *Hegyisport és Turista Magazin* 1 (2), pp. 18–22.
- SÁSDI L.: Barlangkutató expedíció Montenegróban. – *Hegyisport és Turista Magazin* 1 (10), pp. 20–22.
- SÁSDI L.: Gázbuborékok áramlásának szerepe a barlangok kialakításában. – *Hévízes barlangok genetikája és képződményei: Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából, Budapest, 21-24/06/2005, Alkalmi kiadvány*, pp. 85–91.
- SÁSDI L.: Korzika, a tafonik világa. – *Hegyisport és Turista Magazin* 1 (4), pp. 18–20.
- SATAGIN K., CSERNÜSOV I., BALLA Z. (BREZSNYÁNSZKY K. utószavával): A Mórági Gránit geokronológiája: U–Pb, Rb–Sr, K–Ar és <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar izotópvizsgálatok eredményei (Geochronology of Mórág Granite: Results of U–Pb, Rb–Sr, K–Ar, and <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar isotope study). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 41–64.
- SCHAREK P.: A Régiogeológiai és nyersanyag potenciál Osztály 2004. évi eredményei. – [http://www.mafi.hu/microsites/regio-geol/A\\_regio-geologiai\\_kutatasok\\_eredmenyei\\_2004-ben.htm](http://www.mafi.hu/microsites/regio-geol/A_regio-geologiai_kutatasok_eredmenyei_2004-ben.htm)
- SCHAREK P. (szerk.): Földtani Internetes Link Gyűjtemény. – <http://foldtan.lap.hu>
- SCHAREK P. (szerk.): Geofizikai Internetes Link Gyűjtemény. – <http://geofizika.lap.hu>
- SCHAREK P. (szerk.): Geotechnikai Internetes Link Gyűjtemény. – <http://geotechnika.lap.hu>
- SCHAREK P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000*,

- L-33-57 Čakovec (Rédics). – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-58 Nagykanizsa*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-16 Jászberény*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-46 Zalaegerszeg*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-70 Koprivnica (Zákány)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P., PENTELENYI L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-139 Szerencs*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P., SZEILER R., (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-33, L-33-45 Fürstenfeld (Szentpéterfa) D, Jennesdorf (Szentgothárd)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P., CSÁSZÁR G., CSEREKLEI E. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-15 Budapest*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P., KAISER M., SZEILER R., TULLNER T., IVANCICS J., SÍKHEGYI F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-9, L-33-10 Wiener Neustadt (Görbehalomtelep), Sopron*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P., KAISER M., SZEILER R., TULLNER T., SÍKHEGYI F., IVANCICS J., (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-21, L-33-22 Friedberg (Brennbergbánya), Kőszeg*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P., SZEILER R., GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-35 Pápa*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SCHAREK P., SZEILER R., IVANCICS J. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-33, L-33-34 Fürstenfeld (Szentpéterfa) K, Szombathely*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SEBE, K., CSILLAG, G., KONRÁD, GY.: Morphostructural elements and planation surface remnants of the W Mecsek Mts. (SE Transdanubia, Hungary). – *6th International Conference on Geomorphology: Geomorphology in Regions of environmental contrast, Zaragoza, Spain, 7-11/09/2005, Abstract volume*, p. 297.
- SELMECZI, I.: New knowledge on the lithostratigraphy of the Pre-pannonian Miocene successions in the western part of the Transdanubian Range. – In: HARZHAUSER, M. (ed.): *12th RCMNS Congress, Vienna, 6-11/09/2005, Abstracts*, pp. 196-198.
- SELMECZI, I., CSILLAG, G., SÜTŐ-SZENTAI, M.: Stratigraphic studies in the Upper Miocene of the southeastern foreland of the Vértes Hills. – In: HARZHAUSER, M. (ed.): *12th RCMNS Congress, Vienna, 6-11/09/2005, Abstracts*, pp. 199-200.
- SÍKHEGYI F.: A térképek topográfiája. A szinkulcs. – In: GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000 (az egységek rövid leírása)* 1:100 000. (A Magyar Állami Földtani Intézet térképmagyarázói), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 12., p. 15.
- SÍKHEGYI F.: Térképek a háttérben. Gondolatok a könyvészet oldalágáról... – *Lupe* 20, pp. 2-3.
- SÍKHEGYI F.: Volt-e sziget Fonyód? – In: CSONGRÁDI J.-NÉ (szerk.): *Fonyód és környéke térképeken*. Budapest, pp. 5-26.
- SÍKHEGYI F. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, M-34-134 Levice (Bernecebaráti)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SOMODY, A., JORDAN, G.: Mining impact or neutral environment? – *MicroCad 2005 International Scientific Conference, Miskolc, 10-11/03/2005*, pp. 56-61.
- SÜMEGI P., KROLOPP E.: A basaharci téglagyári szelvény rétegtani és paleoökológiai vizsgálata – Lithostratigraphical and palaeoecological investigation of the brickyard profile at Basaharc. – *Földtani Közöny* 135 (2), pp. 209-232.
- SZARKA, L., CSERNY, T., LEMPERGER, I., KOPPÁN, A., NOVÁK, A.: Earth and Environmental Science Education at the University of West-Hungary, Sopron. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24-29/04/2005, Abstracts*. – *Geophysical Research Abstracts* 7, (CD melléklet) EGU05-A-10513.
- SZEBÉNYI, G., GYALOG, L., BOGÁTH I.: Application of the Auto-desk softwares in the geological documentation. – *MicroCad 2005 International Scientific Conference, Miskolc, 10-11/03/2005. Section C: Geology, Mineral Resources*. pp. 57-64.
- SZILASSI, P., JORDAN, G., ROMPAEY, A. VAN and CSILLAG, G. 2005. Impacts of historical land use changes on erosion and agricultural soil properties in the Kali Basin, Hungary. – *International Workshop European Union Expansion: Land Use Change and Environmental Effects in Rural Areas, Luxembourg, Luxembourg, 4-7/09/2005, Abstracts*, p. 57.
- SZTANÓ O., MAGYARI I., KATONA L., BABINSZKI E., MAGYARI Á.: Az öskörnyezet ciklikus változásai a Pannon-tó peremén (Tihanyi formáció) – *8. Magyar őslénytani vándorgyűlés, Hátszeg-Óraljaboldogfalva, 18-21/05/2005. Program, előadás-kivonatok, kirándulásvezető*, pp. 25-26.
- SZTANÓ, O., KRÉZSEK, CS., MAGYAR, I., WANER, F., JUHÁSZ, GY.: Sedimentary cycles and rhythms in a Sarmatian to Pannonian (Late Miocene) transitional section at Oarba de Mures / Marosorbó, Transylvanian Basin. – *Acta Geologica Hungarica* 48 (3), pp. 235-257.
- SZURKOS G., SCHAREK P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-143, L-33-11 Bratislava (Rajka), Mosonmagyaróvár*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SZURKOS G., SCHAREK P. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-33-23 Csorna (Kapuvár)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I.: Településgeológia, mint a földtan új ága. – *Nagybányai Egyetem, 2005. június 3-4. Bulletin* (19), pp. 379-386.
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I.: Településgeológiai térképezés a Magyar Állami Földtani Intézetben. – *7. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem, Csíkszereda, 28-29/10/2005. Pro Geologia Egyesület, Csíkszereda*, pp. 49-50.
- SZÜCS T. (szerk.): *Magyarország földtani térképe M=1:100 000, L-34-43 Békéscsaba (Békéscsaba É)*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., NÁDOR, A., MAGYARI, Á., MURRAY, A., S.: Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late-Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. – *11th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating (LED), Cologne, Germany, 24-29/07 2005, Book of Abstracts*, p. 184.

- TIMÁR G., GALAMBOS CS., CZIMBALMOSNÉ SZABÓ Z.: A Békény-patak (Gyergyói-medence) vízgyűjtőjének erdőborításváltozása a XVIII. század végétől napjainkig. – 7. Székelyföldi Geológus Találkozó. *Geológia és környezetvédelem, Csíkszereda, 28-29/10/2005*. Pro Geologia Egyesület, Csíkszereda, pp. 50–51.
- TÓTH GY., HORVÁTH I.: Az Alföld mélységi vizeinek vízgeokémiai értékelése áramlási és transzport-modellezéssel (Hydrogeochemical assessment of deep waters of the great Hungarian Plain by means of flow and transport modeling). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03-03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca (Kolozsvár), p. 19.
- TÓTH, T., FÖRIZS, I., KUTI, L., WARDELL, J. L.: Data on the elements of carbon cycle in a Solonetz and Solonchak soil. – 4. *Alps-Adria Scientific Workshop, Portoroz, Slovenia – Cereal Research Communication* 33 (1), pp. 133–136.
- TÓTH, T., KOVÁCS, D., KUTI, L., FÖRIZS, I., KABOS, S., DOUAIK, A.: Factors affecting soil salinization in a sodic grassland – Monitoring space-time dynamics of soil chemical properties to improve soil management and environmental quality. – *Proceedings of a workshop organized in the frame of the bilateral scientific and technological cooperation between Flanders and Hungary, Ghent, 8-9/12/2005*, pp. 1–13.
- TÓTH, T., NÉMETH, T., KUTI, L., MÜLLER, T. 2004: Status and prospects of nitrate contamination of Hungarian soils and groundwaters. – *International Conference on Soil & Groundwater Contamination Risk Assessment and Remedial Measure, 8-11/12/2004, Abstract Volume*, p. 5.
- TÓTH-MAKK, Á., UNGER, Z., NÁDOR, A.: 100 ky and 40 ky Milanković cycles in the fluvial Pleistocene sequence of the Great Hungarian Plain. – *8th International Conference on Fluvial Sedimentology (ICFS), Delft, Netherlands, 7-12/08/2005, Abstracts*, p. 286. <http://www.8thfluvconf.tudelft.nl/> (2006. 01. 13.)
- TURCZI G.: Előkészületben az ország földtani térmodellje – földtani térképek a weben. – *Térinformatika*, 2005 (6), pp. 13–15.
- TURCZI G.: Földtani térmodell építése – adatbázisok az intra- és interneten (Setting up the spatial geological model of Hungary – Databases on the intranet and internet). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 125–130.
- TURCZI G.: Térkép alapú földtani adatbázisok intra- és interneten. – In: GEIGER J. (ed.): *IX. Geomatematikai Ankét: Geomatematika, geostatiztika, térinformatika és távérzékelés alkalmazásai a környezet- és földtudományokban, Mórahalom, 20-21/05/2005, Abstract volume*, [http://ttkde4.sci.u-szeged.hu/foldtan/geomatematikai\\_szakosztaly/](http://ttkde4.sci.u-szeged.hu/foldtan/geomatematikai_szakosztaly/) (2006. 01. 05).
- TURCZI, G.: The main Geo-Databases of MÁFI, availability on the Web. – *14. Congress of Geologists of Serbia and Montenegro. Book of Abstracts, Novi Sad (Novi Sad), 18-20/10/2005*. p. 332.
- UNGER Z.: [Rendezvények]. Beszámoló a 7. Székelyföldi Geológus-találkozóról. – *Földtani Közlöny* 135 (4), pp. Pp. 586–587.
- UNGER Z.: A távérzékelés alkalmazása a környezetvédelemben. – 7. *Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem, Csíkszereda, 28-29/10/2005*. Pro Geologia Egyesület, Csíkszereda, p. 23.
- UNGER Z.: Szemelvények Székelyföld geológiájából. – In: JÁNOSI CS, PÉTER É., HERCEG Á. (szerk.): *Székelyföldi fürdők, gyógyhelyek. Ars Topia Alapítvány, Budapest, Csíki Természetjáró és Természetvédő Egyesület, Csíkszereda, B. K. L. Kiadó, Szombathely*, pp. 36–52.
- UNGER Z., KOMLÓSSY GY.: Távérzékelés alkalmazása a bauxitkutatásban (egy venezuelai esettanulmány). – In: GEIGER J. (ed.): *IX. Geomatematikai Ankét: Geomatematika, geostatiztika, térinformatika és távérzékelés alkalmazásai a környezet- és földtudományokban, Mórahalom, 20-21/05/2005, Abstract volume*, [http://ttkde4.sci.u-szeged.hu/foldtan/geomatematikai\\_szakosztaly/](http://ttkde4.sci.u-szeged.hu/foldtan/geomatematikai_szakosztaly/) (2006. 01. 05).
- UNGER, Z., SIKHEGYI F. 2004: The importance of remote sensing techniques in surface geologic mapping. – *Acta Geologica Hungarica*, 47 (1), pp. 35–51.
- UNGER Z., TIMÁR G.: Néhány szerkezeti-tektonikai következtetés Székelyföldre az SRTM domborzati modell alapján. – 7. *Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem, Csíkszereda, 28-29/10/2005*. Pro Geologia Egyesület, Csíkszereda, p. 52.
- UNGER Z., TIMÁR G.: Székelyföld és az Erdélyi-medence az SRTM domborzati modellen. – In: GEIGER J. (szerk.): *IX. Geomatematikai Ankét: Geomatematika, geostatiztika, térinformatika és távérzékelés alkalmazásai a környezet- és földtudományokban, Mórahalom, 20-21/05/2005, Abstract volume* [http://ttkde4.sci.u-szeged.hu/foldtan/geomatematikai\\_szakosztaly/](http://ttkde4.sci.u-szeged.hu/foldtan/geomatematikai_szakosztaly/) (2006. 01. 05)
- UNGER Z., TIMÁR G.: Székelyföld és az Erdélyi-medence az SRTM domborzati modellen (Székelyland and the Transylvanian Basin on SRTM elevation model). – [7.] *Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03-03/04/2005*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Cluj-Napoca, p. 110.
- UNGER Z., TIMÁR G.: Székelyföld lineamens térképe Landsat-TM ürfelvétel alapján. – *Földtani Közlöny* 135 (2), pp. 293–304.
- VRABEC, M., FODOR, L. 2006: Late Cenozoic tectonics of Slovenia: Structural styles at the northeastern corner of the Adriatic microplate. – In: PINTER, N., GRENERCZY, GY., WEBER, J., MEDAK, D., STEIN, S. (eds): *The Adria microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*. Kluwer Academic Publisher, [s.l.], pp. 1–18. (Nato Science Series, 4.; Earth and Environmental Sciences, vol. 61.) [http://www.ntfgeo.uni-lj.si/mvrabec/publications/VrabecARW\\_final.pdf](http://www.ntfgeo.uni-lj.si/mvrabec/publications/VrabecARW_final.pdf)
- ZELENKÁ T., PÓKA T., MÁRTONNÉ SZALAY É., PÉCSKAY Z.: A Tari Dácittufa Formáció típusjelvényeinek felülvizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 73–84.

### Kézirat, előadás

- BADA G., BUS Z., GRIBOVSKI K., HORVÁTH F., MAGYARI A., MÓNUS P., SZEIDOVITZ GY., TIMÁR G., TÓTH T., WÉBER Z., WÖRUM G.: A tíz éve folyó mikroszeizmikus monitorozás eredményeinek szeizmológiai értékelése és a neotektonikai modell megújítása – *A Paksi Atomerőmű tervezett üzemidő-hosszabbítására vonatkozó Részletes Környezeti Hatástanulmányt (RKHT) előkészítő földtani, szeizmotektonikai és geotechnikai értékelés. Projekt száma: P125050. – Kézirat, II. kötet, MTA GGKI, Földrengésjelző Observatórium, Budapest, 219 p.*
- BALLA Z.: Esszé, jelentés, szakdolgozat és szakcikk írásának mesterfogásai. – *Előadás a Nyugat-Magyarországi Egyetem Környezetföldtani Gyakorlatán, Sopron, 04/11/2005*.
- BARTHA A., BALLÓK M., BERTALAN É., TYLER G.: Rare earth element determination of rock samples by JY ULTIMA 2C-ICP-AES instrument. – *European Winter Conference on Plasma Spectrochemistry, Budapest, Hungary, 30/01-3/02/2005. M17. Poster*.

- BREZSNYÁNSZKY K.: A GEOSS 10-éves megvalósítási terve; hazai feladatok. – *Magyarhoni Földtani Társulat előadóülése, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 23/05/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: A bauxitkutatás és a Földtani Intézet – *Szent György napi bauxitkonferencia Székesfehérvár, 25/04/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: A földtani kutatás szerepe a 21. században: hagyományok és kihívások. – *Mészárosné Peredy Gabriella (GKM) helyettes államtitkár látogatása a MÁFI-ban, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 11/10/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: A GEOSS 10-éves megvalósítási terve; hazai feladatok. – *Magyarhoni Földtani Társulat választmányi ülése, Budapest, Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 23/06/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: A Magyar Állami Földtani Intézet legfontosabb kutatásai 2004-ben. – *MGSZ beszámoló, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 30/03/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: A Magyar Állami Földtani Intézet legfontosabb kutatásai 2004-ben. – *MGSZ Földtani Tanács ülése, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 31/05/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: A Magyar Természettudományi Társulat szerepe a TIT szövetségben. – *15 éve Szövetségben a TIT, ünnepi ülés, Budapest, 10/10/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Avatóbeszéd. – *Balogh Kálmán emléktábla avatás, Lillafüred, 07/10/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Az adományok szerepe a Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtára életében. – *Kósa Attila karszt- és barlangkutató, mérnök könyvtárának átadása. Érd, Magyar Földrajzi Múzeum, 12/04/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Bevezető. – *A MÁFI kiadásában, illetve támogatásával megjelent 2004. évi kiadványok bemutatása, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 14/02/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Búcsúztató. – *Kretzoi Miklós temetése, Budapest, 18/04/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Földtani térképek a társadalom szolgálatában – *Magyarország földtani térképe 1:100 000, térképbemutató, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 27/10/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Köszöntő. – *14. Országos Önkormányzati Környezetvédelmi Napok, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 02/03/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Köszöntő. – *A Föld napja, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 22/04/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Köszöntő. – *Dr. Báldi Tamás és dr. Oravecz János születésének 70. évfordulója alkalmából rendezett előadóülés, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 23/11/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Köszöntő. – *Géczy Barnabás köszöntése 80. születésnapja alkalmából, Budapest, Magyar Tudományos Akadémia, 29/09/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Köszöntő. – *Intézeti nap, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 08/06/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Köszöntő. – *MTA Geokémiai Kutatólaboratórium (GKL) megalapításának ötven éves évfordulója alkalmából rendezett ünnepi előadóülés, Magyar Tudományos Akadémia Kutatóház, Budapest, 22/11/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Magyarország 100 000-es földtani térképe az Interneten. – *Magyarhoni Földtani Társulat Választmányi ülése, Budapest, Magyarhoni Földtani Társulat, 23/11/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Megnyitó. – *Fonyód és környéke térképeken, Fonyód, 17/09/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Megnyitó. – *GEO2 című képzőművészeti kiállítás, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 09/04/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Megnyitó. – *Teremtés című kiállítás, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 11/03/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Tapasztalataink az Európai Unióban – *[7.] Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Nagyvárad, 31/03-03/04/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K.: Ügyvezető elnöki beszámoló. – *Magyar Természettudományi Társulat közgyűlése, Budapest, 27/04/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY K., TURCZI G.: Téradat infrastruktúra-fejlesztés a Földtani Intézetben. – *XV. Országos Térinformatikai Konferencia, Szolnok 4-6/10/2005.*
- BREZSNYÁNSZKY, K.: The Geological Institute of Hungary. Traditions and Renewal. – *Ein Symposium des Instituts für Geologie Budapest, Bécs, Collegium Hungaricum, 14/10/2005.*
- BUDAI T., CHIKÁN G., CSILLAG G., FODOR L., KOLOSZÁR L., MAGYARI Á., NÉMETH K., SELMECZI I.: *Magyarászó Püspökszilágy környékének előzetes földtani térképéhez M=1:10 000 – A püspökszilágyi RHFT kiegészítő földtani kutatása, Rendelési szám: P400V-05/01-2005/1. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 121 p.*
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. (in press): Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). – *Rivista Italiana Paleontologica Stratigrafia.*
- CHIKÁN G., CHIKÁN M., KOLOSZÁR G., KOLOSZÁR L., MAGYARI Á., MARS I., MARS K., NÁDOR A., TIEFENBACHER I.: *Jelentés a 2005-ben leemélyített fúrásokról – A püspökszilágyi RHFT kiegészítő földtani kutatása, Rendelési szám: P400V-05/01-2005/12. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 116 p.*
- CSERNY T.: A Balaton és környékének geológiája. – *Környezettudományi TDK tábor, Sümeg, 27/07/2005.*
- CSERNY T.: Földtani, vízföldtani és limnogeológiai munkák a Balaton Régióban. Hagyományok és új módszerek a hidrogeológiában. – *A MÁFI Vízföldtani Főosztálya tevékenységének bemutatása. Magyar Hidrológiai Társaság, Hidrogeológiai Szakosztály ülése, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 09/12/2005.*
- CSERNY T., DEMÉNY K., GAL N., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., JERABEK Cs.: Regionális Hidrogeológiai Osztály 3.2.3. Jelentés a 2005. évi munkák eredményeiről. – *Országos Földtani és Geofizikai Adattár T 21346.*
- CSILLAG G.: A Tapolcai-medence tanúhegyeinek kialakulása. – *Révfülöpi esték, Révfülöp, 17/02/2005.*
- CSILLAG G., JORDÁN Gy.: A Nyugat-Mecsek és déli előterének reprezentatív geomorfológiai-földtani szelvényeinek kijelölése és DTM feldolgozás. – *Geomorfológiai vizsgálatok a BAF földtani régiójában MÁFI Jelentés, Budapest.*
- FODOR, L.: Stress field variations around overlapping oblique-slip faults with multiple slip events: a case study from the Pannonian rift system. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 24-29/04/2005.*
- FÖRIZS I., TÓTH T., KUTI L.: A szikessedés izotóp hidrogeokémiai vizsgálata a hortobágyi Nyírólapon. – *Magyarország környezetgeokémiai állapota II. Esettanulmányok. MTA Geokémiai és Ásvány-kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottsága előadóülése, Budapest, MTA Geokémiai Kutatóintézet, 24/01/2005.*
- FÖLDVÁRI M.: Termóanalízis alkalmazása radioaktív hulladéklerek földtani kutatása során. – *MTA Termóanalitikai Munkabizottsága, a BME Általános és Analitikai Kémiai Tanszék, a Journal of Thermal Analysis and Calorimetry és az MKE Termóanalitikai Szakcsoportja rendezte Paulik Ferenc emlékülés, [Budapest], 06/12/2005.*
- FÜGEDI U., KUTI L., SZURKOS G., VERMES J.: Geochemical fingerprints of climatic changes in Central and Eastern Hungary. –

- Simpozion Științific național cu participare internațională „Mircea Savul, Iași, 29/10/2005.*
- FÜLEKI Gy., KALMÁR J.: Vulkáni talajok ásványtani vizsgálata. – A talajásványtani kutatások eredményei hazánkban. – *A Talajásványtani Szakosztály megalakulásának 20. évfordulója alkalmával rendezett ankét, MTA-TAKI, Budapest, 01/12/2005.*
- GÁBRIS, Gy., NÁDOR, A. (in press): Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climate changes during the Quaternary. – *Quaternary Science Reviews.*
- GÁL N.: Vértes és Gerecse hegység hidrológiai információs rendszere. Hagyományok és új módszerek a hidrogeológiában. – *A MÁFI Vízföldtani Főosztálya tevékenységének bemutatása. Magyar Hidrológiai Társaság, Hidrogeológiai Szakosztály ülése, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 09/12/2005.*
- GÁL, N. (ed.): International Hydrogeological Map of Europe, D5 Budapest – M = 1: 1 500 000.
- GALAMBOS Cs.: Geológiai térképek szinkulcsainak áttekintése magyarországi példákon. – *MFTTT Kartográfiai Szakosztály és Szakmatörténeti Szakosztály, Budapest, ELTE TTK, 06/06/2005.*
- GALAMBOS Cs., TIMÁR G.: Erdőfedettség-változás a gyergyói Békény-patak vízgyűjtőjén a XVIII. század végétől napjainkig. – *Fény, térkép, fény-tér-kép konferencia, Dobogókő, 10-11/11/2005.*
- GOTH, K., MARTIN, U., SUHR, P., NÉMETH, K. and CSILLAG, G. (in press): Crater lake sediments in the Pliocene Pula maar (Western Hungary). – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (ZDGG).*
- GYALOG L., KAISER M., KOLOSZÁR L., MARSI I., GULÁCSI Z.: A Mó-(9-14) és az Őh-38 jelű fúrások földtani leírása. Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Bányaműszaki vizsgálatok. – *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1196.*
- HAAS J., BUDAI T.: A hazai földtan fejlődésének fő irányai és társadalmi szerepe. – *A Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának, Budapesti Területi Szervezetének és a Magyar Geofizikusok Egyesülete Budapesti Területi Szervezetének előadói ülése, Budapest, 23/05/2005.*
- HÁMORNÉ VIDÓ M.: Beszámoló a Földtani Intézet részéről benyújtott „céltagozat Magyarország tözegkataszterének elkészítésére” címmel előterjesztett projekt helyzetéről, a Tözegegyon felmérés, bányászati és környezeti szempontú osztályozási rendszer kidolgozásának lehetőségeiről. – *IPS Magyar Nemzeti Bizottság őszi közgyűlésének vitaindítója, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 05/12/2005.*
- HORVÁTH I., MURÁTI J., SZÓCS T., TÓTH Gy.: A felszíni és felszín alatti vizek állapotának vizsgálata (Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezése, kutatás a környezeti hatásvizsgálatok megalapozására, Részjelentés). – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E.: A bauxitkutatás hozzájárulása a DKH hidrogeológiai ismeretéhez. – *Szent György napi bauxitkonferencia, Székesfehérvár, 24/04/2005.*
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E.: A dunántúli-középhegységi zóna vízföldtani információs rendszere. Hagyományok és új módszerek a hidrogeológiában. – *A MÁFI Vízföldtani Főosztálya tevékenységének bemutatása. Magyar Hidrológiai Társaság, Hidrogeológiai Szakosztály ülése, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 09/12/2005.*
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E.: A Regionális Hidrogeológiai Osztály tevékenységének bemutatása – *A MÁFI Vízföldtani Főosztálya tevékenységének bemutatása. Magyar Hidrológiai Társaság, Hidrogeológiai Szakosztály ülése, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 09/12/2005.*
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E.: Drinking and Thermal water, Groundwater and Health of Hungary. – *Ein Symposium des Instituts für Geologie Budapest, Bécs, Collegium Hungaricum, 14/10/2005.*
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., HORVÁTH I., JORDÁN Gy., MURÁTI J., TÓTH Gy.: A fürdőfejlesztésekkel kapcsolatban a hazai termálvízkészlet fenntartható hasznosításáról és a használt víz kezeléséről szóló hidrogeológiai kutatás – Jelentés a MÁFI által végzett munkákról, Budapest.
- JORDÁN G.: Extraction of morphotectonic features from DEMs on local and regional scales: development and applications for some ancient and neo-tectonic study sites in Europe. – *6th. International Conference on Geomorphology: Geomorphology in Regions of environmental contrast, Zaragoza, Spain, 7-11/09/2005.*
- JORDÁN Gy., SOMODY A., FÜGEDI U., ZELENKA T., SZEBÉNYI G., LOIS L.: A recski ércbánya területének környezet-geokémiai hatásvizsgálata. – *Magyarország környezet-geokémiai állapota II. Esettanulmányok. MTA Geokémiai és Ásvány-közzetani Tudományos Bizottságának Környezet-geokémiai Albizottsága előadói ülése, Budapest, MTA Geokémiai Kutatóintézet, 24/01/2005.*
- JUHÁSZ Gy., FARKASNÉ BULLA J.: I. A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai s.l. képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata, az Alföld ÉNY-i része. II. A Tótkomlói Tagozat vastagságtérképe. – *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár 21317, 11 p.*
- JUHÁSZ Gy., POGÁCSÁS Gy., VAKARCS G., MAGYAR I. (in press) Integrált sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. – *Földtani Közöny.*
- JUNG A., TÖKEI L., KARDEVÁN P.: Nagy térbeli és spektrális felbontású légifelvétel alkalmazása a városklímakutatásban. – *„Lippay János - Ormos Imre - Vas Károly” Tudományos Ülésszak, Budapest, Budapesti Corvinus Egyetem, 19-20/10/2005.*
- KALMAR, I.: Depozite de aur tip Carlin în România, posibilități și perspective. – *Simpozionul științific „Mircea Savul”, Universitatea „Al. I. Cuza” Iași, 29-30/10/2005.*
- KALMÁR J., FÜLEKI Gy., ZSÁMBOK I.: Eltemetett folyóágak agrogeológiai szerepének értékelése a Kömlői-mintaterületen. – *A Magyarhoni Földtani Társulat Mérnökgeológiai és Környezetföldtani szakosztály, Agrogeológiai nap, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 23/11/2005.*
- KALMÁR, I., KARDEVÁN P.: Presentation of the map of the surface covering deposits, Tisa River Catchment Area, Transylvania. – *Simpozionul cu participare internațională GEOSIMED 2005, Baia Mare (Nagybánya), 3-4/06/2005.*
- KARDEVÁN P., REISINGER P., TAMÁS J., NÁDOR G., CSORNAI G., JUNG A.: Parlágfü spektrumok terepi mérésének tapasztalatai. – *Fény, térkép, fény-tér-kép konferencia, Dobogókő, 10-11/11/2005.*
- KERCSMÁR Zs.: A pilisjászfalvi Kis-Somlyó-hegy kalcit teléreinek előzetes szerkezetföldtani elemzése. OTKA (témavezető: Gálné Solymos Kamilla). – *Kézirat, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Közöttan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 10 p.*
- KERCSMÁR Zs.: *A Tatabányai Eocén Medence földtani felépítésének és fejlődéstörténetének újabb kutatási eredményei, üledékföldtani és tektono-szedimentológiai vizsgálatok alapján.* – *PhD thesis. Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Őslénytani Tanszék, Budapest, 173 p.*

- KONRÁD GY., BUDAI T., CSILLAG G.: Újabb adatok a gorikai terület alaphegységének földtani felépítéséről. – *A Magyarhoni Földtani Társulat Dél-dunántúli Területi Szervezetének és a Magyar Geofizikusok Egyesülete Mecseki Csoportjának előadói ülése, Pécs, 02–03/06/2005.*
- KONRÁD GY., MAGYARI Á.: *A Bakóca B-2a (É) és B-2b (D) kiegészítő kutatóárok által feltárt képződmények és jelenségek leírása, neotektonikai újrvizsgálata – A BAF kutatása, – Kézirat, Mecsekérc Rt., Pécs, 20 p.*
- KÓNYA P., SZAKÁLL S.: Hazai zeolitok genetikai típusai és környezetvédelmi alkalmazásai. – *Környezetvédelem, Módszertani, Regionális- és Környezetföldtani Kutatások című ankét, Debreceni Akadémiai Bizottság (DAB) Környezetföldtani és Paleoökológiai Munkabizottsága és a Magyarhoni Földtani Társulat Oktatási és Közművelődési Szakosztálya, [Budapest], 11/11/2005.*
- KORPÁS L.: Negyedidőszaki travertinók, mint paleo-karsztvízszintek jelzői a Budai-hegységben. – *Előadás a Magyar Hidrológiai Társaság 2005. április 19-i ülésén, Budapest.*
- KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BODORKÓS ZS., KÓNYA P., KÁKAY-SZABÓ O.: A Bazsi Prága-hegy bazaltjának üregkitöltő ásványai. – *23. Miskolci Nemzetközi Ásványfesztivál, MFT Ásványtan-Geokémiai Szakosztály, Herman Ottó Múzeum (HOM) Ásványtár, Miskolci Egyetem (ME) Ásvány- és Kőzettani Tanszék, MTA Miskolci Akadémiai Bizottság, Miskolc, 04/03/2005.*
- KOVÁCS-PÁLFFY P., KÓNYA P., FÖLDVÁRI M., PÜSPÖKI Z., JÓZSA G., PRAKFAI P.: Újabb eredmények a magyarországi bentonitok kutatásában. – *A Magyarhoni Földtani Társulat Agyagásványtani, Ásványtani és Mérnökgeológia és Környezetföldtani Szakosztály, Budapest, 18/04/2005.*
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., KOVÁCS, S., CSONTOS, L., PÉRO, CS.: Deformation of metamorphic (Tornaic?) and non-metamorphic (Bódva) Mesozoic sequences in the central part of the Rudabánya Hills (NE Hungary). – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG) / 10<sup>th</sup> Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, Hungary, 14–17/04/2005.*
- KUTI L.: A talajvíz helyzete és állapota Magyarország sík- és dombvidéki területein. – *16. Országos Környezetvédelmi Információs Konferencia, Balatonboglár, 15–16/09/2005.*
- KUTI L., MÜLLER T.: Magyarországi települések talajvizeinek nitráttartalma. – *A Víz Világnapja ünnepi előadói ülés. A Magyar Hidrológiai Társaság Hidrogeológiai Szakosztálya, Budapest, 16/03/2005.*
- KUTI L., VATAI J., KALMÁR J., MÜLLER T., POCSAI T.: Procedeu evaluării terenurilor pentru depozitarea deșeurilor în Ungaria. – *Simpozion Național. Contribuții științifice în tehnologii și echipamente pentru evaluarea și protecția mediului, Arcaia, 29–30/09/2005.*
- KUTI L., ZSÁMBOK I.: Talajvíz vizsgálatok a Kisalföldön. – *A Magyar Hidrológiai Társaság Hidrogeológiai Szakosztályának rendezvénye, Budapest, 20/09/2005.*
- LANTOS, Z. (elfogadás alatt): Liassic neptunian dykes in Tata (NW Hungary): Filling history from microbialites to seismic injection. – *Sedimentology.*
- MAGYAR I., MÜLLER, P., SZTANÓ, O., BABINSZKI, E., LANTOS, M. (in press): Oxygen-related facies in Lake Pannon deposits (Upper Miocene) at Budapest-Kőbánya. – *Facies.*
- MAIGUT V., VIKOR ZS.: Földtani térképek és adatbázisok a területfejlesztés szolgálatában. – *4. Alkalmazott Informatika Konferencia Kaposvári Egyetem, Kaposvár, 27/05/2005.*
- MAIGUT V., VIKOR ZS.: Földtani térképek és adatbázisok a területfejlesztés szolgálatában. – *GITA Műszaki Térinformatika Egyesület VIII. konferencia, Szeged, 12–13/05/2005.*
- MARSÓ, K., CSERNY, T., GÁL, N.: A Garancsi-tó múltja, jelene, és lehetséges jövője hidrogeológus szemmel. – *Környezetvédelmi konferencia. Ismertető előadás, Tinnye, 06/11/2005.*
- NÁDOR A., MAGYARI Á., THAMÓ-BOZSÓ E., BABINSZKI E., KERCSMÁR ZS. 2005c: Klímaváltozás és neotektonika együttes hatása a Berettyó–Körös medence késő-pleisztocén–holocén vízhalózat fejlődésében. – *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár T. 21350, 26 p.*
- NAGYMAROSY A., LANTOS M., BOHN-HAVAS M., SZEGŐ É.: Badenian Biostratigraphy Events vs. Magnetostratigraphy in the Central Paratethys, Hungary – *12th RCMNS Congress, Vienna, 6–11/09/2005.*
- POCSAI T.: A Tatai Mész-kő Formáció bázis-képződményeinek vizsgálata. – *Általános Földtani Szakosztály és az MTA Szedimentológiai albizottsága közös rendezvénye, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 18/03/2005.*
- POCSAI T., CSONTOS L. (in press): Late Aptian-Early Albian syn-tectonic facies-pattern of the Tata Limestone Formation (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Geologica Carpathica, 57 (1).*
- ROTÁRNÉ SZ. Á., HORVÁTH I., JERABEK CS., MARSÓ K., NAGY P., SÁSDI L., SZŐCS T.: Regionális vízföldtani reambuláció értékelése. A BAF minősítést célzó Középtávú Program I. kutatási fázis. – *Kézirat, MÁFI, Vízföldtani Monitoring Adattár, Budapest.*
- ROTÁRNÉ SZ. Á., HORVÁTH I., MARSÓ K., NAGY P., TIHANYINÉ SZ. E. SZŐCS T.: A 2004–2005. évi felszíni monitoring hálózat vízszint- és vízhozam-méréseinek éves jelentése. Kis és közepes radioaktivitású atomerőmű hulladékok végleges elhelyezése. – *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.*
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., EPERNÉ PÁPAI I., MENTES GY.: Felszín alatti vizek szintváltozásainak geodinamikai kapcsolata. – *Eredmények a hazai földrengés kutatásban, Budapest, 07/11/2005.*
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., MARSÓ K., NAGY P.: A Vízföldtani Monitoring Osztálya tevékenységének bemutatása. – *A MÁFI Vízföldtani Főosztálya tevékenységének bemutatása. Magyar Hidrológiai Társaság, Hidrogeológiai Szakosztály ülése, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 09/12/2005.*
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., TÓTH GY., HORVÁTH I., MURÁTI J., SZŐCS T.: A BAF középtávú kutatásának keretében végzett regionális vízföldtani kutatások eddigi eredményei. – *A Magyarhoni Földtani Társulat Dél-dunántúli Területi Szervezetének és a Magyar Geofizikusok Egyesülete Mecseki Csoportjának előadói ülése, Pécs, 02–03/06/2005.*
- SÁSDI L.: A Mátyás-hegyi-barlang üledékes kitöltésének vizsgálata. – *Hévízes barlangok genetikája és képződményei: Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából, Budapest, 21–24/06/2005.*
- SÁSDI L.: Barlangkutató expedíció Montenegróban. – *Barlangkutatók Szakmai Találkozója, Tapolca, 12–13/11/2005.*
- SCHAREK P.: A European Federation of Geologists tagságunk időszzerű kérdései. – *Magyarhoni Földtani Társulat Választmányi ülés, Budapest, 23/06/2005.*
- SCHAREK P.: Regional geological mapping. – *Finn igazgatói látogatás, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 11/01/2005.*
- SCHAREK P., FÜGEDI U., HARANGI SZ., KOVÁCS P. G., ÓDOR L., Ó. KOVÁCS L., SZAKMÁNY GY.: Földtani formációk elemtartalom adatbázisa – a KvVM megbízásából végzett munka ismertetése. – *Magyarhoni Földtani Társulat Agyagásványtani,*

- Ásványtani és Mérnökgeológia és Környezetföldtani Szakosztály, Budapest, 18/04/2005.
- SCHAREK P., KUTI L.: Geology and Environment in Hungary. – *Ein Symposium des Instituts für Geologie Budapest, Bécs, Collegium Hungaricum, 14/10/2005.*
- SÍKHEGYI F.: Felszínmozgásos képződmények kimutatása a Fertő-tó magaspartjainak peremén – fotogeológiai kiértékelés. – *Kézirat, Nyugat-Magyarországi Egyetem EMK Kötetében Pál Doktori Iskola Földtudományi Intézet, Sopron, 23 p.*
- SZENDREI G., TÓTH T., SZAKÁLL S., KOVÁCS-PÁLFFY P.: Hazai talajfelszíni sókivirágzások elterjedése és ásványtani jellemzése. – *23. Miskolci Nemzetközi Ásványfesztivál, MFT Ásványtan-Geokémiai Szakosztály, Herman Ottó Múzeum (HOM) Ásványtár, Miskolci Egyetem (ME) Ásvány- és Kőzettani Tanszék, MTA Miskolci Akadémiai Bizottság, Miskolc, 04/03/2005.*
- SZENDREI G., TÓTH T., SZAKÁLL S., KOVÁCS-PÁLFFY P.: Natural occurrence of salt efflorescences on soil surface in Hungary. – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Poster, Vienna, Austria, 24-29/04/2005.*
- SZENTPÉTERY I., KUTI L.: Kísérleti agrogeológiai vizsgálatok egy hegylábi területen, Abod térségében – *A Magyarhoni Földtani Társulat Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály, Agrogeológiai nap, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 23/11/2005.*
- SZILASSI P., JORDAN G., ROMPAEY A. VAN and CSILLAG G.: Impacts of historical land use changes on erosion and agricultural soil properties in the Kali Basin, Hungary. – *International Workshop European Union Expansion: Land Use Change and Environmental Effects in Rural Areas, Luxembourg, Luxembourg, 4-7/09/2005.*
- SZILASSI P., JORDAN G., ROMPAEY A., CSILLAG G. (in press): Impacts of historical land use changes on erosion and agricultural soil properties in the Kali Basin at Lake Balaton, Hungary. – *Catena.*
- SZUCS, A., JORDAN, G.: Geochemical landscape analysis: development and application for contaminant risk assessment of acid mine drainage in a wetland environment, Central Sweden. – *Landscape Ecology* (submitted).
- THAMÓNÉ BOZSÓ E.: Lumineszcens kormeghatározási eredmények 2004-2005. – *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, 44 p.*
- THAMÓNÉ BOZSÓ E., JUHÁSZ GY., Ó. KOVÁCS L. (in press): Az Alföldre a fő beszállítási irányokból érkezett pannóniai üledékanyag jellemzői és eredete a homokok és homokkövek ásványi összetétele alapján. – *Földtani Közlöny.*
- THAMÓ-BOZSÓ, E., MURRAY, A. S., NÁDOR, A., MAGYARI, Á., BABINSZKI, E. (in press): Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late-Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. – *Quaternary Science Reviews.*
- TÓTH GY., SZŐCS T., MURÁTI J., LAJTOS S.: A talajvizek vízminőségi állapotának felmérése. – PHARE projekt, EUROPEAID/114956/D/SV/HU2002-000-180-04-01-02-03, Első negyedéves előrehaladási jelentés.
- TÓTH GY., SZŐCS T., MURÁTI J., LAJTOS S.: A talajvizek vízminőségi állapotának felmérése. – PHARE projekt, EUROPEAID/114956/D/SV/HU2002-000-180-04-01-02-03, Második negyedéves előrehaladási jelentés.
- TÓTHNÉ MAKK Á., KERCSMÁR ZS: A Jászsági süllyedék negyedidőszaki képződményeinek vastagságviszonyai és szerkezetföldtana. – *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T. 21351, 15 p.*
- TURCZI G.: Térkép alapú adatbázisok a WEBen. – *GITA Műszaki Térinformatika Egyesület VIII. konferencia, Szeged, 12-13/05/2005.*
- TURCZI G.: Mafi's Web Maps. – *20<sup>th</sup> GIC Conference, Trondheim, Norway, 20-24/06/2005.*
- TURCZI G., HAVAS G.: Térkép alapú földtani adatbázisok, térképek a Weben – *IV. Alkalmazott Informatika Konferencia, Kaposvári Egyetem, Kaposvár, 27/05/2005.*
- TURKI, S. M., WAHAB, A., KALMÁR J.: About the Infracambrian rocks (Mourizidie Formation) on the northern part of Dor el Gussah Range, Southern Libya. – *Infracambrian Succession of North Africa and its Global Context, London, 29-30/11/2005.*
- UNGER Z.: A távérzékelés alkalmazása a környezetvédelemben. – *7. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem, Csíkszereda, 28-29/10/2005.*
- UNGER Z., TIMÁR G.: Néhány szerkezeti-tektonikai következtetés Székelyföldre az SRTM domborzati modell alapján. – *7. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem, Csíkszereda, 28-29/10/2005.*
- UNGER Z.: A borvizek hazájának geológiája. – *Kézirat, 3 db A0-ás plakát szöveggel és 11 db. térképpel illetve ábrával.*
- VATAI J., MÜLLER T.: Agrogeológiai vizsgálatok a Zalakoppányi-mintaterületen. – *A Magyarhoni Földtani Társulat Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály, Agrogeológiai nap, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 23/11/2005.*
- VICZIÁN I.: „Pára szállott vala fel a földről” – az ember teremtése és egy sivatagi oázis geológiája. – *„Kompetencia, kompatibilitás, kooperáció”, Természettudomány és teológia konferencia, Jese-nius Központ, Budapest, 01/10/2005.*
- VICZIÁN I.: Agyagásványok környezetföldtani jelentősége. – *Környezetvédelem, Módszertani, Regionális- és Környezetföldtani Kutatások című ankét, Debreceni Akadémiai Bizottság (DAB) Környezetföldtani és Paleoökológiai Munkabizottsága és a Magyarhoni Földtani Társulat Oktatási és Közművelődési Szakosztálya, 11/11/2005.*
- VICZIÁN I.: Idén 100 éve jelent meg! Kalecsinszky: „Magyarország agyagai”. – *Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztály, Budapest, 26/09/2005.*
- VICZIÁN I.: Ivan Kraus ünnepi ülés, Pozsony (beszámoló). – *Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan-Geokémiai és Agyagásványtani Szakosztály, IUGS – 2005-ös őszi konferencialevek, Budapest, 14/11/2005.*
- VICZIÁN I.: Már itthon is kutathatók! Benkő Ferenc „Diárium” és „Album” (bejelentés). – *Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztály, Budapest, 26/09/2005.*
- VICZIÁN, I.: Comparison of the age of kaolinite clay deposits of Hungary and Slovakia. – *„Silikát a Silikátové Suroviny v 21. Storočí” (Konferencia Ivan Kraus professzor 70. születésnapja tiszteletére), Bratislava, 28/06/2005.*
- VINCZE L., KOZÁK M., KOVÁCS-PÁLFFY P., PÜSPÖKI Z., PAPP I.: Keletbükki vörösiszapok érettsége és származása. – *Magyarhoni Földtani Társulat Agyagásványtani, Ásványtani és Mérnökgeológia és Környezetföldtani Szakosztály, Budapest, 18/04/2005.*

## Szakcikkek — Scientific publications



# Felső-triász gyantatöredék a Balaton-felvidékről<sup>1</sup>

## *Upper Triassic amber fragments from the Balaton Highland, Hungary*

CSILLAG GÁBOR, FÖLDVÁRI MÁRIA

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

• ■■■■■

**Tárgyszavak:** Balaton-felvidék, felső-triász, gyanta, infravörös spektroszkópia, karni, szekvenciasztratigráfia

### Összefoglalás

A Balaton-felvidék földtani térképezése során, 1986-ban mélyült Barnag Bat-2 fúrás rétegsorának a Sándorhegyi Formációt harántoló szakaszából került elő a Magyarországról ismert első triász korú gyantalelet. A fosszilis gyanták egyik legalkalmasabb vizsgálati lehetősége az infravörös spektroszkópia. A barnagi gyanta nagy hasonlóságot mutat a Magyarországon korábban talált kréta korú fosszilis gyantákkal, az Ajka-Csinger-völgyi, ill. halimbai „ajkait” előfordulással, ill. sok vonatkozásban a recens fenyőfélék gyantájával. Az összehasonlított spektrumok közül a legkevésbé az észak-olasz triász fosszilis gyantával mutat hasonlóságot. A Sándorhegyi Formáció Barnagi Tagozatának gyantát tartalmazó rétegei kora-tuvali korúak.

A Balaton-felvidéki gyanta-előfordulás ugyanabba a szélességi övbe esik, mint az egyéb ismert késő-triász leletek. A lelet kora egybeesik a korábban megismert leletek általában késő-juli-kora-tuvali korával is. A hagyományos lito- és biosztratigráfiai korreláció bizonytalanságai a gyantatartalmú rétegek szekvenciasztratigráfiai korrelációját indokolják.

A DE ZANCHE et al. (1993) által a Dolomitokban kialakított szekvenciasztratigráfiai beosztás véleményünk szerint jól párhuzamosítható a Balaton-felvidéki karni rétegsorral. E szerint a karni-1 szekvencia a ladin emelet legfelső rétegeivel indul, és felette a Földolomitot magában foglaló késő-karni-nori korú nori-1 szekvenciáig három harmadrendű szekvencia különböztethető meg.

**Key words:** amber, Balaton region, Carnian, fossil resins, Hungary, infrared spectroscopy, sequence stratigraphy, Upper Triassic

### Abstract

In the course of the mapping of the Balaton Highland, the first resin remnant known from the Triassic of Hungary, so far, was found in the section comprising the Sándorhegy Formation in borehole Barnag Bat-4, which was drilled in 1986.

One of the most suitable methods for investigation of fossil resins is the infrared spectroscopy. The spectral peculiarity of fossil resin from Barnag was compared with the spectra of amber of Baltic origin, with two other fossil resins from Hungary, with resins of recent pine and fruit-trees, and with the data of an Upper Triassic amber from the Dolomites, respectively. The investigated spectrum has no similarity to Baltic amber spectra. The non-Baltic (European) ambers show a variety of patterns. The resin from Barnag refers to the other Hungarian fossil resins – Cretaceous „ajkaite” – found in Ajka-Csinger-völgy and Halimba, in many aspects, and shows similarity with the resin of recent conifers. The spectrum differs in the fingerprint region from of the Upper Triassic amber from the Dolomites. Among the spectra compared, the less similarity could be identified between the spectrum of the fossil resin from Northern Italy and that of the Hungarian resin remnant examined.

Based on the investigations of GÓCZÁN, ORAVECZ-SCHEFFER (1996), the age of the resin-bearing lower, massive, cherty limestone beds of the Barnag Member of the Sándorhegy Formation is Early Tuvalian. The limestone of a shallow marine facies, deposited near to the platform, represents the basin facies of the highstand unit of the third-order sequence of Carnian 3.

Based on the palaeogeographic reconstruction of KÁZMÉR, KOVÁCS (1985), HAAS (1994) the resin remnant derived from the Balaton Highland indicates the same latitude zone – located between the Northern Limestone Alps and the Dolomites – as other known Late Triassic findings (see GIANOLLA et al. 1998: Fig. 7).

<sup>1</sup>Kézirat lezárva 2001. szeptember

The age of the finding coincides with the generally Late Julian – Early Tuvalian age of the remnants found so far. The doubtfulness of the conventional litho- and biostratigraphic correlations justifies the sequence stratigraphic correlation of the resin-bearing beds.

GIANOLLA et al. (1998) made an attempt to a sequence stratigraphic correlation of the resin-bearing layers. Based on their results the appearance of the fossil resins is confined to a third-order sequence. Before the correlation of the Barnag finding, authors give a short review of the Carnian sequence stratigraphy of the Balaton Highland. According to our opinion, the sequence stratigraphic scale worked out by DE ZANCHE et al. (1993) can be well correlated with the Carnian succession of the Balaton Highland (Figure 6). According to this, sequence Carnian 1 starts with the uppermost beds of the Ladinian, and above it – up to the Nor 1 sequence of Late Carnian – Norian age, and comprising the Hauptdolomit– three third-order sequences can be distinguished.

The lower section of the Barnag Member represents the highstand unit of sequence Car 3. The resin occurrence in the Dolomites is known from sequence Car 3, as well. The position of the occurrences in the Northern Limestone Alps are not definite; they belong to sequences Car 2 or 3.

## Bevezetés

Az északi félteke egyre gyarapodó számú — elsősorban karni korú — gyantaleleteinek sorába illeszkedik az az apró gyantatöredék, amely a Balaton-felvidék földtani térképezése során, 1986-ban mélyült Barnag Bat-2 fúrás (továbbiakban Bat-2) rétegsorából került elő. Az apró töredék szerves eredetét, gyanta voltát Dosztály Lajos ismerte fel. Az első magyarországi triász lelet jelentőségét fokozza a karni rétegekből származó gyanták viszonylag jó rétegtani korrelálhatósága (GIANOLLA et al. 1998). GIANOLLA et al. (1998) felveti a gyanták paleoklimatológiai indikátor szerepének lehetőségét is.

A triász gyanták a múlt század második fele óta ismertek Európában. PICHLER (1868) az alpi triász összletben, a „Cardita crenata-s rétegek” felső részében írt le kochenit néven gyantát a tiroli Kochental feltárásaiban. JERZ (1966) a raibli<sup>2</sup> összlet alsó szakaszát a „Carditás rétegekkel” (Cardita Schichten), felső szakaszát a tori rétegekkel (Torer Schichten) azonosította. A gyantát az alsó szakasz tartalmazza. VÁVRA (1984) a legidősebb ausztriai előfordulásként említette a lunzi rétegekből előkerült fosszilis gyantát.

A germán triász területén SOOM (1984) a svájci keuper márgában<sup>3</sup> említette a legidősebb svájci gyanta-előfordulást.

A Déli-Alpokból GIANOLLA et al. (1998) ismertette részletesen a karni gyanta-előfordulásokat a Dürrensteini Formáció középső részéből. A leletek a formációnak szűk rétegtani elterjedésű, partközeli fáciesű szakaszára korlátozódnak.

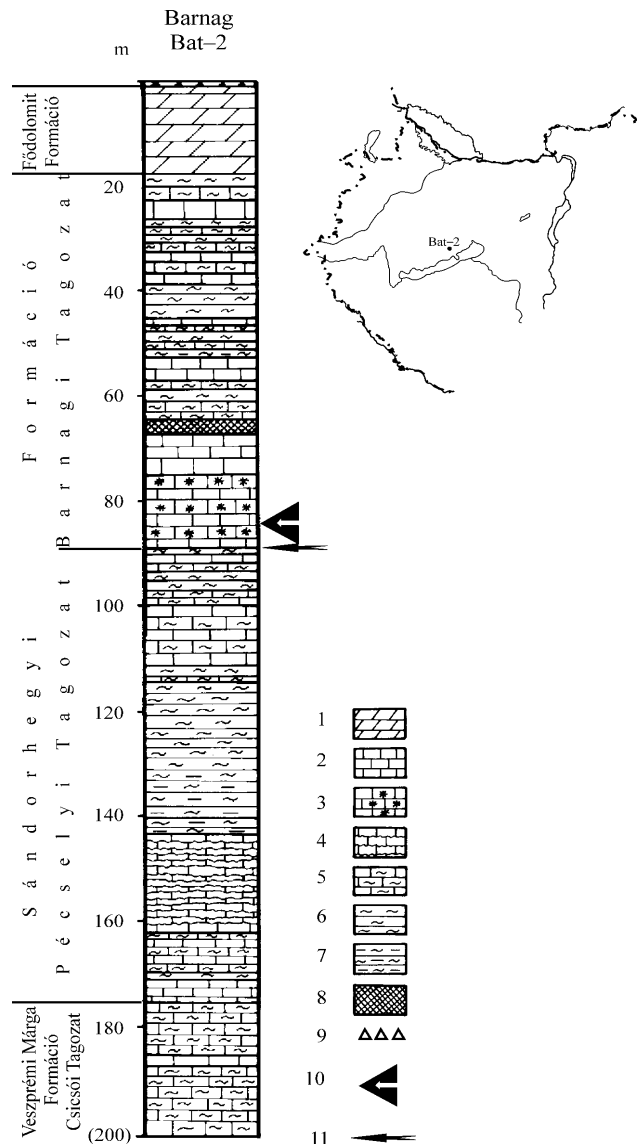
Európán kívül LITWIN, ASH (1991) az arizonai Petrified Forest National Park késő-karni rétegeiből írtak le két szintben gyantát a Chinle-i Formáció Petrified Forest Tagozata alsó szakaszán.

## A Balaton-felvidéki gyanta-előfordulás

A Balaton-felvidéki karni medence több száz méter vastag juli márgasorozata (Veszprémi Márga Formáció) és a Fődolomit közötti kb. 130 m vastag rétegsor alkotja a Sándorhegyi

<sup>2</sup> A raibli kifejezést a Déli-Alpokra vonatkozó hivatkozásoknál dél-alpi, az Északi-Mészkoálpokra vonatkozó hivatkozásoknál északi-mészkoálpai értelemben használjuk.

<sup>3</sup> GIANNOLA et al. (1998) szerint a Schilfsandsteinben.



1. ábra. A Barnag Bat-2 fúrás szelvénye (BUDAI, CSILLAG 1999: 31. ábra alapján)

1 – dolomit; 2 – mészkő; 3 – tűzköves mészkő; 4 – bitumenes mészkő; 5 – mészmárga, márgás mészkő; 6 – márga; 7 – agygmárga; 8 – vetőzóna; 9 – törmelék; 10 – gyanta; 11 – juli/tuvali határ

Figure 1. Stratigraphic column of the Sándorhegy Formation in the Barnag Bat-2 borehole (after BUDAI, CSILLAG 1999: Figure 31)

1 – dolomite; 2 – limestone; 3 – cherty limestone; 4 – bituminous limestone; 5 – marly limestone; 6 – marl; 7 – claymarl; 8 – fault zone; 9 – debris; 10 – amber; 11 – Julian/Tuvalian boundary

Formáció Pécselyi és Barnagi Tagozatát. A Sándorhegyi Formáció a medence feltöltődésének záró szakaszában képződött (BUDAI, CSILLAG 1998, CSILLAG 1991, 1999).

A formáció két kifejlődése található meg a Balaton-felvidéken. A medencét övező platformok területén csak a formáció felső szintjét képviselő ún. „nagy onkoidos” fácies kis vastagságú összlete fordul elő (BUDAI, CSILLAG 1998, CSILLAG 1991, 1999). A platformok területét is elérő transzgresszió során nemcsak tiszta karbonátok, hanem a Veszprémi Márga terrigén üledékeitől megkülönböztethetetlen pélyites rétegek is lerakódtak (CSILLAG 1999). A két kifejlődés közti átmenetet képviseli a Sándorhegyi Formáció és az Edericsi Formáció Henyei Dolomit Tagozatának összefogazódása a medence és a platform átmeneti területén (Balatonhenye, Felsőörs).

A Sándorhegyi Formáció teljes, medencebeli kifejlődésének vizsgálatára mélyült a Bat-2 térképező fúrás. A részletes palinológiai és foraminiferavizsgálatok alapján a juli/tuvali határ a fúrás 91,5 méterében található (GÓCZÁN, ORAVECZ-SCHEFFER 1996). Ugyanitt húzható meg a Pécselyi és a Barnagi Tagozat határa is (1. ábra).

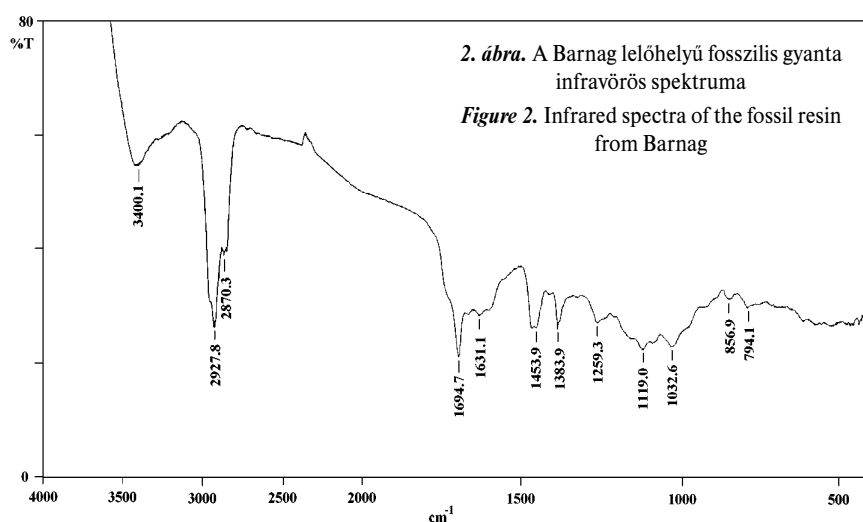
A terepi leírás (CSILLAG 1986) szerint a gyanta 84,8 m-ben került elő a Barnagi Tagozat alsó szakaszából. Kb. 8 mm hosszú, 4-5 mm széles, barna, sötétbarna színű, szabálytalan törésű, áttetsző ásványtörédket képez.

A Barnagi Tagozat alsó, 74,3–88,7 m közötti szakaszát pados, 5-10 cm-es tűzkögmókat tar-

talmazó mészkőrétegek alkotják, amelyeket 0,5–2,0 cm-es mészmárga-közbetelepülések választanak el egymástól. Ezek helyenként éles, máshol folyamatos átmenettel érintkeznek a mészkővel. A mészkő NAGY (1999) nosztori-völgyi mikrofácies-vizsgálatai alapján a platformlejtő középső–felső szakaszán, illetve egy lejtőterazon rakódott le.

### A gyanta IR spektroszkópiai vizsgálatának eredményei

A Barnag lelőhelyű mézszínű anyag infravörös (IR-) spektrumán (2. ábra) észlelhető abszorpciók alapján megállapítható, hogy a minta fosszilis gyanta. A vizsgálat Perkin-Elmer Fourier-transzformációs infravörös spektrográffal



1. táblázat. Fosszilis gyanta változatok kémiai összetétel szerinti csoportosítása (HEY 1975 nyomán)

Table 1. Classification of fossil resins based on their chemical composition (after HEY 1975)

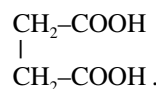
1. szukcinitsavat tartalmazó, de kenet nem tartalmazó változatok	borostyánkő vagy szukcinit	jelentős mennyiségű borostyánkősav, nagyon változó C:H:O arány. S nyomokban, néha 1%-ig. Valószínűleg Pinus succinifera gyantájából származik.
	szimetit	alacsony a szukcinitsav tartalma, S-tartalom 0,5–2,5%, magas O-tartalom (20%-ig), kékesen fluoreszkál
	kopalit	alacsonyabb O-tartalom, mint a többi borostyán esetében
2. nem tartalmaznak szukcinitsavat és nem tartalmaznak kenet	retinit	6–15% O-tartalom
	walchovit	kis N-tartalom: 0,18% (Damarophyllum)
3. nincs besorolva a borostyánkősav-tartalom szerint és nem tartalmaz kenet	scheibeit	
4. kéntartalmú gyantaváltozatok	rumänit	jelentősebb (1–3%) S-tartalom, viszonylag magas borostyánkősav tartalom
	allingit	nem tartalmaz borostyánkősavat, de jelentős a S-tartalma
	allagit	nem tartalmaz borostyánkősavat, N-ben és S-ben gazdag (svájci borostyán)
	tasmanit	S-ben gazdag gyanta, S-tartalom: 5,3%
	ajkait	1–2% S-tartalmú gyanta
	telegdit	1,5–2% S-tartalom
	kiscellit	4% S-tartalom

készült, KBr-pasztillában, a 4000–400 cm<sup>-1</sup> tartományban.

A borostyánfenyők fosszilis gyantájának (szukcinit): egyszerűsített alakképlete



vagy



SERGANOVA, RAFIKOV (1965) részletesebb leírása alapján a fosszilis gyantákat kondenzált aromás és hidroaromás gyűrűs rendszerű nagymolekulák építik fel konjugált ket-tőskötésekkel, sav-, észter- és hidroxilcsoportokkal (borostyánkősav-succinaraesorcinolészter, szabad succinoabietinsav, borneolészter és nyomokban kéntartalmú anyagok). ROTT-LÄNDER (1974) megfogalmazása szerint az anyag diabetinolsav poliésztere, annak mállási és bomlási termékeivel.

A retinitek resinosav alapú gyanták. A keletkezésükre és összetételükre vonatkozóan kialakult nézet alapján a fenyőgyanta fő kiinduló anyaga az abietinsav. A fosszilizáció és diagenezis során az abietinsav diabetinolsavvá dimerizá-

lódik, majd egy alkoholos csoporttal diabetinolsavvá alakul, ami észterképződést tesz lehetővé. Polimerizáció következtében teljesen oldhatatlanná válik. A balti borostyánokra jellemző komponensként említett borostyánkősav tulajdonképpen borostyánsav-anhidrid, amely a jelzett észternek az oxidációs terméke. A fosszilizációt az őserdő talajának szubtrópusi és trópusi nedvessége, majd a tengeri rothadó iszap okozza. Az áthalmozott balti borostyánok átalakulásában a gleccserek jégnyomásának is szerepe van. A kialakuló változatok szempontjából a paleobotanikai, ősföldrajzi és geokémiai tényezőknek is jelentősége van.

Az irodalom százánál több variációjukat említi. Az egyes régészeti vagy geológiai előfordulásokat az összetételre vagy a lelőhelyre utaló névvel szokták említeni és ásványtani változatok gyanánt felsorolni. A leggyakrabban előforduló és régészeti, ill. geológiai tárgyú hivatkozásokban talált változatoknak kémiai összetétel szempontjából az 1. táblázatban összefoglalt csoportosításuk szokásos.

A borostyánok és fosszilis gyanták vizsgálatára nagyon elterjedt módszer az infravörös spektrográfia. Az azonosítás

2. táblázat. A barnagi fosszilis gyanta IR spektrum sávjainak összevetése a klasszikus borostyán spektrummal és a spektrum értelmezése

Table 2. Comparison and assignation of the IR bands of the fossil resin from Barnag and the classical amber

Barnag	MOENKE (1961)	Lehetséges sávok helye	Értelmezés	
cm <sup>-1</sup>				
3400			v OH	karboxil csoport OH-alkotója
		3080	v CH (R <sub>1</sub> R <sub>2</sub> -CH <sub>2</sub> ), vagy (RCH-CH <sub>2</sub> )	aromás vegyületek
	2990 (váll)			
	2980 (váll)			
	2966 (váll)	2962	v <sub>m</sub> CII <sub>3</sub>	metil
	2940 (váll)			
2928	2925 (erős)	2926	v <sub>as</sub> CH <sub>2</sub>	metilén
2870	2870 (közepes váll)	2872	v <sub>t</sub> CH <sub>3</sub>	metil
	2850 (váll)	2853	v <sub>s</sub> CH <sub>2</sub>	metilén
	1730 (erős)	1725	v C-O	észter kötés?
1695	1705 (erős)	1700	v C=O <b>vegyértékrezgés</b>	a karboxil csoport C-O (karbonil) alkotója?
1631	1640 (váll)	1648	v C-C	
1454	1450 (közepes)	1470	δ <sub>m</sub> CH CH <sub>2</sub> és CH <sub>3</sub>	
1384	1375(közepes)	1380-1385,	β OH és δ <sub>s</sub> CH <sub>3</sub>	
1259	1260 (váll)			balti váll, baltira jellemző
1250		1250	v C-O	oxidációval nő
	1158 (közepes)	1175	((CII <sub>3</sub> ),CII-)	
1119		1120		
1033	1020 (közepes váll)	1042	v C-O	
	1000 (váll)	978	R-CH=CH <sub>2</sub>	
		939 (960 880)	γ OH	
	890 (nagyon gyenge)	885	γ II-II CII <sub>3</sub>	Fosszilis gyantáknál intenzitása lecsökken vagy hiányzik, mert könnyen oxidálódik
857		845	S ?	
794				
		700	aromás csoport	retinitre jellemző?

ún. „ujjlenyomat- (finger print)” módszerrel történik összehasonlító görbék alapján. A teljes spektrum sávonkénti részletes értelmezésére az anyag összetételének bonyolultsága miatt általában nem vállalkoznak a leírók. Az összehasonlító alapgörbét esetünkben MOENKE (1961) adatai szolgáltatták (2. táblázat); az ásványtani célú infravörös vizsgálatok irodalmában alapműként szereplő későbbi Mineralspektrén c. atlaszában (MOENKE 1966) is ezt közli.

Korábbi, egy-egy sávra vonatkozó értelmezés, ill. saját ez irányú ismereteink (FÖLDVÁRI 1986, 1992) alapján megkíséreltük az egyes sávok asszignációját. A spektrumokon a szerves funkciók csoportok közül az alifászénhidrogén-csoportok (főleg metilén-, alárendelten metil-), az aromás gyűrűk és az azokon elhelyezkedő szubsztituensek, a szerves savak karboxilja, fenol-, alkohol- és észtercsoportok sávjait lehet azonosítani.

Az említett nehézségek ellenére a szakirodalom a borostyánok infravörös spektrográfias vizsgálata kapcsán további részleteket tud megállapítani a borostyán származásával kapcsolatban. A vizsgálatok két alapvető célból készülnek. A régészeti eredetű bo-

3. táblázat. Geológiai borostyán-előfordulások kora és fő jellemzői  
Table 3. Age and characterisation of the geological origin fossil resins

Előfordulás	Ásvány	Kor	Hivatkozás	Típus	Növényi eredet
Arizona		triász	LITWIN, ASH 1991		Araucaria-félék
Észak-olasz Dolomitok		triász	GIANOLLA et al. 1998	nem balti típus, retinit?	
Svájc		triász	SOOM 1984	allagit?	
Ausztria	kochenit	triász	PICHLER 1868		
Ausztria	kopalin	triász	VÁVRA 1984		
Németország		triász	POINAR et al. 1993.		
Szicília				szimetit	
Spanyolország				retinit?	
Washington, Alaszka		kréta	LANGENHEIM, BECK 1968		Fenyőfélék (Coniferales: Podocarpaceae, Araucariaceae, Pinaceae és Cupressaceae)
Balti-tenger (Kalinyingrád környéke)		legidősebb balti borostyán	SAVKEVICH 1981	balti típus, szukcinit	
Balti-tenger partja		eoécén-oligocén-miocén (áthalmazott)	MOENKE, 1961	balti típus szukcinit	Pinus nemzetség (Pinus succinifera, idős terciér)
Halle–Leipzig környéke		tercier és pleisztocén (áthalmazott)	PRIESE 1977	balti típus szukcinit	
Halle környéke (Geiseltal)		tercier		retinit	
Lipce környéke (Meuselwitz)	scheibit	tercier		retinit	
DNy-Lengyelország	walchowit	felső-kréta	ALEXANDROVICZ, KWIECINSKA 1977	retinit	
Kanyin-félsziget (Arhangelszk környéke)				retinit	
Belorusszia		paleogén		szukcinit	
Ukrajna		paleogén		szukcinit	
Kaspi-tenger környéke				szukcinit	
Szahalín-sziget				szukcinit	
ÉNy-Jakutföld				szukcinit	
Magyarország					
Ajka, Halimba, Padrag	ajkait	felső-kréta	ZECHMEISTER 1926	ajkait	
Jásd	jásdit	oligocén	VITÁLIS I. 1939		
Remete-hegy, Budapest	kiscellit	oligocén	ZECHMEISTER et al. 1934		
Remete-hegy, Budapest	rumänit	oligocén	KOCH, TÓTH 1941	rumänit	
Serényfalva	kranzit	oligocén		retinit	
Románia és ÉK-Kárpátok				rumänit	
Erdély	telegdit				
Izrael		alsó-kréta	NISSENBAUM 1975		
Burma	birmit v. burmit			retinit	
Libanon		alsó-kréta			

rostyánok esetében a borostyán származási helyét és a kereskedelmi utakat nyomozzák, és ezek ismeretében igyekeznek tisztázni a lelet korát. A geológiai jellegű kutatások esetében elsősorban a kor és a paleobotanikai információ a fontos. A jellemzések alapját a balti borostyán és az egyéb borostyánok elkülönítése jelenti.

A „balti” borostyánváltozatok (szukcinitek) jellemzője az 1150–1160 cm<sup>-1</sup>-nél mutatkozó határozott elnyelési sáv, amelyet egy 1250 cm<sup>-1</sup>-ig húzóódó, közel 0,5 m széles, többékevésbé egyenes váll követ (BECK et al. 1964). A diagenezis során bekövetkező oxidáció előrehaladta a vízszintes váll irányát folyamatosan lejtős vállal alakítja. Esetenként az oxidációs mállás annyira megváltoztathatja a spektrumot, hogy a biztosan balti eredetű borostyán sem ismerhető fel. A

régészeti borostyánleletek esetében különféle viasz- vagy lakkbevonatok zavarhatják a specifikus spektrum felismerését. A balti borostyánok előfordulási területe Angliától Hollandián, Dánián, Skandinávián, É-Németországon, Lengyelországon, a Baltikumon keresztül Litvániáig, illetve Belorusszia, Ukrajna, Kaspi-tó környéke, Szahalín-szigete és Jakutföld északkeleti részéig terjed. Kémiai összetételükben a borostyánsav mennyisége 3–8% (BECK 1983). SAVKEVICH (1981) ehhez a típushoz hasonlóan tartja a belorusszai, az ukrainai, a Kaspi-tó környéki, a Szahalín-szigeti és az ÉK-Jakutföldi előfordulásokat is.

Az egyéb fosszilis gyantákat összefoglaló néven európai borostyánoknak nevezik, más esetben a lelőhelyüknek megfelelően itáliai, szicíliai, román, francia, portugál stb. névvel

illetik őket. Ezek alacsonyabb (<3%) borostyánsav-tartalmúak, és az infravörös spektrumon nem jelentkeznek a specifikus „balti váll”. Az európai borostyánok fő típusai a retinit, a rumänit és a szimenit. Első közelítésben az Alpok jelentik az elválasztó vonalat a „balti” és az „európai” borostyánok előfordulása között. Európán kívül is vannak hasonló fosszilisgyanta-előfordulások.

A fentiekén kívül vannak ismeretlen vagy be nem sorolt típusok is.

BECK (1983) szerint a több mint 5000 geológiai és régészeti borostyán-előfordulás 97,5%-a balti típusú borostyánt tartalmaz. Az irodalomban közölt infravörös spektrumok zöme is balti típusú borostyánról készült, ezért a nem ide sorolandó változatok összehasonlító vizsgálata nehézségekbe ütközik.

A nem balti típusú fosszilis gyanták változatos képet mutatnak, gyakran földrajzilag távoli előfordulások nagyon hasonlóak, máskor közeli lelőhelyről származóak jelentősen eltérnek egymástól. PRIESE (1977) retinit típusú gyanta esetében a 700 cm<sup>-1</sup>-nél megjelenő sávot emeli ki a jellemzésnél.

Geológiai minták esetében az „ujjlenyomat-” módszerű összehasonlító leírásokban a fenti ismérvek mellett a fenyőfélék gyantájára jellemző 1250 cm<sup>-1</sup>-nél jelentkező elnyelési sávot szokták említeni (LANGENHEIM, BECK 1965). A geológiai eredetű fosszilis gyanták korára és változatára vonatkozó elérhető adatokat a 3. táblázatban foglaltuk össze.

A barnagi előfordulás és más geológiai eredetű minták összehasonlító IR-vizsgálatának adatait tartalmazza a 4. táblázat. Ebből megállapítható, hogy a jelen tanulmány tárgyát képező lelet nem mutatja a balti borostyán jellegzetes vonásait. A táblázatban a Barnag lelőhelyű minta, az északolasz triász fosszilis gyanta és korábban vizsgált két másik magyarországi lelet összehasonlító vizsgálati eredményeit mutatjuk be. Ez alapján megállapítható, hogy a barnagi minta nagy hasonlóságot mutat a Magyarországon korábban talált fosszilis gyantákkal, az Ajka-Csinger-völgyi, ill. halimbai „ajkait-”előfordulással. Ezeket a mintákat korábban más típusú infravörös spektrográffal (Specord 75) vizsgáltuk, melynek a hullámszám-eloszlása különbözik a jelenlegi készülék által szolgáltatott spektrumtól. Ettől a különbségtől eltekintve a két spektrum egymáshoz és a most vizsgált előforduláshoz is nagyon hasonló. Ugyancsak korábbi vizsgálataink közül származik egy visontai kovásodott fatörzs fuzitjában talált gyanta infravörös spektruma. Az összehasonlított spektrumok közül a vizsgált tárgyat képező lelet a legkevesebb hasonlóságot az északolasz fosszilis gyantával mutatja. A szerzők által nyert spektrum „ujjlenyomat-tartománya” egyetlen más irodalomban közölt fosszilis gyanta spektrumával sem egyezik.

Végezetül és összehasonlításként két saját gyűjtésű jelenkori fenyőgyanta spektrumát mutatja be az 5. táblázat, melyek sok vonatkozásban hasonlóak a fosszilis előfordulásokhoz. Ugyanakkor a gyümölcsfagyanták spektruma ezekről eltér, minden esetben sávszegényebb, egymáshoz azonban a szilva, meggy és cseresznye gyantájának spektruma nagyon hasonló.

#### 4. táblázat. Geológiai eredetű fosszilis gyanták infravörös sávjainak összehasonlítása

Table 4. Comparison of the IR bands of the geological origin fossil resins

Észak-olasz felső-triász GRANOTTA et al. 1998.	Barnag triász	„Ajkait” Ajka-Csinger-völgy (senon)	„Ajkait” Halimba	Visontai kovásodott fatörzsének fuzitjában (JÁMBOR Áron gyűjtése)
cm <sup>-1</sup>				
	3400	3400 (gyenge)	váll	3400
				2960
2950	A	2928	2930	2930
		2870	2870	2870
1700	B	1695	1695	
		1631		1605
1470	C	1454	1460 (kettős csúcs)	1450 (kettős csúcs)
1380	D	1384	1380	1380
			1310	
1260	E	1259		
		1250	1260	
			1180	
				1130
		1119		1110
		1033		1030
			970	
hiányzik		857	890	870
		794	790	

#### 5. táblázat. Jelenkori fák gyantáinak infravörös spektrum sávjai

Table 5. IR bands of the resins of recent woods

Jelenkori fenyőgyanta (852)	Jelenkori fenyőgyanta (906)	Szilvafagyanta	Meggyfagyanta	Cseresznyefagyanta
cm <sup>-1</sup>				
3420	3390	3400	3410	3410
2930	2930	2930	2910	2910
2870				
1695	1690			
	1610	1605	1600	1600
1455	1450			
		1400	1405	1405
1380	1360		1350	1350
	1310	1300		
1260	1260			
	1230	1230		
1180	1160			
1150				
1120	1110			
		1060	1060	1060
1020	1020	1020	1020	1020
960	970			
890				
810	810		770	770

## Diszkusszió

### Ősföldrajz

A barnagi lelet megerősíti GIANOLLA et al. (1998) megállapítását a karni gyanta-előfordulások paleogeográfiai elterjedését illetően. A Pelsői-egység, a Dunántúli-középhegység ősföldrajzi rekonstrukciói (KÁZMÉR, KOVÁCS 1985, HAAS 1994) alapján a Balaton-felvidéki karni medence a Déli-Alpok és az Északi-Mészköalpok között helyezkedett el, így ez a terület is beletartozott a gyanta-előfordulásoknak az északi szélesség 10–30°-a között húzódó sávjába (l. GIANOLLA et al. 1998: 7. ábra).

Nem ilyen egyértelmű a kép a gyantatartalmú rétegek fáciesének összehasonlítása esetében. GIANOLLA et al. (1998) szerint folyóvízi, partközeli, törmelékes rétegek tartalmazták a fosszilis gyantákat (pl. Schilfsandstein, Lunzer Schichten stb.).

A Balaton-felvidéki gyanta-előfordulás ezzel szemben a Barnagi Tagozat egy uralkodóan karbonátos szakaszán került elő, amelynek mikrofácies platformlejtőt jelez (NAGY 1999). Egyértelműen közeli szárazulati térszínre kevés jel utal az egykori medencét keretező platformok területén. Ezek közé sorolható:

- a Barnagi Tagozat felső szakaszának márgarétegeiben a növénymaradványok gyakorisága;

- a keszthelyi-hegységi Szent Miklós-völgyben előkerült, jó megtartású, bizonytalan korú (valószínűleg késő-juli–tuvali) nyitvatermő-termés;

- a Barnag közelében lévő tótvázsonyi kőfejtő rétegsorában VICZIÁN et al. (1999) által igazolt teresztrikus mállás a Sédvölgyi Dolomit felső szakaszán, a Barnagi Tagozat ún. nagyonkoidos kifejlődése alatt néhány méterrel. Így ez esetleg párhuzamosítható a gyantatartalmú rétegekkel, annak ellenére, hogy egyértelmű palinspasztikus ősföldrajzi rekonstrukció nem készíthető a viszonylag nagy amplitúdójú kompressziós és harántelmozdulásos szerkezetek miatt, bizonyosra vehető, hogy ugyanannak a platformnak a kiemelt területéről és lejtőjéről van szó; a két terület eredeti távolsága sem lehetett jelentősen nagyobb a mai, néhány kilométeresnél.

### A gyantaleletek kora

Az alpi és germán triász területeken egyaránt — az ammoniteszek hiánya miatt — nehézségekbe ütközik a pontos kormeghatározás a késő-juli–tuvali rétegsorokban.

A gazdag spóra-, pollentartalom és a ritka ammonitesz-előfordulások párhuzamosítása ad elsősorban lehetőséget a képződmények korának meghatározására. Sok esetben a hagyományos besorolás (pl. a „tori rétegek” tuvali kora) öröklődik át a mai kronosztratigráfiai tagolásokba.

Az Északi-Mészköalpok keleti részének gyantát tartalmazó ún. „lunzi rétegeit” az alsó-juli (cordevolei) összetet fedőjébe helyezik (BEHRENS 1973, DUNAY, FISCHER 1978). Fedőjének (Opponitzi Mészkö) kora tuvali.

Az Északi-Mészköalpok nyugati részének és a Drauzug

ún. „raibli rétegeinek” kora juli–tuvali (BECHSTÄDT, SCHWEIZER 1991). PICHLER (1868) gyantatartalmú „Cardita crenata-s rétegei” JERZ (1966) és DUNAY, FISCHER (1978) alapján juli korúak.

A SOOM (1984) által leírt gyanta GIANOLLA et al. (1998) szerint a Schilfsandsteinből származik. AIGNER, BACHMANN (1992) a germán triász területén a Schilfsandstein folyóvízi összetétet BEHRENS (1973) nyomán a turbidites kifejlődésű Lunzi Homokkő heteropikus fácieseként értelmezik. Kora — ebből következően — juli. Ugyancsak a „lunzi rétegek” és a Schilfsandstein egyező korát erősíti meg a palinológiai kép is (DUNAY, FISCHER 1978).

A Déli-Alpok területén — a Dolomitokban — GIANOLLA et al. (1998) a Dürrensteini Formáció Santa Croce (Heiligkreuz) melletti feltárásában a juli legfelső szakaszába sorolták a gyantát tartalmazó rétegeket.

Az észak-amerikai Chinle-i Formáció kora DUNAY, FISHER (1978) szerint — a *Brodospira striata* megjelenésére alapozva — tuvali. A Chinle-i Formáció Petrified Forest Tagozatában előforduló gyantatartalmú rétegeket LITWIN, ASH (1991) — növénymaradványaik és palynomorpháik alapján — ugyancsak a felső-karniba helyezték.

A barnagi szelvényben a gyantatöredék a tuvali rétegek alján, 6,7 méterrel a palynomorphák és foraminiferák segítségével meghatározott juli/tuvali határ (GÓCZÁN, ORAVECZ-SCHIEFFER 1996) fölött fordult elő.

A „raibli rétegek” JERZ (1966) szerint kitöltik a juli emeletet. A leírásokból nem állapítható meg, hogy a gyanta az ún. első vagy az ún. második agyagmárgaszintből került-e elő. Ugyancsak ismeretlen a szintén juli „lunzi rétegekben” a gyantaleletek pontos rétegtani helye. A „lunzi rétegek” terrigén kifejlődései azonban az összetet felső, késő-juli szakaszán települnek. Valószínű, hogy a gyanta-előfordulások ebben a szintben találhatók.

A germán triász kifejlődési területén a Schilfsandstein az északi-mészköalpi Lunzi Homokkőhöz kapcsolódik, kora tehát juli.

A Balaton-felvidéki lelet kora-tuvali, az arizonai előfordulás tuvali.

Összefoglalva megállapítható, hogy csak feltételesen szűkíthető le a gyanta-előfordulások kora — rétegtani alapon — a késő-juli–kora-tuvali időszakra (l. GIANOLLA et al. 1998).

### Szekvenciasztratigráfia

A hagyományos lito- és biosztratigráfiai korreláció bizonytalanságai a gyantatartalmú rétegek szekvenciasztratigráfiai korrelációját indokolják.

GIANOLLA et al. (1998) kísérletet tettek a gyantatartalmú rétegek szekvenciasztratigráfiai korrelációjára. Korrelációs táblázatuk alapján a fosszilis gyanták egy harmadrendű szekvenciára korlátozódnak.

A barnagi előfordulás korrelációja előtt röviden áttekintjük a Balaton-felvidék karni szekvenciasztratigráfiáját.

BUDAI, HAAS (1997), valamint HAAS, BUDAI (1999) teljes áttekintést ad nemcsak a Balaton-felvidék, hanem a tel-

jes Dunántúli-középhegység triász szekvenciasztratigráfiájáról. A raibli rétegek juli szakaszával (Cardita Schichten) és a lunzi rétegekkel párhuzamosítható Veszprémi Márga Formációt két harmadrendű szekvenciára osztják, amelyek legfelső része magába foglalja a Sándorhegyi Formáció legalsó rétegeit (C1, C2) is. A Sándorhegyi Formáció egésze — a legalsó rétegek kivételével — véleményük szerint egyetlen, önálló harmadrendű szekvenciát (C3) alkot. A fentiekől némileg eltérő, DE ZANCHE et al. (1993) által a Dolomitokban kialakított szekvenciasztratigráfiai beosztás azonban véleményünk szerint jól párhuzamosítható a Balaton-felvidéki karni rétegsorral (6. táblázat, 3. ábra). E szerint a karni-1 szekvencia a ladin emelet legfelső rétegeivel indul, és felette a Földolomit magában foglaló késő-karni-nori korú nori-1 szekvenciáig nem két, hanem három harmadrendű szekvencia különböztethető meg.

#### Karni-1 szekvencia

A ladin-karni karni-1 szekvencia kora-karni szakaszába sorolható a Kádártai Dolomit platformja és a Balaton-felvidéki karni medence területén a Füredi Mészke hemipelágikus összlete. Ezek megfelelnek a Dolomitok San Cassiani-i kifejlődésének és az alsó-cassiani dolomitplatformnak.

#### Karni-2 szekvencia

A juli karni-2 szekvencia kisvízi egységének a medence területén a Mentshelyi Márga alsó, sok intraklasztot, bioklasztot, gradált mészhomokot tartalmazó

szakasza felelhet meg. Transzgresszív egysége a Kádártai Dolomit platformját is elborította. Magasvízi egység a medencében a Nosztori Mészke, a platformon az Edericsi Mészke és a Sédvölgyi Dolomit. A karni-2 szekvencia a medence területén a Pécselyi Tagozat néhány méter vastag bioklasztos, pados mészkővel zárul. A karni-2 szekvenciának a Dolomitokban a Car-2 szekvenciát alkotó San Cassiani Formáció és az azzal heteropikus Cassiani Dolomit-2 felel meg.

#### Karni-3 szekvencia

A karni-3 szekvencia a medenceterületen a Pécselyi Tagozat hipersalin fáciesű laminitjével (kisvízi egység) kezdődik, amelyre egy transzgresszív márga, majd Barnagi Tagozat pados, tűzköves mészkőösszlete (magasvízi egység) települ. A magasvízi egységen belül húzható meg a juli/tuvali határ, és ebből az egységből került elő a gyantamaradvány is. A platform erőteljes progradációja a magasvíz idején hozta létre a Henyei Dolomitnak a medencékbe mélyen benyúló progradációs ékeit. Kora alapján ez a szekvencia a Dolomitok Car-3 szekvenciájával (Dürrensteini Formáció) párhuzamosítható. A gyantaleletek a Dürrensteini Formáció alsó szakaszán és a Barnagi Tagozat alján ugyanabba a szekvenciába sorolhatók.

#### Karni-4 szekvencia

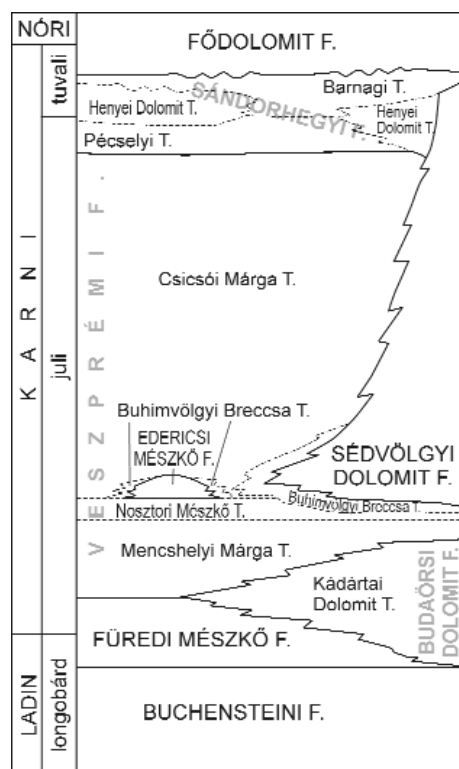
A karni-4 szekvenciát a Barnagi Tagozat felső szakasza alkotja. Ennek a medence területén és a platformon is megjelenő jellegzetes, sok bioklasztot, nagyméretű onkoidokat tartal-

6. táblázat. A Balaton-felvidék és a Déli-Alpok karni szekvenciasztratigráfiájának összehasonlítása

Table 6. Comparison of Carnian sequence stratigraphy of Balaton Highland and South Alps

Kor	Balaton-felvidék harmadrendű szekvenciái a szerzők szerint				Balaton-felvidék harmadrendű szekvenciák HAAAS, BUDAI (1999)	Déli-Alpok DE ZANCHE et al. 1993	
	Szekvencia	Vízszint	Platformképződmények	Medenceképződmények			
Nori	Nori-1	HST	Földolomit Formáció, peritidális, ciklusos dolomit		Karni-4	Dolomia Principale Földolomit Formáció	
		TST	Földolomit Formáció, pados, szubtidális				
Tuvali	Karni-4	LST	Földolomit Formáció, vörös dolomit, breccsa, tűzkőtörmelékes		Karni-3	Raibli Formáció	
		HST	Hiátus?				
	Karni-3	TST	Barnagi T., „nagy onkoidos”, bioklasztos mészkő, márga		Karni-2	Dürrensteini F.	
		LST	breccsa, Barnagi T.?	Barnagi T. mészkő, márga?			
	Juli	Karni-3	HST	Henyeyi Tagozat		Karni-2	Cassiani Dolomit 2 San Cassiano F.
			TST	Henyeyi Tagozat?			
Karni-2		LST	Pécselyi T., dolomit? Hiátus?		Karni-1	Cassiani Dolomit 1 San Cassiano F., La Valli F.	
		HST	Csicsói Márga T.* Edericsi, Sédvölgyi F.	Pécselyi T. alsó, pados mészkő* Csicsói Márga, Buhimvölgyi Breccsa, Nosztori Mészke,			
Karni-1	Karni-1	TST	Mentshelyi Márga felső szakasz		Ladin 2		
		LST	?				
	HST	Kádártai Dolomit T.		Mentshelyi Márga T., közepső szakasz?			
Ladin	Karni-1	TST	?		Ladin 2		
		LST	?				
			Mentshelyi Márga T., gradált allodapikus mészhomok közbetelepüléssel alsó, közepső szakasz, Füredi Mészke F.?				
			?				
			?				





3. ábra. A Balaton-felvidéki felső-triász képződmények litozstratigráfiai tagolása (BUDAI, CSILLAG 1999: 27. ábra alapján)

Figure 3. Lithostratigraphic division of the Carnian formations of the Balaton Highland and the Southern Bakony (after BUDAI, CSILLAG 1999: Figure 27)

mázó márgás kifejlődései határozott transzgressziót igazolnak. A szekvencia felső része csonka, mivel a Fődolomit Formáció által jellemezhető szekvencia kisvízi egysége enyhe eróziós felszínnel jelentkezik számos helyen (CSILLAG 1991, 1999, NAGY 1999). A Dolomitokban a Raibli Formáció rétegeiből álló Car-4 szekvencia párhuzamosítható az egységgel.

BECHSTÄDT, SCHWEIZER (1991) három szekvenciát különített el a Keleti-Alpok raibli sorozatában, ami jól párhuzamosítható JERZ (1966) beosztásával. A „Reingraben Event” és a Fődolomittal jellemezhető késő-tuvali szekven-

cia között három ciklus mutatható ki ezen a területen is. Sajnos a rendelkezésre álló leírások alapján nem lehet eldönteni, hogy a kochentali gyanta-előfordulás a Jerz-féle 1a vagy 1c szakaszba tartozik. Az első a karni-2, a második a karni-3 szekvenciába sorolható (6. táblázat). A „lunzi rétegek” felső, feltételezhetően a gyantát tartalmazó rétegei is késő-juli koruk alapján a karni-2 szekvencia felső részébe vagy a karni-3 szekvenciába tartoznak.

### Összefoglalás

A Barnag Bat-2 fúrásból előkerült késő-triász gyantamaradvány ásványtani szempontból nem mutatja a balti borostyán jellegét. Infravörös spektruma sok szempontból hasonlít az észak-olaszországi felső-triász előfordulás gyantájának spektrumképehez, de még nagyobb a hasonlóság a magyarországi kréta „ajkait-” előfordulásokkal.

A Sándorhegyi Formáció Barnagi Tagozatának gyantát tartalmazó, alsó, pados, tűzköves mészkőrétegei GÓCZÁN, ORAVECZ-SCHEFFER (1996) munkája alapján kora-tuvali korúak. A sekélytengeri, platformközeli fáciesben lerakódott mészkő a karni-3 harmadrendű szekvencia magasvízi egységének medencekifejlődése.

KÁZMÉR, KOVÁCS (1985), HAAS (1994) ősföldrajzi rekonstrukciója szerint a Balaton-felvidéki gyanta-előfordulás ugyanabba a szélességi övbe esik — az Északi-Mész-kőalpok és a Dolomitok közé —, mint az egyéb ismert késő-triász leletek (l. GIANOLLA et al. 1998: 7. ábra).

A lelet kora egybeesik a korábban megismert leletek általában késő-juli-kora-tuvali tehető korával is. A Barnagi Tagozat alsó szakasza a karni-3 szekvencia magasvízi egysége. A Dolomitokban ugyancsak a 3. karni szekvenciában ismerjük a gyanta-előfordulást. Az északi-mész-kőalpi előfordulások helyzete nem egyértelmű, a 2. vagy a 3. karni szekvenciába tartoznak.

### Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak Balla Zoltánnak és Budai Tamásnak az alapos lektori munkáért.

### Irodalom — References

- AIGNER, T., BACHMANN, H.G. 1992: Sequence stratigraphic framework of the German Triassic. — *Sedimentary Geology* 80 (1-2), pp. 115-135.
- ALEXANDROWICZ, S., KWIECINSKA, B. 1977: Amber from the Upper Cretaceous deposits of SW Poland. — *Mineralogia Polonica* 8 (2), pp. 39-47.
- BECHSTÄDT, T., SCHWEIZER, T. 1991: The carbonate-clastic cycles of the East-Alpine Raibl group: result of third-order sea-level fluctuations in the Carnian. — *Sedimentary Geology* 70 (2-4) 241-270.
- BECK, C.W. 1983: Der Bersteinhandel: Naturwissenschaftliche Gesichtspunkte. — *Savaria, a Vas megyei Múzeumok Értesítője* 1982, 16, pp. 11-22.
- BECK, C.W., WILBUR, E., MERET, S. 1964: Infra-red spectra and the origin of amber. — *Nature* 201 (4916), pp. 256-257.
- BEHRENS, M. 1973: Schwermineralverteilung und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Kern, Trias, Österreich). — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 116, 51-83.
- BUDAI, T., CSILLAG, G. 1998: A Balaton-felvidék középső részének földtana. — *A Bakony Természettudományi Kutatásának Eredményei* 22, 118 p.
- BUDAI, T., HAAS J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the

- Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 40 (3), pp. 307–335.
- CSILLAG G. 1999: Medenceüledékek. — In: BUDAI T., CSILLAG G. szerk.: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék 1:50 000-es földtani térképéhez. (*Geology of the Balaton Highland*). *A Magyar Állami Földtani Intézet 197. Alkalmi kiadványa*, pp. 65–75.
- CSILLAG G. 1986: A Barnag Bat-2 fúrás rétegsora. — *Kézirat, Országos Földtani Geofizikai Adattár*, Budapest.
- CSILLAG G. 1991: Mencshely környékének földtani felépítése. — *Kézirat* (egyetemi doktori értekezés), *Országos Földtani Geofizikai Adattár*, Budapest.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P., STORPAES, C., VAIL, P. R. 1993: Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). — *Memorie Scienze Geologiche* 45 (1), pp. 1–27.
- DUNAY, R.E., FISHER, M.J. 1978: The karnian palynofloral succession in the Northern Calcareous Alps, Lunz-am-See, Austria. — *Pollen et Spores* 20 (1), pp. 177–187.
- FÖLDVÁRI, M. 1986: Analysis of an amber bead from Pilismarót-Pálrét — *Folia Archeologica, Annales Musei Nationalis Hungarici* 1985, pp. 39–40.
- FÖLDVÁRI, M. 1992: Analysis of the amber from Mogyorósbánya — *Communications Archaeologicae Hungariae* pp. 16–17.
- GIANOLLA, P., RAGAZZI, E., ROGLI, G. 1998: Upper Triassic amber from the Dolomites (Northern Italy). A paleoclimatic indicator? — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 104 (3), pp. 381–390.
- GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1996: Tuvalian sequences of the Balaton Highland and the Zsámbék Basin. Part I: Litho-, bio- and chronostratigraphic subdivision — *Acta Geologica Hungarica* 39 (1) pp. 1–31.
- HAAS, J., BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range (Hungary). — *Geologica Carpathica* 50 (6), pp. 459–475.
- HAAS, J. 1994: Carnian basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary. — *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I* (11–12), pp. 1233–1252.
- HEY, M.H. 1975: Chemical index of Mineral Species and Varieties. — *British Museum (Natural History)*, London, 728 p.
- JERZ, H. 1966: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — *Geologica Bavarica* 56 (1), 3–103.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica* 28 (1–2), pp. 71–84.
- KOCH, S., TÓTH, G. 1941: Über eine neue Fundstätte eines der Rumenit-Kranzit-Gruppe angehörenden fossilen Harzes aus dem Oligocän Ungarns. — *Zentralblatt für Mineralogie Abteilung A* (1), pp. 161–162.
- LANGENHEIM, J.H., BECK, C.W. 1965: Infrared spectra as a means of determining botanical sources of amber. — *Science* 149 (3679), pp. 52–55.
- LANGENHEIM, J.H., BECK, C. 1968: Catalogue of infrared spectra of fossil resins (ambers). I. North and South America. — *Botanical Museum Leaflets, Harvard University* 22 (3), pp. 65–120.
- LITWIN, R.J., ASH, S. R. 1991: First early Mesozoic amber in the western hemisphere. — *Geology* 19 (3), pp. 273–276.
- MOENKE, H. 1961: Beiträge zur ultrarotspektralphotometrischen Bestimmung organischer Mineralien. — *Chemie der Erde* 21 (2), pp. 239–247.
- MOENKE, H. 1966: *Mineralspektren*. — Akademie Verlag, Berlin.
- NAGY, Zs.R. 1999: Platform-basin transition and depositional models for the Upper Triassic (Carnian) Sándorhegy Limestone, Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 42 (3), pp. 267–299.
- NISSENBAUM, A. 1975: Lower Cretaceous amber from Israel. — *Naturwissenschaften* 62 (7), pp. 341–342.
- PICHLER, A. 1868: Zur Geognosie Tirols. XI. Fossiles Harz. — *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt* 18, pp. 45–52.
- POINAR, G.O. JR., WAGGONER, B.M., BAUER, U.C. 1993: Terrestrial soft-bodied protists and other microorganisms in Triassic amber. — *Science* 259 (5092), pp. 222–224.
- PRIESE, O. 1977: Infrarotspektrographie an pleistozänen und tertiären Bernsteinfunden des Halle-Leipziger Raumes. — *Hercynia* 14 (3), pp. 272–280.
- ROTLÄNDER, R. 1974: Die Chemie des Bernsteins. — *Chemie unserer Zeit* 9, pp. 78–83.
- SAVKEVICH, S.S. 1981: Physical methods used to determine the geological origin of amber and other fossil resins; some critical remarks. — *Physics and Chemistry of Minerals* 7 (1), pp. 1–4.
- SERGANOVA, C.K., RAFIKOV, S.R. 1965: Sztruktúra i szvojsztva baltyszkogo jantarja. — *Zhurnal Prikladnoi Khimii*. 38 (8), pp. 1813–1818.
- SOOM, M. 1984: Bernstein vom Nordrand der Schweizer Alpen: Benstein keiten. — *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde Ser. C*. 18, pp. 15–20.
- VÁVRA, N. 1984: "Reich an armen Fundstellen": Übersicht über die fossilen Harze Österreichs. — *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde Ser. C*. 18, pp. 9–14.
- VICZIÁN, I., FÖLDVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P. 1999: The paleogeographic significance of clay interbedding in carbonate sequences in the Lower to Middle Triassic of the Transdanubian Range and Bükk Mts. (Hungary). — "Euroclay" *European Clay Groups Association Cracow 1999. september 5–9.*, Abstracts.
- VITÁLIS I. 1939: *Magyarország szénelőfordulásai*. — A Magyar Királyi József Nádor Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Bánya-, Kohó- és Erdőmérnöki Kara könyvkiadó Alapja, Sopron, 407 p.
- ZECHMEISTER L. 1926: Adatok az ajkait, egy fosszilis gyanta ismeretéhez. — *Mathematikai és természettudományi értesítő* 43, pp. 332–341.
- ZECHMEISTER L. TÓTH G., KOCH S. 1934: A kiscelli agyagban fellelt fosszilis gyanta vizsgálata. — *Mathematikai és természettudományi értesítő* 51, pp. 502–507.

## Miocén képződmények bio-, lito- és magnetosztatigráfiai korrelációja a Sopron S–89, Nagylózs Nlt–1 és SÁta S–75 fúrásokban

*Bio-, litho- and magnetostratigraphic correlation of Miocene formations in boreholes Sopron S–89, Nagylózs Nlt–1 and SÁta S–75*

BOHNNÉ HAVAS MARGIT, SZEGŐ ÉVA, SELMECZI ILDIKÓ, LANTOS MIKLÓS

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: miocén, Pannon-medence, Magyarország, biosztatigráfia, litosztatigráfia, magnetosztatigráfia, Foraminifera, Mollusca

### Összefoglalás

Jelen dolgozatunk célja a Sopron S–89, Nagylózs Nlt–1 (Soproni-hegység–Kisalföld) és SÁta S–75 (Ny-Borsodi-medence) fúrásokból előkerült Foraminifera- és Mollusca-együttesek biosztatigráfiai kutatási eredményeinek ismertetése, rétegtani értékelést szolgáló alapadatok közlése, lito- és magnetosztatigráfiai korrelációval kiegészítve. A vizsgálatokból kitűnik, hogy a legteljesebb badeni rétegsort (Lajtai Mésző Formáció Pécsszabolcsi és Rákosi Mésző Tagozat, Bádeni Agyag Formáció, Szilágyi Agyagmárga Formáció, Kozárdi Formáció) a Nagylózs Nlt–1 fúrás harántolta. Badeninél idősebb képződményeket (ottnangi, kárpáti, Salgótarjáni Barnaköszén Formáció, Egyházasgergei Formáció) csak a SÁta S–75 fúrásban találtunk. Ez utóbbi esetben értékelhető mágneses mérési eredmény csak a kárpáti összletből származott. Az *Ammonia beccari* – *Florilus boueanus* Foraminifera- és *Anadara*-domináns Mollusca-együttesek (NN4) a korreláció szerint a C5Br és a C5Cn kron fiatalabb szakaszában keletkeztek.

A legidősebb badeni képződményt a Sopron S–89 fúrásban találtuk (NN5), mely a C5Bn.2n kron idején ülepedett le. A legidősebb kora-badeni Foraminifera-fauna a C5Bn.1r kronban tűnt fel, a Nagylózs Nlt–1 fúrásban. Az *Orbulina suturalis* (Brönniman) heterokron megjelenésű a három fúrásban, legkorábbi előfordulása a Nagylózs Nlt–1 fúrásban figyelhető meg. Erre az időszakra esik a kora-badenire jellemző, Pectinidae-domináns Mollusca-fauna előfordulása is. A másik két fúrásban az *Orbulina suturalis* (Brönnimann) valamivel később a C5ADr (SÁta S–75), ill. a C5ADn (Sopron S–89) jelenik meg. A plankton Gastropodák megjelenése (SÁta S–75) és robbanásszerű diverzitásnövekedése (Sopron S–89) egyidejűnek tűnik az *Orbulina suturalis* (Brönnimann) megjelenésével az NN5 zónában. Magyarországon az NN6 zónában már sehol sem fordulnak elő Pteropodák.

A Nagylózs Nlt–1 fúrásban az agglutinált Foraminiferák (középső-badeni) a C5ADn kron középső szakaszán, míg a *Bulimina elongata* együttes (késő-badeni) a C5ABr kronban lépnek fel. Bár Foraminiferák alapján a középső- és késő-badeni határ nem húzható meg méterre pontosan, vizsgálataink mégis arra utalnak, hogy az NN6 nannozónába esik.

Keywords: Miocene, Pannonian Basin, Hungary, biostratigraphy, lithostratigraphy, magnetostratigraphy, Foraminifera, Mollusc

### Abstract

The studied boreholes were deepened in the northwestern part (Sopron S–89, Nagylózs Nlt–1) and in the north-eastern part of the Pannonian Basin (SÁta S–75). Detailed lithologic, palaeontologic and stratigraphic studies were carried out on the Badenian succession of Sopron S–89 and the Badenian and Sarmatian formations of Nagylózs Nlt–1, as well as on the Karpatian and Badenian deposits of SÁta S–75. The principle aim of this paper is to show the results of the investigations made on foraminiferans and molluscs. The significant changes in the faunal characteristics were correlated with the help of magnetostratigraphy. The polarity zones of the sections were correlated with the geomagnetic polarity time scale of BERGGREN et al. (1995) while applying correlation to standard nannoplankton zones from NAGYMAROSY et al. (2005).

In borehole **Sopron S–89** a Badenian succession with a thickness of about 200 m was exposed (Figure 1). It overlies the crystalline basement and is covered by Quaternary sediments (11.2–209.9 m). Abrasional conglomerate beds were deposited by the sea that invaded the area during the early Badenian. These were formerly assigned to the Ligeterdő Formation (“Auwaldschotter”) and to the Karpatian stage (HÁMOR T. in HÁMOR T., LELKES-FELVÁRI 1989). In this paper authors regard it as the basal beds of the Badenian Formation. From the basal conglomerate a gradual transition into the fine-grained sandy-silty-clayey sediments of the Baden Formation – the so-called “Baden clay of schlier facies” (VENDEL in DEÁK

1981, p. 45) – can be observed. The Badenian succession is incomplete, the upper part has been eroded, and the siliciclastic sediments of basin facies are overlaid discordantly by Quaternary deposits.

Based on foraminiferans, formations penetrated above 105.3 m are assigned to the Badenian. Molluscs are represented by indet. fragments. In the layers occurring under this level, mollusc fauna is absent, trace fossils are frequent, and foraminiferans do not provide information for age determination.

A rich foraminiferal and mollusc fauna, which is valuable from a biostratigraphic point of view, was found in the section between 21.0–67.1 m (NN5). Beside *Orbulina suturalis* Brönnimann and *Uvigerina macrocarinata*, *Clio fallauxi* (Kittl), *Diacrolinia aurita* (Bellardi), *Vaginella austriaca* Kittl and *Limacina valvatina* (Reuss) are present. Their common appearance is indicative of the younger period of the early Badenian (Upper Lagenid Zone) all over the Paratethys realm (RÖGL, SPEZZAFERRI 2003; BOHN-HAVAS, ZORN 1993, 2002; BOHN-HAVAS et al. 2003, 2004). The first pteropod, such as *Vaginella austriaca* Kittl, appears in Chron C5ADr. The *Clio fallauxi* - *Diacrolinia aurita* assemblage, which is characterised by a greater diversity, appears a bit later than *V. austriaca* Kittl, in Chron C5ADn, coevally with *Orbulina suturalis* Brönnimann.

The Badenian succession, which was cut by the **Nagylózs Nlt-1** borehole in a thickness of more than 260 m (1070.0–1335.2 m) forms a complete sedimentary cycle (Figure 1). The drilling was stopped in the Lower Badenian abrasional conglomerate and breccia in which a calcareous algae-bearing limestone interbedding occurs. Approximately the lower half is built up of the Lajta Limestone and the Baden Clay Formations overlaid by siliciclastic deposits of the Szilágy Clay Marl Formation. The upper 13 m of the succession is made up of the Lajta Limestone Formation indicating the end of the Badenian sedimentary cycle. Some sandy silt interbeddings indicative of deeper environment and open-marine connections [*Lentipeecten denudatum* (Reuss), *Orbulina*, *Globigerina*] occur in the lower calcareous limestone.

The Sarmatian sediments (clayey marl, silt) exposed by the borehole between 1035.3–1070.0 m belong to the Kozárd Formation. The Sarmatian is covered by a thick Upper Miocene – Pliocene succession.

The oldest early Badenian foraminiferal and mollusc fauna was found in the lower section of the borehole, which was built up of the alternation of coralline algae-bearing limestone and sandy-silty deposits. The silty sections are characterized by the dominance of the foraminiferal assemblage *Globigerina bulloides* d'Orbigny - *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny, and from biostratigraphic point of view, the appearance of *Orbulina suturalis* Brönnimann is significant. Molluscs are represented by *Lentipeecten denudatum* (Reuss).

In the coralline algae-bearing sections the foraminifer *Amphistegina mamilla* (Fichtel-Moll) and a rich early Badenian Pectinidae fauna [*Flabellipeecten solarium* (Lamarck), *Aequipeecten macrotis* (Sowerby), *A. malvinae* (Dubois), *A. elegans* (Andrzejovsky) etc.] occur.

At 1248.9 m agglutinated foraminiferans appear, which are indicative of the middle part of the Badenian, whereas above 1171.9 m *Bulimina elongata* d'Orbigny and indicate late Badenian. The mollusc fauna of this section consists of *Nuculana*-*Megaxinus*-*Myrtea*-*Angulus* species, which are not age indicators.

Sarmatian foraminiferal assemblages characterized by the relative dominance of *Miliolinas*, *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny) and *Porosonion granosum* (d'Orbigny), appear at 1070.9 m with low number of specimen in sediment and low species diversity. The first mollusc assemblages characteristic of the Sarmatian (*Cardium gleichenbergense* Papp, then *C. suess* Barbot de Marny - *C. sarmaticum* Barbot in Kolesnikov, *Musculus sarmaticus* (Gatuev) appear at 1063.5 m.

The *Miliammina*-*Trochammina*-bearing foraminiferal assemblage is indicative of the early part of the Upper Miocene (NAGYMAROSY et al. 2005)

*Orbulina suturalis* Brönnimann and the rich *Pectinidae* fauna appear in Chron C5Bn.1r (~14.9 Ma) in the borehole. The agglutinated foraminiferal assemblage appears in Chron C5ADn, whereas *Uvigerina venusta* Franzénau and *Bulimina elongata elongata* d'Orbigny appear only in Chron C5ABr and disappear in the older part of Chron C5ABn. The boundary of the nannozone NN5/NN6 can be drawn at 1126.5 m in Chron C5ABr (~13.6 Ma; NAGYMAROSY et al. 2005).

Borehole **Sáta S-75** transected the Miocene (Eggenburgian–Ottungian–Karpatian–Badenian) succession between 2.5–264.6 m (Figure 1) The succession starts with the terrestrial Zagyvapálfalva Formation, which unconformably overlies Cretaceous formations. The Ottungian is represented by the lignite-bearing Salgótarján Formation. The Karpatian succession, which, here in this borehole, is predominantly built up of sand, belongs to the Egyházasgerge Formation. Between 2.5 and 88.0 m the drilling exposed silt, tuffaceous sandy silt beds of early Badenian age, which – according to the latest lithostratigraphic nomenclature – belong to the Borsodbóta Formation (RADÓCZ 2004; GYALOG, BUDAI 2004, p. 221). This formation is built up of fine clastic marine sediments containing pyroclastics (e.g. “tuffaceous white marl”). The formation of these sediments can be related to the early Badenian rhyolite tuff explosion with K/Ar ages of 14.8±0.3 Ma (BOHN-HAVAS et al. 1998; RADÓCZ 2004). Basin sediments of deeper water like the pteropod-bearing clayey silt layers show lithologic similarity to the Baden Clay Formation, and among others, were exposed by borehole Sáta S-75 where belong to the Sáta Beds (GYALOG, BUDAI 2004).

There is likely to be a tectonic contact between the Karpatian and Badenian succession; several structural features were observed during the evaluation of the sequence, which significantly reduced the real thickness of the Badenian. Some Lower Badenian successions drilled in the vicinity of the Sáta S-75 borehole are more complete; their thickness is often double that of the Lower Badenian succession of Sáta S-75. Quaternary deposits overlie the Badenian with an erosional unconformity.

The fauna of the section under 98 m assigned to Zone NN4 is less suitable for age determination; it consists of *Ammonia beccarii* - *Florilus boueanus* foraminiferal and *Anadara*-*Corbula* mollusc assemblages with long-range species (NAGYMAROSY et al. 2005).

However, sediments penetrated above 76 m (NN5) contain foraminiferal and mollusc assemblages of biostratigraphic importance. The rich *Globigerinoides*-*Globorotalia* and *Orbulina suturalis* Brönnimann is indicative of the younger part of the early Badenian. The same age is supported by the planktonic mollusc fauna: *Vaginella austriaca* Kittl is the first pteropod, which appears in the succession, moreover, the planktonic gastropod assemblage consisting of *Clio fallauxi* (Kittl), *C. pedemontana* (Mayer) and *Diacrolinia aurita* (Bellardi) shows a rapid increase in diversity at 58.6 m. *O. suturalis* Brönnimann – accompanied by a rich planktonic foraminiferal fauna – and *Vaginella austriaca* Kittl appear together in Chron C5ADr, whereas the pteropod bloom takes place in Chron C5ADn.

## Bevezetés

A magyarországi miocén képződmények biosztatográfiai vizsgálatának alapját korábbiakban a gazdag Foraminifera- és Mollusca-, majd későbbiekben a nannoplankton-együttesek szolgáltatták. A nyolcvanas években megindult a fúrási szelvények magnetosztatográfiai vizsgálata és a polaritásszelvények korrelációja a globális idő skálával, ami lehetőséget adott a rétegsorok, a faunakép-változások, illetve a biosztatográfiai események korának meghatározására.

Elsőként a Várpalotai-medence déli folytatásában mélyült Berhida Bh-3 barnaköszén-kutató fúrás magnetosztatográfiai korrelációja készült el. Ezt követte a nyugat-magyarországi Sopron S-89 szerkezetkutató, a Kisalföld és Soproni-hegység határán lévő Nagylózs Nlt-1 alapfúrás, valamint a Borsodi (Egercsehi-Ózdi)-medencében mélyült Sáta S-75 térképező fúrásoké. A Berhida Bh-3 fúrás Mollusca és magnetosztatográfiai korrelációs vizsgálatának eredményeit 1991-ben publikálták (KÓKAY et al. 1991).

Később, az IGCP 329 projekt keretében kezdődött meg a badeni plankton Mollusca- és magnetosztatográfiai korrelációja (Sopron-89, Berhida Bh-3 és Sáta S-75). A többszöri gyűjtés sűrű mintázásának köszönhetően sor kerülhetett a hazai miocén plankton Gastropoda-faunájának részletes megismerésére, sztratigráfijának kimunkálására és a Pteropoda-események pontosabb datálására (BOHN-HAVAS, ZORN 1993; BOHN-HAVAS et al. 2003, 2004).

A Sopron S-89, Nagylózs Nlt-1 és Sáta S-75 fúrások szelvényéből a kilencvenes években készültek őslénytani vizsgálatok és biosztatográfiai értékelések, Nagymarosy A. (nannoplankton), Szegő É. (Foraminifera), Bohnné Havas M. (Mollusca) és Monostori M. (Ostracoda) közreműködésével. A magnetosztatográfiai vizsgálatokat Lantos M. végezte. A litológiai szelvényleírások Don Gy. (Nagylózs Nlt-1, in: DON, ZSÁMBOK 1990), Hámor T. (Sopron S-89, in: HÁMOR T., LELKESNÉ FELVÁRI 1989) és Radócz Gy. (Sáta S-75, RADÓCZ 1989) nevéhez fűződnek.

2005-ben zárult le a négy fúrás integrált, lito-, bio- és magnetosztatográfiai vizsgálati eredményeinek összesítése (NAGYMAROSY et al. 2005a).

A hazai kárpáti, badeni képződmények bio- és magnetosztatográfiai korrelációs vizsgálata azért is különösen jelentős, mert itt a mérések vastag miocén összletekben történtek.

A Paratethys paleomágneses szelvényeinek zöme biosztatográfiailag korszerűen vizsgált, néhány méteres felszíni feltárásokból származik, ahol általában csak egy-egy normál vagy fordított polaritású zónát mutattak ki. Ilyen például a kárpáti Laa an der Thaya (SCHOLGER, STINGL 2004) és Korneuburg-medence (SCHOLGER 1998), valamint a badeni Grund, Mailberg (ĆORIĆ et al. 2004) és Baden-Soos (Steininger, Lantos nem publikált adata) szelvénye.

Kivételt képez a Nyugati-Kárpátok előterében mélyült Noslav N-3 fúrás, melyben a fauna-vizsgálatok a fúrás 66–360 m között harántolt eggenburgi-kárpáti szakaszában

történtek (HLADILOVÁ et al. 1991a, b; KROPÁČEK, MAL-KOVSKÝ 1992; RÖGL et al. 2003).

Jelen dolgozatunk elsődleges célja a Sopron S-89, Nagylózs Nlt-1 és Sáta S-75 fúrásokból előkerült Foraminifera- és Mollusca-együttesek biosztatográfiai kutatási eredményeinek ismertetése, rétegtani értékelést szolgáló alapadatok közlése, lito- és magnetosztatográfiai korrelációval kiegészítve. Vizsgálataink során számos adat gyűlt össze a faunák öskörnyezeti-fejlődéstörténeti viszonyaira s változásaira vonatkozóan, ezeknek részletes elemzésére azonban nem térünk ki, mert az eredményeket külön publikációban fogjuk ismertetni.

## Magnetosztatográfiai mintavétel és mérés

A mintákat 0,5 méterenként gyűjtötték a fúrásnál az ép, eredeti kőzetekből, a zavart településű, szétesett magokat nem mintázták meg. Összesen 1270 mintát gyűjtöttek, a mintákat kocka alakú műanyag dobozba tették, majd légmentesen lezárták.

A minták mágnesezettségét a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet közös magnetosztatográfiai laboratóriumában mértük meg egy CCL gyártmányú kriogén magnetométeren. A természetes remanens mágnesezettség mérése után mindegyik fúrásból egy sorozat „pilot” mintát választottunk ki úgy, hogy azok mind a közettípusok, mind a mélység, mind a mágnesezés sajátosságok (irány, intenzitás) tekintetében reprezentatívak legyenek. A pilot mintákat váltótérben lépésenként lemágneseztük egy Schonstedt GSD-1 típusú egykomponenses váltótérű berendezéssel. A kevésbé stabil másodlagos mágnesezettség 15–20 mT lemágnesezés után tűnt el. A többi mintát 15–25 mT váltótérben mágneseztük le, kivéve a Sopron S-89 fúrás mintáit (10–15 mT), mert intenzitásuk nem sokkal haladta meg a magnetométer zajszintjét. Azokat a mintákat, amelyeknek nem volt stabil mágnesezettségük, kihagytuk az adatrendszerből. A szelvényeken található 1-2 m vékony polaritászónák valószínűleg nem eredetiek, hanem utólagos ásványátalakulás eredményei. A Sáta S-75 fúrás 160 m alatti mintáit lemértük, de stabil remanens mágnesezettség hiánya miatt kihagytuk.

## Lito- és biosztatográfiai jellemzés

A fúrási rétegsorok részletes leírásai az Országos Földtani és Geofizikai Adattárban (DON, ZSÁMBOK 1990, HÁMOR T., LELKESNÉ FELVÁRI 1989, RADÓCZ 1989), a három vizsgált fúrás vázlatos rétegsora NAGYMAROSY et al. (2005b) munkájában is megtalálható. Jelen munkánkban a földtani képződmények besorolásánál a legutóbbi évek kutatásai alapján kezdeményezett új litosztatográfiai egységeket is figyelembe vettük (GYALOG, BUDAI 2004).

## A Sopron S–89 fúrás

### Litosztratigráfia

A Sopron S–89 fúrás az ópaleozoos kristályos alaphegység (Soproni Gneisz Komplexum) fedőjében mintegy 200 m vastagságú badeni üledéksort harántolt a kvarter képződmények alatt (1. ábra). A badeni rétegsor csonka, a medence fáciesű sziliciklasztos üledékeket diszkordánsan a kvarter fedi.

A miocént a rétegsorban az alábbi litosztratigráfiai egység képviseli:

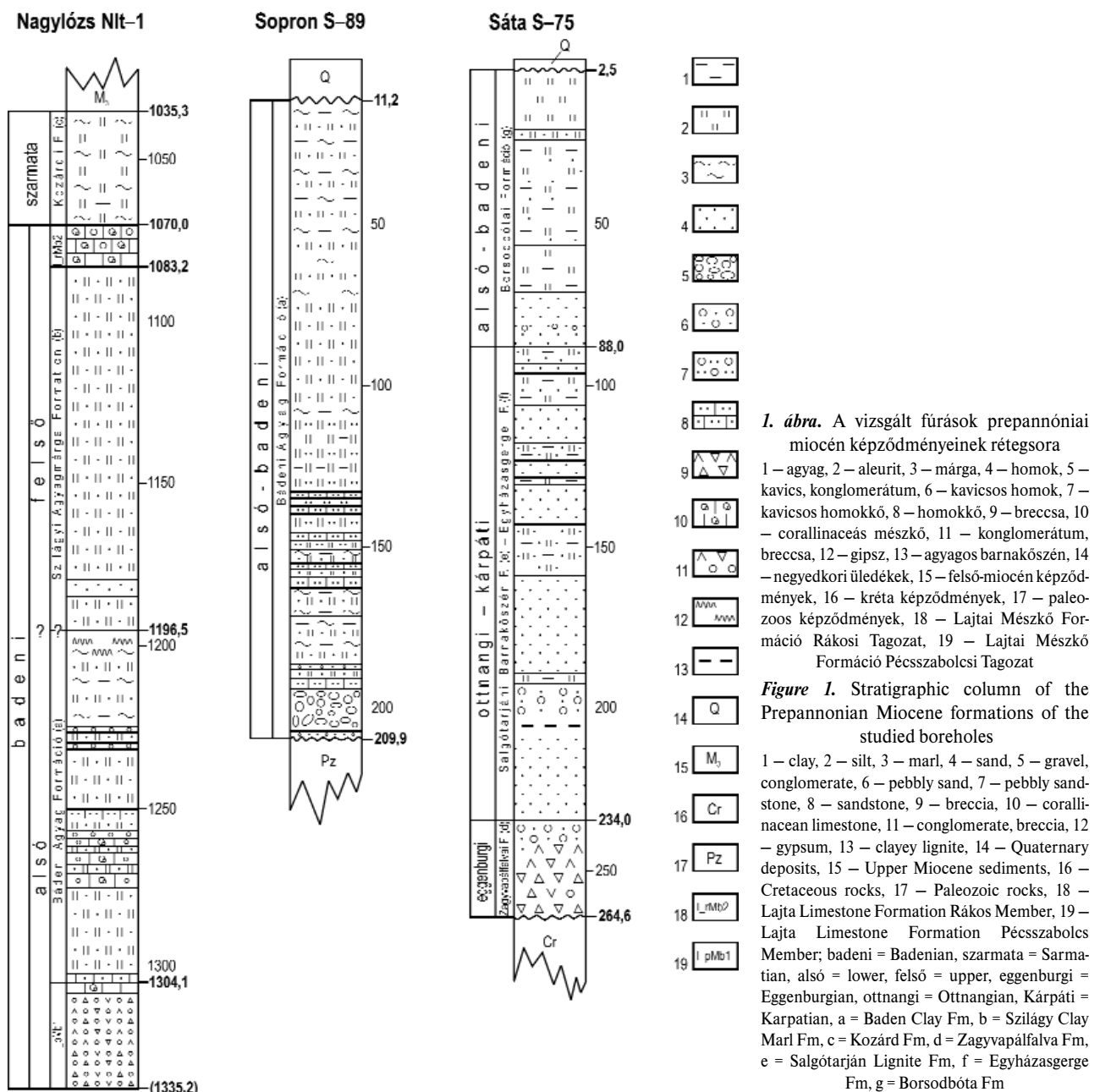
#### BÁDENI AGYAG FORMÁCIÓ

A képződményt a Sopron S–89 fúrás 11,2–209,9 m között tárta fel.

Ebbe az egységbe nyíltvízi, medence fáciesű, uralkodóan szürke, zöldesszürke pelites üledékeket sorolunk. Túlterjedő módon az alaphegység szegélyén vagy a szárazföldre benyúló öblökben fejlődtek ki.

A Sopron S–89 fúrás alsó-badeni rétegsora nem tekinthető tipikus Bádeni Agyagnak.

A badeni rétegsor a 193,7–209,9 m között a paleozoos kristályos alaphegységre diszkordánsan települő bázisavicc-sal–konglomerátummal indul, amelyet korábban a Ligerterdői Formációba (Auwaldschotter) és a kárpáti emeletbe soroltak (HÁMOR T. in HÁMOR T., LELKES-FELVÁRI 1989). Jelen munkában ezt a Bádeni Formáció bázis-képződményének tekintjük, e formációval együtt tárgyaljuk, és a térségbe a kora-badeni idején benyomuló tenger által lerakott üledékeknek tekintjük. A kavicsanyag a



1. ábra. A vizsgált fúrások prepannoniai miocén képződményeinek rétegsora

1 – agyag, 2 – aleurit, 3 – márga, 4 – homok, 5 – kavics, konglomerátum, 6 – kavicsos homok, 7 – kavicsos homokkő, 8 – homokkő, 9 – breccsa, 10 – corallinaceás mészkő, 11 – konglomerátum, breccsa, 12 – gipsz, 13 – agyagos barnakőszén, 14 – negyedkori üledékek, 15 – felső-miocén képződmények, 16 – kréta képződmények, 17 – paleozoos képződmények, 18 – Lajtai Mészkő Formáció Rákóczi Tagozat, 19 – Lajtai Mészkő Formáció Péccszabolcsi Tagozat

Figure 1. Stratigraphic column of the Prepannonian Miocene formations of the studied boreholes

1 – clay, 2 – silt, 3 – marl, 4 – sand, 5 – gravel, conglomerate, 6 – pebbly sand, 7 – pebbly sandstone, 8 – sandstone, 9 – breccia, 10 – coralline limestone, 11 – conglomerate, 12 – gypsum, 13 – clayey lignite, 14 – Quaternary deposits, 15 – Upper Miocene sediments, 16 – Cretaceous rocks, 17 – Paleozoic rocks, 18 – Lajta Limestone Formation Rákóc Member, 19 – Lajta Limestone Formation Péccszabolcs Member; badeni = Badenian, szarmata = Sarmatian, alsó = lower, felső = upper, eggenburgi = Eggenburgian, ottományi = Ottományian, Kárpáti = Karpatian, a = Baden Clay Fm, b = Szilágy Clay Marl Fm, c = Közárca Fm, d = Zagyvapálfalva Fm, e = Salgótarjáni Lignite Fm, f = Egyházasgerge Fm, g = Borsodbóta Fm

környék kristályos paláiból, illetve a területen korábban lerakódott kavicsanyagból [az alsó-miocén Ligeterdői Kavics Formációból vagy a „ruszti kavicsként” említett, kora-badeni korú és VENDEL (1930) által fluviálisnak tekintett kavicsösszletből] származik. VENDEL (in DEÁK 1981, p. 45) szerint a ruszt–fertőrákosi dombvonulat Ny-i oldalán nyomozható homok és kavics képződményt az „alsó-tortonai korszak fiatalabb részében transzgradáló tenger áthálmozta”.

Az alaphegységre települő kavicsos homokkő-konglomerátum bázisrétegekből fokozatos szemcseméret-finomodással fejlődik ki a Bádeni Formáció finomszemű homokos-aleuritos-agyagos üledéke, az ún. „slír-fáciesű badeni agyag” (VENDEL in DEÁK 1981, p. 45). A báziskavics fölötti rétegsor alsó felében néhány dm-es vastagságú kavicsos homokkő-betelepülések is előfordulnak, és felfelé finomodó kisciklusok figyelhetők meg. A 157,1–158,1 m közötti települő kavicsos, homokos, agyagos aleurit kaotikus gyűredettséget mutat.

Említésre méltó, hogy hat mintából (35,2–48,8 m között) szferulitok is előkerültek.

**Kor:** a formáció üledékeinek lerakódása a kora-badeni folyamán történt. A rendelkezésre álló adatok (KOVÁČ et al. 1997, 1999) arra utalnak, hogy a feltárt rétegsor az alsó-badeni magasabb részébe (felső-lagenidás zóna) tartozik.

**Fácies:** a badeni rétegsor mélyebb részének Foraminifera-faunája (*Bathysiphon*) a slírekre jellemző; a felső szakaszon (21,0–59,0 m) az *Orbulinák* jelenléte, akárcsak a 86,0 m-nél belépő *Vaginella austriaca* Kittl, a nyílttengeri kapcsolatok erősödésére utal; a 48,0 m fölött kimutatható „Pteropoda-robbanás” meleg, mélyebbvízi környezetet jelez. A fúrás egy, a Csapodi-árok térségétől (HÁMOR G. 2001) NyÉNy-ra elhelyezkedő, a kora-badeni folyamán kimélyült részmedence üledékeit tárta fel.

### Foraminifera

Foraminifera-vizsgálat a fúrás 21,0 m-től 209,0 m-ig terjedő szakaszából történt (1. táblázat).

Alulról felfelé haladva három jellegzetes együttes lehetett elkülöníteni: agglutinált együttes, *Paragloborotalia mayeri* – agglutinált taxonok együttese és a *Orbulina* – *Globigerina* – *Uvigerina macrocarinata* együttese.

209,9–105,3 m között az agglutinált taxonok kis faj- és egyedszámú előfordulása jellemző.

A szelvény legmélyebb rétegeiben kavics, kavicsos homokkő és konglomerátum található aleuritós homokkő betelepülésekkel. Az asszociáció jellegét egy-egy *Haplophragmium pseudospirale* Williamson, *Bathysiphon filiformis* M. Sars, *Martinottiella communis* (d’Orbigny) és *Haplophragmoides* sp. jellemzi néhány *Globigerina* sp. kíséretében. Igen kis egyed- és fajszám jellemzi az együttest. Gyakorlati a faunamentes szakaszok (209,9–193,7 m; 180,5–117,0 m).

A fajok elsősorban fáciesjelzők, sztratigrafiai jelentőségük csekély, a Központi-Paratethys területén hosszú fajtöltővel rendelkeznek (CICHA et al. 1998).

105,3–62,7 m között a *Paragloborotalia mayeri* (Cush-

man-Ellisor) és az agglutinált taxonok alacsony diverzitású és abundanciájú együttese figyelhető meg.

A mélyebben fekvő homokos, aleuritós üledékekben nagyobb az egyed- és fajszám. Az agglutinált formák mellett jellemző a *Paragloborotalia mayeri* (Cushman-Ellisor) nagyobb egyedszámú megjelenése (100,0–105,3 m), valamint a rossz megtartású, töredezett, fajra nem határozható *Globigerinák* előfordulása. A bentosz legjellemzőbb tagjai: *Bathysiphon filiformis* M. Sars, *Martinottiella communis* (d’Orbigny), *Valvulineria complanata* (d’Orbigny), *Stilostomella adolphina* (d’Orbigny).

A *Paragloborotalia mayeri* (Cushman-Ellisor) karakterisztikus forma az alsó-badeniben (ĆORIĆ, RÖGL 2004). A hazai és a külföldi szakirodalom szerint is tipikus komponense az alsó-badeni planktonegyütteseknek (RÖGL, SPEZZAFERRI 2003; KORECZNÉ LAKY, NAGYNÉ GELLAI 1985). Magyarországi idősebb és fiatalabb badeni rétegekben egyaránt megtalálható, de a leggyakoribb az alsó-badeniben (KORECZNÉ LAKY 1985a). RÖGL (1985) véleménye szerint az egriben, míg CICHA et al. (1998) szerint csak a kárpátiban jelenik meg, és a badeni végén tűnik el.

A *Paragloborotalia mayeri* (Cushman-Ellisor) alapján, mely a C5Bn.1n kronban jelenik meg, a képződményt a kora-badenibe soroltuk.

59,0–21,0 m között a *Globigerinák*, az *Orbulinák* és az *Uvigerina macrocarinata* Papp-Turnovsky jelenléte a meghatározó.

Az agyagmárgás, homokos, aleuritós rétegeket a Foraminifera nagy egyed- és fajgazdagsága jellemzi. Jó megtartású a fauna. A közösség leggyakrabban előforduló genusai a *Paragloborotalia mayeri* (Cushman-Ellisor), a *Globigerina bulloides* d’Orbigny és a *Globigerinoides trilobus* (Reuss). Korjelző szerepe miatt kiemelkedő jelentőségű az *Orbulina suturalis* Brönnimann és a kis egyedszámmal megjelenő *Uvigerina macrocarinata* Papp-Turnovsky. A bentoszformák közül a *Bolivina*-taxonok, (*Bolivina hebes* Macfadyen, *Bolivina scalprata retiformis* Cushman, *Bolivina antiqua* d’Orbigny, a *Discorbis obtusata* (d’Orbigny), a *Melonis pompiloides* (Fichtel-Moll) és a *Heterolepa dutemplei* (d’Orbigny) abundanciája a legszámottevőbb.

CICHA et al. (1998) munkájában leírja, hogy az *Orbulina suturalis* Brönnimann első megjelenése kijelöli az alsó és felső-lagenidás zóna határát. RÖGL és SPEZZAFERRI (2003), valamint ĆORIĆ et al. (2004) szerint az *Orbulina suturalis* Brönnimann első megjelenése az M5b plankton Foraminifera-zóna tetejére és az M6 zóna aljára esik. Ezt a véleményt tükrözi RÖGL et al. (2003) cikke is. Az *Orbulina suturalis* Brönnimann jelenléte alapján a fúrásnak ezt a szakaszát a kora-badeni felső-lagenidás zónával korrelálhatjuk. Az *Orbulina suturalis* Brönnimann utolsó megjelenése a badeni emelet tetejére tehető (RÖGL 1985, CICHA et al. 1998). Hazai adatok is azt támasztják alá, hogy az *Orbulina suturalis* Brönnimann a fiatalabb alsó-badeni Foraminifera-együttesek jellemző alakja (KORECZNÉ LAKY, NAGYNÉ GELLAI 1985; KORECZNÉ LAKY 1985a).





A *Globigerina bulloides* d'Orbigny a kárpátitól a badeni tetejéig végigfutó faj a Központi-Paratethys területén (CICHA et al. 1998). A hazai badeni együttesek egyik legtipikusabb és legelterjedtebb plankton tagja.

A *Globogerinoides trilobus* (Reuss) korjelző értéke elenyésző, tekintettel arra, hogy a felső-egritől a badeni tetejéig megtalálható.

Az asszociáció másik korjelző faja a bentosz *Uvigerina macrocarinata* Papp-Turnovsky, melynek első megjelenése definiálja a badeni bázisát, ill. az alsó-lagenidás zónát (PAPP, TURNOVSKY 1953; CICHA et al. 1986; RÖGL, SPEZZAFERRI 2003), de a Központi-Paratethys területén az egész alsó-badeniben jellemző (CICHA et al. 1998; RÖGL, SPEZZAFERRI 2003; HAUNOLD 1995; RÖGL et al. 2003).

A *Bolivina hebes* Macfadyen az egritől a középső-badeni tetejéig, de nagyobb gyakorisággal az alsó-badeniben fordul elő, míg a *Bolivina antiqua* d'Orbigny az egritől kezdve az egész badeniben megtalálható, kisebb gyakorisággal a felső-badeniben.

A többi bentosz faj sztratigráfiai értéke csekély.

Az *Orbulina suturalis* Brönnimann és az *Uvigerina macrocarinata* Papp-Turnovsky alapján a Sopron S-89 fúrás 21,0–59,0 m közötti képződményeit fiatal kora-badeninek tekintjük. Mind a két faj a C5ADn kron idősebb szakaszában lép fel.

## Mollusca

Makrofauna-vizsgálat a fúrás 21,0-től 171,0 m-ig terjedő szakaszából történt (2. táblázat). Molluscák csak a 21,0–109,0 m között harántolt agyagos, aleuritós, homokos badeni képződményekből kerültek elő. A Molluscákon kívül gyakoriak voltak a sünmaradványok és a nyomfossziliák. Kísérletükben ritkán Radiolariák (34,9–41,4 m) és korall (49,4 m) is előfordult.

A 109,0–171 m közötti váltakozó homokos aleurit, homokkő-, konglomerátumrétegek csak nyomfossziliákat tartalmaztak.

A 67,1–109,0 m közötti aleuritós homok-, homokkőrétegekből Pteropodán kívül (*Vaginella austriaca* Kittl, 86 m) igen ritkán apró, nem határozható Mollusca-töredékek és gyakrabban változatos nyomfossziliák kerültek elő.

A 21,0–67,1 m közötti agyagos, homokos aleuritösszlet kis faj- és egyedszámú, gyenge megtartású bentosz és jó megtartású, viszonylag gazdag plankton Mollusca-faunát tartalmazott. Végig jellemző volt a Gastropodák, ezen belül a ragadozó csigák (*Nassarius*, *Euspira*, *Trigonostoma*, *Fusus*, *Mitraefusus*) és a Pteropodák (*Vaginella austriaca* Kittl, majd 48 m-től a *Limacina*, *Clio*, *Diacrolinia*, *Styliola*) dominanciája. Kagylók csak ritkán és töredékes formában fordultak elő, ép, héjas maradványt szinte egyáltalán nem találtunk. Mind a bentosz, mind a plankton Molluscák héj nélküli lenyomat formájában fordultak elő, gyakran pirites bevonattal. A bentoszelemek általában a típusosnál kisebb, míg a Pteropodák normális természetűek voltak. A szórt, rendezetlen beágyazódás volt leggyakrabban megfigyelhető, kivételt csak az apró, juvenilis

*Vaginellák* képeztek, melyek többször is „fészkekbe, járatokba rendezetten” fordultak elő a bioturbáció következtében.

Bentosz Molluscák: *Euspira helicina* (Brocchi), *Nassarius hoernesii* (Mayer), *Nassarius* sp., *Mitraefusus ottnangensis* (Hörnes), *Fusus* sp., *Trigonostoma gradata* (Hörnes) *Clavatula* sp., *Cylichna subcylindrica* (d'Orbigny), *Retusa truncatula* (Bruguere), *Nuculana fragilis* (Chemnitz), *Crassadoma multistriata* (Poli), *Lucina* sp., *Astarte* sp., *Angulus donacina* (Linné).

Plankton csigák: *Limacina valvatina* (Reuss), *Limacina* sp. 1., *Limacina* sp. 2., *Clio fallauxi* (Kittl), *Vaginella austriaca* Kittl, *Diacrolinia aurita* (Bellardi), *Styliola subula* (Quoy, Gaimard).

A Molluscák kíséretében gyakoriak a sünök (21,0–54,8 m között), általában pirites bevonatú töredékeként vagy egy csomóban maradt, ill. szétszóródott tüskék formájában. A fúrás felsőbb szakaszában azonban több ép, pirites bevonatú *Brissopsis ottnangensis* (R. Hoernes) példány is előfordult.

Ugyancsak gyakoriak a nyomfossziliák, melyek változatos formájúak és viszonylag jó megtartásúak, különösen a fúrás felsőbb szakaszában.

Biosztratigráfiai szempontból a 21,0–86,0 m közötti szakaszban fellépő Pteropodáknak van jelentősége, a bentosz Mollusca-fajok a kora- és középső-miocénben egyaránt előforduló, hosszú fajlétű formák. A *Clio fallauxi* (Kittl) és *Diacrolinia aurita* (Bellardi) az egész Központi-Paratethys területén csak a kora-badeniben (felső-lagenidás zóna) fordul elő (ZORN 1991; BOHN-HAVAS, ZORN 1993, 2002; JANSSEN, ZORN 1993).

Ugyancsak a kora-badenire utal a Pteropodák nagyobb faj- és egyedszáma is. A kárpátiban a Paratethys területén csak 2 genus 3 faja ismert, míg a kora-badeniben 8 genus 15 faja lép fel (BOHN-HAVAS, ZORN 2003). A középső- és késő-badeniben határozottan csökken a fajszám (BOHN-HAVAS, ZORN 2002). Az ugrásszerű diverzitásnövekedés a kora-badeni fiatalabb szakaszában következik be. Ez a jelenség a Sopron S-89 fúrásban is nyomon követhető. Az első Pteropoda, a *Vaginella austriaca* Kittl 86 m-ben jelenik meg, 48 m körül pedig megnő a diverzitás, és a *Vaginella austriaca* Kittl mellett belépnek a *Clio*-, *Limacina*-, *Diacrolinia*- és *Styliola*-fajok.

## A Nagylózs Nlt-1 fúrás

### Litosztratigráfia

A neogén képződményeket több mint 1300 m vastagságban feltáró Nagylózs Nlt-1 fúrásban a badeni rétegsor (1070,0–1335,2 m) teljes üledékciklust alkot (1. ábra). A fúrás a mészalag mészkő közbetelepeülést is tartalmazó alsó-badeni konglomerátum-breccsa bázisrétegekben, 1335,2 m-ben állt le. A badeni rétegsor alsó, mintegy 30 m-es szakaszán kavicsos, mészalag mészkövet tárt fel, amelyre több mint 220 m vastagságban uralkodóan sziliciklasztos rétegsor települ. A badeni üledékciklus végén (a fúrásban 1083,2 m-től felfelé) a „lajtamészkő” visszatérése





általában „lajtamészke”, „lithothamniumos mészkő”, néven szerepelnek. Jellemzőes kőzetfajta a medenceperemektől a nyílttenger irányában távolodva: kavicsos mészkő – meszes konglomerátum, homokos mészkő, mészhomokkő, molluscás, mészalagás zátonymészke. A Dunántúlon az utóbbi évtizedekben a Fertőrákosi Mészke Formációba (CSÁSZÁR, HAAS 1983), majd a Pécsszabolcsi és a Rákosi Mészke Formációba (HÁMOR G. in GYALOG 1996, pp. 79–80; HÁMOR G. in CSÁSZÁR 1997, p. 40) sorolt, korábban „alsó-” és „felső-lajtamészke” néven ismertté vált képződmények tartoznak ide.

*Kor:* a formáció képződésének ideje a badeni korszak.

*Fácies:* a formáció üledékeinek képződése a medencék peremén, a sekély medencéket elválasztó gátak területén, illetve zátonyokon történt.

A formáció kora- és késő-badeni kifejlődései behatóbb vizsgálatokkal elkülöníthetők, ezért javasolják a Pécsszabolcsi Mészke Tagozatba illetve a Rákosi Mészke Tagozatba sorolásukat (MÜLLER 2000; GYALOG, BUDAI 2004).

#### a) Pécsszabolcsi Mészke Tagozat

A fúrás 1304,1–1335,2 m között harántolta.

Egyrészt ide soroljuk a fúrásban a badeni rétegsor alján, 1307,0–1335,2 m között feltárt báziskonglomerátumot és -breccsát. A talp közeli (1315,5 m alatti) üledékek a kristályos alaphegységéből származó nagyméretű görgetegeket, illetve a Ligeterdői Kavics Formációból (Auwaldschotter) való áthalmozásra utaló bitumenes márvány törmelékét is tartalmaznak.

Másrészt egyértelműen ebbe a formációba sorolandók az 1304,1–1307,0 m közötti szakasz mészalagás mészkő – meszes homokkő – konglomerátum kifejlődései is.

A tagozat üledékei a kora-badeni során képződtek.

#### b) Rákosi Mészke Tagozat

A fúrás 1070,0–1083,2 m között tárta fel.

A mindössze 13,2 m-es vastagságban kifejlődött corallinaceás mészkő, kavics, konglomerátum képződményegyüttest rétegtani helyzete, a nannoflóra (NN6, NAGYMAROSY et al. 2005a) és a Foraminifera-fauna alapján soroljuk a felső-badenibe.

### BÁDENI AGYAG FORMÁCIÓ

A Nagylózs Nlt–1 fúrás a formációt 1196,5(?)–1304,1 m között harántolta.

A Sopron S–89 fúrásban megismert üledékekhez hasonlóan a képződmények itt sem viselik a típusos Bádeni Formáció bélyegeit; a rétegsort alapvetően slírjellegű üledékek: homokos aleurit, aleuritos homok építi fel.

Az 1227,0–1304,1 m között feltárt, uralkodóan (80%-ban) homokos, pelites üledékeket az eredeti leírásban a Pécsszabolcsi Formációba, azaz az aktuális nomenklatúra szerint a Lajtai Mészke Formáció Pécsszabolcsi Tagozatába sorolták (DON in DON, ZSÁMBOK 1990). A fúrási rétegsor e szakaszának képződményeit a Bádeni Agyag Formációba tartozónak tekintjük, és a finomszemű sziliciklasztos rétegsorban található, 0,3–3,5 m vastagságú mészkő, mészalagumos konglomerátum közbetelepüléseket tenger alatti lejtő pusztulásával, lejtő menti gravitációs áthalmozódással hozzuk kapcsolatba. Feltétele-

zésünk kiindulópontjával az 1256,1–1276 m közötti — kavicsos mészkő betelepüléseket is tartalmazó — homokos aleurit üledékek *Lentipecten denudatum*-os faunája szolgált, amely mélyebbvízi fáciest (mélyszublitorális–sekélybathiális zóna, 200 m-es vízmélység) jelez. A térségben a kora-badeni során végbement tektonikai mozgások eredményeként a Soproni-hegység K-i előterében közel É–D-i irányú törésszerű szerkezetek alakultak ki, amelyek mentén a medence tagolttá vált, egyes részek jobban, mások kevésbé süllyedtek be.

A nagylózszi fúrás (Nagylózs Nlt–1) környezete a Bádeni Agyag, sőt még a Szilágyi Agyagmárga lerakódása idején is egy mélyebb és gyorsan süllyedő részmedence volt, intenzív üledékképződéssel. Feltételezhető, hogy a formációban helyenként megfigyelhető kavicsos mészkő betelepülések egy környező, magasabb tenger alatti térszínen meglévő kavics és corallinaceás mészkő gravitációs csuszamlásával kerültek a finomszemű sziliciklasztos üledékek közé. Ezt a feltételezést a rétegsor ezen szakaszán mért inklináció szórása is megerősíti.

A Bádeni Formáció felső határát kérdőjelesen annak a rétegnek a tetejénél jelöltük ki, amelynek magasabb részén gipszes dolomit betelepülések és gipszerek mutathatók ki (1200 m körül). E réteg anyaga homokos aleurit, a homoktartalom felfelé növekszik.

*Kor:* kora-badeni.

A Foraminifera-vizsgálatok 1193,8–1248,9 m között valószínűsítik a középső-badenit. A gipszes betelepülések is alátámasztják e képződményegyüttes késő-badenit megelőző lerakódását. A középső- és felső-badeni határa biztonsággal nem húzható meg a Foraminifera-fauna alapján (részleteket lásd a Foraminifera-vizsgálatokkal foglalkozó szövegrészben).

*Fácies:* a Bádeni Agyag Formáció nyíltvízi, medencefáciesű képződmény.

### SZILÁGYI AGYAGMÁRGA FORMÁCIÓ

A Nagylózs Nlt–1 fúrás a formációt 1083,2–1196,5(?) m között tárta fel.

A fúrásban a formáció alsó határának kijelölése bizonytalan (vö. Bádeni Agyag Formáció). Felső határát a regresszió vizuálisan is észlelhető kezdeténél (1083,2 m) húzzuk meg, ahol lényegesen megnő a karbonáttartalom, és a faunában is a sekélytengeri alakok megjelenése érzékelhető.

A Nagylózs Nlt–1 fúrás Szilágyi Formációba sorolt képződményei között uralkodó a homokos aleurit, alárendelten csillámos finomszemű homok is előfordul. Foraminifera-faunáját a *Bulimina–Bolivina* együttese jellemzi.

A Lajtai Mészke Formáció Rákosi Tagozata jól megfigyelhető váltással települ rá.

*Kor:* Korábban a badeni üledékképződési ciklus pelites záróösszetét sorolták a formációba, amely megfelel a buliminás–bolivínás Foraminifera-zónának (HÁMOR G. 1985, p. 151). E litosztratiográfiai egység korát újabban kiterjesztették a késő-badeniről a kora-badenire is (GYALOG, BUDAI 2004, p. 222).

*Fácies:* partközeli–nyíltvízi (sekély neritikus öv).

## KOZÁRDI FORMÁCIÓ

A fúrás 1035,3–1070,0 m között harántolta.

A fúrásban ezt a formációt szerves maradványokban gazdag szürke, zöldesszürke márgás aleurit és agyagmárgás aleurit alkotja, amelyet homokkő-betelepülések tagolnak. Az 1044,8 m-ben észlelt 1 mm vastagságú dácittufa-betelepülés a felső-riolittufa szórással hozható kapcsolatba.

Kor: szarmata.

Fácies: az üledékek tengeri–félsósvízi, parttól távolabbi, nyíltvízi környezetben rakódtak le.

## Foraminifera

Foraminifera-vizsgálatok a fúrás 1022,9 m és 1303,2 m között harántolt képződményeiből készültek (3. táblázat). A következő Foraminifera-asszociációkat lehetett elkülöníteni alulról felfelé haladó sorrendben: *Orbulina suturalis* – *Globigerina bulloides* – *Uvigerina semiornata semiornata* – *Amphistegina mamilla*, agglutinált taxonok, *Uvigerina venusta*, *Bulimina elongata elongata*, *Porosonion granosum* – *Elphidium hauerinum*, *Miliammina-Trochammina*.

Az 1303,2–1263,0 m közötti üledékekből *Orbulina suturalis* – *Globigerina bulloides* – *Uvigerina semiornata semiornata* és az *Amphistegina mamilla* (Fichtel-Moll), asszociáció határozható meg.

A szelvénynek ez a szakasza váltakozó Corallinacea-törmelékes durva mészhomokkő és aleuritrétegekből áll. Erőteljes sötétszürke pirites bekérgeződés tapasztalható a fossziliákon, ami helyenként bizonytalanná és nehézkesé teszi a fajmeghatározást. A corallinaceás közbetelepülésekben gyakori az *Amphistegina mamilla* (Fichtel-Moll) (RÖGL, BRANDSTÄTTER 1993), de előfordul a sziliciklasztos szakaszokban is egy-egy példányban.

Az aleuritis rétegekben az *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny, *Uvigerina semiornata urnula* d'Orbigny, *Amphistegina mamilla* (Fichtel-Moll), valamint a *Globigerina bulloides* D'Orbigny és az intenzív bekérgeződés következtében nehezen meghatározható *Globigerina*-félék dominálnak. Egy-egy *Orbulina suturalis* Brönnimann is felfedezhető. Változatos és nagy egyedszámot mutató együttes, amelyben jellemző az erős bekérgeződés és gyakoriak a sérült példányok. A kiemelt genusokon kívül a mikrofauna további tagjainak hosszú fajlétjük miatt a kor meghatározás szempontjából nincs döntő jelentőségük, de egyedszámukat tekintve domináns az előfordulásuk. Ilyenek az *Eponides haidingerii* (D'Orbigny), a *Melonis pompiloides* (Fichtel-Moll), a *Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek), a *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny) és a *Pullenia quinqueloba* (Reuss).

A bentoszfajok közül az *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny és az *Uvigerina semiornata urnula* d'Orbigny fajlétje a Paratethys területén a kora- és középső-badenire korlátozódik (CICHA et al. 1986). HAUNOLD (1995) szerint a Bécsi-medencében az *Uvigerina semiornata urnula* d'Orbigny a felső-lagenidás zóna index mikrofossziliája, míg az *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny az egész badeni emeletre jellemzően előfordulhat.

Az *Orbulina suturalis* Brönnimann jelenléte alapján az 1303,2–1263,0 m között harántolt képződményeket fiatal kora-badeninek tekintjük. A faj a C5Bn.1r kronban jelenik meg, és a C5ADr kron fiatalabb szakaszán tűnik el.

Az 1248,9–1193,8 m közötti összlet alsó részét 1248,9-től 1231,6 m-ig intenzív diverzitás- és egyedszámcsökkenés, a planktonfajok eltűnése, továbbá az újonnan belépő agglutinált taxonok kismértékű faj- és egyedszám-növekedése jellemzi.

Új belépők a *Textularia pala* (Czjzek), a *Spiroplectammia acuta* (Reuss), a *Sigmoilinita asperula* (Karrer), melyek egy-egy *Borelis melo melo* (Fichtel-Moll), *Quinqueloculina hauerina* (D'Orbigny), gyakori egyedszámú *Textularia gramen* d'Orbigny és *Globigerina bulloides* d'Orbigny kíséretében jelennek meg. A Foraminiferák nagy része átkristályosodott és bekérgeződött. Néhány példányban pirites kitöltés is megfigyelhető.

1215,4 m-ben jelenik meg az *Uvigerina venusta* Franzenau, melynek belépését egyes szerzők az agglutinált zónára („Sandschalerzone” — GRILL 1941, 1943) teszik. Az *Uvigerina venusta* Franzenau időbeli elterjedését tekintve az irodalmi adatok nem egységesek. PAPP és SCHMID (1985) szerint a Bécsi-medencében ez a faj az agglutinált zónában található. HAUNOLD (1995) szerint a Bécsi-medencében az agglutinált és a *Bulimina-Bolivina*-zóna jellegzetes tagja, megjelenése és eltűnése feloleli a „Sandschaler” és a *Bulimina-Bolivina* zónát a Bécsi-medencében.

RÖGL és MÜLLER (1976) vizsgálatai során a walbersdorfi szelvény faunaegyüttesében az *Uvigerina venusta* Franzenau a „Sandschaler” zónában jelenik meg, és a *Bulimina-Bolivina*-zóna tetején már nem mutatható ki.

CICHA et al. (1998) szerint — korábbi véleményétől eltérően — a Központi-Paratethys területén csak az agglutinált zónában van jelen.

Koreczné Laky vizsgálataiból tudjuk, hogy az *Uvigerina venusta* Franzenau Magyarországon a Szirák-2/a fúrás NN6 zónájában is előfordult (HÁMOR G., JÁMBOR 1985).

Az agglutinált fajok nagyobb faj- és egyedszámú megjelenése, valamint az *Uvigerina venusta* Franzenau belépése alapján az 1248,9 és 1193,8 m között harántolt képződmények, némi bizonytalansággal a középső-badenibe sorolhatók.

1171,9–1085,1 m között a rétegsorban a *Bulimina elongata elongata* d'Orbigny közösség jellemző.

Ez változó diverzitású és abundanciájú együttes. Az aleuritis összletben található faunára továbbra is jellemző az erőteljes sötétszürke pirites bekérgeződés, ami igen nehézkesé teszi a fajhatározást. A kísérő fajok közül említésre méltó a *Bolivina cf. dilatata* (Reuss), *Bolivina* sp., az *Eponides haidingerii* (D'Orbigny), *Quinqueloculina* sp., *Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek), — mindezek igen kis egyedszámokban alkotják az asszociációt. Megállapítható, hogy nem a tipikus *Bulimina-Bolivina*-zóna együttesét tárta fel a fúrás, mivel esetünkben jóval szegényesebb a fauna, mind egyed- mind fajsám tekintetében (RÖGL, MÜLLER 1976; PAPP et al. 1978; KORECZNÉ LAKY 1987). Ennek ellenére, mivel a *Bulimina elongata elongata*











5. táblázat. A Nagylózs Nlt-1 fúrás szarmata képződményeinek ősmaradvány együttese  
 Table 5. Fossil assemblage of the Sarmatian formations in borehole Nagylózs Nlt-1

Mélység (m)	<i>Cardium vindobonense</i>	<i>Cardium</i> sp.	<i>Inus vitalianus</i>	<i>Cardium gleichenbergense</i>	<i>Cardium suessi</i>	<i>Musculus sarmaticus</i>	<i>Ervilia</i> sp.	<i>Cardium pium</i>	<i>C. gleichenbergense</i> - <i>C. Suessi</i> -átmenet	<i>Modiolus</i> sp.	<i>Inus gregarius dissitus</i>	<i>Macra</i> sp.	<i>Cardium sarmaticum</i>	<i>Hydrobia</i> sp.	<i>Gastrana fragilis</i>	<i>C. suessi</i> - <i>C. Pium</i> -átmenet	<i>Inus</i> sp.	<i>C. pium</i> - <i>C. Pestis</i> -átmenet	<i>Vabata</i> sp.	<i>Pectinaria</i>	Halpikkely	Szenes növénymaradvány	
1030,8					1														?				
1031,8																	1	1		1			
1032,2		1																1					
1032,4	1																1	1					
1032,8	1	1				1											1						
1033,1												1				1				1	1		
1033,6		1				1					1									1			
1035,7										1						1				1			
1036,0							1				1		1							1	1		
1037,0						1																	
1037,2			1			1					1	1	1										
1037,9					2			1							1								
1038,1					1			1															
1038,2	1		1	?	1	2					1	1	2	1						1			
1038,9						1					1												
1041,0	1			1																			
1041,9					1				1												1		
1045,7				1		1															2		
1045,9		1			1																		
1047,0					1		?																
1047,2				1	1			?													1		1
1048,2	1					1	?																
1048,9						1																	
1049,4				1		1																	
1049,7				1																	1		
1050,1				1																			
1050,4																							
1051,3	1	1		3		1																	
1051,7				2																	1		
1052,2				1																	1		
1052,6																					1		
1054,5				1																	1		
1054,8				2																			1
1055,1				3																			1
1055,8				1		1																	
1056,2		1		1																			1
1056,6					?																		
1056,8				1																			
1058,0				1																			
1058,4				1																			
1058,6				1																			
1059,1		1		1																			1
1060,4	1	1	?																				
1063,5	1																						1

Gyakoriság – Abundance: 1 = 1-3 db – 1-3 pcs; 2 = több – more; 3 = sok – many

betelepülő Corallinacea-töredékekből álló mészkőréteg, melyben egy nagy termetű, Pectinidae (?*Flabellipecten*)-héjtöredék fordult elő.

Az 1095,4–1181,8 m között harántolt homokos, agyagos aleuritban a *Nucula nucleus* (Linné), *Nuculana fragilis* (Chemnitz), *Megaxinus incrassatus* (Dubois), *Myrtea spinifera* (Montagu), *Pelecypora islandicoides* (Lamarck), *Angulus donacina* (Linné), *Angulus planatus* (Linné), *Macoma elliptica* Brocchi kis egyedszámú előfordulása jellemző, halpikkelyek, rákmaradvány és szenes növényi maradványok kíséretében.

Az 1083,1–1095,4 m közötti finomhomokos aleurit rétegek Mollusca-faunát nem tartalmaztak.

Az 1082,0–1083,1 m között harántolt corallinaceás mészkőben átkristályosodott, töredékes Pectinidae-héjmetzeteket fordulnak elő, melyek genus szinten sem határozhatók meg.

Az 1063,5–1082,0 m közötti aleurolit-, corallinaceás mészkő- és homokkőrétegekben nem volt Mollusca-fauna.

Az első szarmata Molluscák 1063,5 m-ben jelentek meg.

Az 1049,4–1063,5 m közötti agyagmárgás rétegekben a *Cardium gleichenbergense* Papp kiugró dominanciája figyelhető meg, az egyéb kagylók igen ritkák. Itt fordulnak elő először a *Pectinariák*, melyek nagyméretűek, és legtöbbször összerendezett *Quinqueloculina*-félékből állnak.

Az 1030,8–1049,4 m között harántolt márgás aleurit faunájában a kis *Cardiumok* (*C. suessi* Barbot de Marny, *C. pium* Zhizhchenko, *C. pestis* Zhizhchenko és átmeneti formáik) és a *Cardium sarmaticum* Barbot in Kolesnikov megjelenése jellemző, *Musculus sarmaticus* (Gatuev), *Modiolus* sp., *Gastrana fragilis* (Linné), *Irus gregarius* (Parsch), *I. vitalianus* (d'Orbigny), valamint *Pectinariák* kíséretében.

A Nagylózs Nlt-1 fúrás badeni összetételének Molluscái közül biosztratigráfiai szempontból elsősorban az 1237,0 (1254,3)–1305,5 m között harántolt képződmények Pectinidae-faunájának — *Lentipecten denudatum* (Reuss), *Flabellipecten solarium* (Lamarck), *Crassadoma multistriata* (Poli), *Manupecten fasciculatus* (Millet), *Aequipecten elegans* (Andrzejowski), *Aequipecten macrotis* (Sowerby), *Aequipecten* cf. *malvinae* (Dubois) — van jelentősége.

A sztratigráfiai értékelés a hazai és a Központi-Paratethysen belüli időbeni elterjedési adatok alapján készült (CSEPREGHY-MEZNERICS 1960; STEININGER et al. 1978; BOHN-HAVAS et al. 1987; STUDENCKA 1999; STUDENCKA et al. 1998; MANDIC 2003, 2004, 2005).

Biosztratigráfiai szempontból elsősorban az *Aequipecten elegans* (Andrzejowski) és az *Aequipecten* cf. *malvinae* (Dubois) fajok jelentősek, melyek a Központi-Paratethys területén csak a badeniben fordulnak elő.

Az *Aequipecten elegans* a kora-badeni gyakori faja Magyarországon, a Bécsi-medencében, Szlovákiában és Romániában, de Lengyelországban, Ukrajnában és Bulgáriában csak a késő-badeniben jelenik meg. STUDENCKA (1999) véleménye szerint a faj a Központi-Paratethysben diakron megjelenésű.

Az *Aequipecten* cf. *malvinae* (Dubois) szintén előfordul a kora- és késő-badeniben Magyarországon és a Központi-Paratethys területén. Karakterisztikus faja a *Flabellipecten besseri* zónának, amely nem csak hazánkban, hanem az egész Központi-Paratethysben a badeni emeletet jelzi (STUDENCKA et al. 1998; STUDENCKA 1999). A zóna bázisát a *Flabellipecten besseri* (Andrzejowski), *Aequipecten elegans* (Andrzejowski), *Chlamys neumayri* (Hilber) és *Clamys flava* (Dubois) fellépése jelzi. Az utóbbi két fajt STUDENCKA et al. (1998) vizsgálatai alapján a *Flexopecten lilli* (Pusch) és *Aequipecten malvinae* (Dubois) szinonimájának tekintjük.

Az *Aequipecten macrotis* (Sowerby) Magyarországon a késő-ottnangiban lép fel, előfordul a kárpátiban, de a kora-badeninél fiatalabb üledékekben nem. Az *A. elegans* (Andrzejowski) és *A. macrotis* (Sowerby) együttes előfordulása kijelöli a hazai *Aequipecten elegans* – *Pecten revolutus* szubzónát. A Központi-Paratethysben a badeni végéig fordul elő. A *Manupecten fasciculatus* (Millet) és *Crassadoma multistriata* (Poli) gyakoriak a Központi-Paratethysben a késő-eggenburgitól a badeni végéig.

A *Flabellipecten solarium* (Lamarck) a Központi-Paratethys jellemző és gyakori badeni faja.

A *Lentipecten denudatum* (Reuss) az eggenburgitól a badeni végéig fordul elő a Központi-Paratethys területén.

Összegezve az eddigieket megállapítható, hogy a fúrás 1237,0–1305,5 m közötti képződményeinek kora kora-badeni.

Az 1181,0–1237,0 m közötti, szinte Mollusca-mentes szakasz után, jelentős faunakép-változás figyelhető meg, megjelenik a *Nuculana*–*Megaxinus*–*Angulus*-együttes (1095–1181 m), amely a badeniben is gyakori, de biosztratigráfiai szempontból érdektelen, hosszú fajtöltő fajokot tartalmaz. Így a Mollusca-fauna nem ad lehetőséget a kora-badeni felső határának kijelölésére, illetve a badeni további tagolására.

Az 1082,0–1083,0 m közötti corallinaceás mészkő rétegtani helyzete a késő-badenire utal, annak ellenére, hogy a Mollusca (?Pectinidae)-héjmetzetek nem határozhatóak meg.

Az 1030,8–1063,5 m közötti szakasz Mollusca-faunája a Zsámbéki-medencéből leírt „új típusú” *Cardiumokat* tartalmazó szarmata faunaegyüttesekhez hasonló (BOHNÉ HAVAS M. 1983). és mind Magyarországon, mind a Központi-, illetve Keleti-Paratethys területén jelentőséggel bír (STUDENCKA 1999).

A *Cardium gleichenbergense* Papp (= *C. transcarpatum* Griskevich) dominanciájával jellemzett asszociáció (1049,4–1063,5 m) a hazai kora-szarmata késői szakaszának jellegzetes faunaegyüttese. A Központi- és a Keleti-Paratethysben előfordul a volhyniai alemeletben, illetve a besszarábiai alemelet legalsó szakaszában is (PAPP 1954, 1974; GRISKEVIC 1961).

1030,8–1049,4 m között jellemző a kis *Cardiumok* (*C. suessi* Barbot de Marny, *C. pium* Zhizhchenko, *C. pestis* Zhizhchenko és átmeneti formáik), valamint a *Cardium sar-*

*maticum* Barbot in Kolesnikov megjelenése, a *Cardium vindobonense* Partsch in Laskarev, *Musculus sarmaticus* (Gatuev), *Irus gregarius* (Partsch), *I. vitalianus* (d'Orbigny), *Gastrana fragilis* (Linné) előfordulása. Ez a faunaegyüttes a hazai késő-szarmata pelites képződményeinek jellegzetes asszociációja. A Központi- és Keleti-Paratethysben a kis *Cardiumok* leggyakoribb előfordulása a volhyniai alemelet legfelső, illetve a besszarábiai alemelet legalsó szakaszára tehető (ZSISCSSENKO 1934; GRISKEVIC 1961; KOJUMDIEVA 1969.)

Említésre méltó, hogy a hazai szarmata bázisára jellemző *Abra reflexa* (Eichwald) és *Inaequicostata inopinata* (Grishkevics) faunaegyüttes hiányzik a fúrásból. Ez az asszociáció a Központi-, illetve Keleti-Paratethys területén is csak a volhyniai alemelet legidősebb, hasonló fáciesű képződményeiben fordul elő (GRISKEVIC 1961; KOJUMDIEVA 1969; BOHNNÉ HAVAS 1983; STUDENCKA 1999).

Összegezve az eddigieket megállapítható, hogy az alsó-szarmata legalsó szakasza valószínűleg hiányos, míg felső részének jelenléte Mollusca-fauna alapján egyértelműen bizonyítható. Sőt a kis *Cardiumok*, ill. átmeneti formáik megjelenése a késő-szarmata kezdetére utalhat.

### A SÁTA S–75 FÚRÁS

#### Litosztratigráfia

A 301,1 m talpmélységű SÁTA S–75 fúrás a miocén (eggenburgi–ottnangi–kárpati–badeni) rétegsort 2,5–264,6 m között tárta fel (1. ábra). A rétegsor eggenburgi teraszterikus üledékekkel indul, amelyek diszkordánsan kréta képződményekre települnek. Az ottnangi korszakban kialakult, a barnakőszén-képződésre alkalmas környezet létrejöttét követően a kárpati korszak idején sekélytengeri, uralkodóan homokos üledékek rakódtak le. A badeniben történt kimélyülés eredménye a Bádeni Agyaghoz hasonló finomszemű sziliciklasztos képződmények jelenléte a rétegsorban.

A kvarter eróziós diszkordanciával települ a badenin.

A terület tektonikai aktivitását bizonyítja a fúrás feldolgozása során észlelt számos vető.

A miocént az alábbi litosztratigráfiai egységek képviselik:

#### ZAGYVAPÁLFALVAI FORMÁCIÓ:

A SÁTA S–75 fúrás a formációt 234,0–264,6 m között tárta fel.

A formációt az Északi-középhegység területén kifejlődött kavicsból, homokból és tarka aleuritből felépülő szárazföldi összlet alkotja.

A fúrásban a formáció vastag alaphegységi breccsával kezdődik, amely a kréta Nekézsenyi Formációra települ diszkordánsan, és amelynek törmelékanyagát alapvetően agyagpala, kvarc, homokkő és mészkő alkotja. Egy vékony agyagbetelepülés fölött, a formáció magasabb részén aprókavicsos homok következik.

*Kora:* eggenburgi.

#### SALGÓTARJÁNI BARNAKŐSZÉN FORMÁCIÓ – EGYHÁZASGERGEI FORMÁCIÓ

A fúrás a két formációt képviselő képződményegyüttest 88,0–234,0 m között tárta fel. Az egységek határa teljes biztonsággal nem húzható meg.

A *Salgótarjáni Barnakőszén Formációt* a SÁTA S–75 rétegsorában agyagos szén, szenes agyag, szerves festődésű aleuritos homok közbetelepüléseivel tagolt homok, kavicsos homok és agyagos aleurit építi fel.

*Kor:* a vizsgált területen a Salgótarjáni Formáció kora ottnangi (GYALOG, BUDAI 2004, p. 219).

*Fácies:* a vizsgált területen paralikus mocsári.

Az *Egyházasgergei Formációt* a fúrásban uralkodóan homokos kifejlődések alkotják. A fúrásban feltárt üledékek: homoklencsés, agyagos aleurit homokpadokkal, homok. A finomabbszemű üledékekben *Anadara–Corbula* dominanciájú Mollusca-fauna, és *Ammonia beccarii – Florilus boueanus*-os Foraminifera-fauna jellemző.

*Kor:* az Egyházasgergei Formáció kora: kárpati (NN4 nannozóna, NAGYMAROSY et al. 2005a).

*Fácies:* a területen partszegélyi–síkperti.

#### BORSODBÓTAI FORMÁCIÓ

A fúrás 2,5–88,0 m között tárta fel a képződményt.

A formáció elkülönítését RADÓCZ (2004; in GYALOG, BUDAI 2004, p. 221) kezdeményezte. Ebbe a litosztratigráfiai egységbe a kora-badeni riolitufaszórással kapcsolatba hozható piroklasztikumokat bezáró tengeri kifejlődéseket (aleurit, tufás homokos aleurit — „tufás fehér márga” —, homok, tufás homok, l. RADÓCZ 1975, p. 153) soroljuk. (A SÁTA S–75 fúrással ellentétben a környező terület más rétegsoraival jellemzett ugyanezen alsó-badeni tengeri összletben markáns riódácittufa-betelepülések is kimutathatók, amelyeket a Borsodbaltoni Formációba sorolnak, l. RADÓCZ 2004; GYALOG, BUDAI 2004, p. 221).

A SÁTA S–75 fúrásban is kimutatott mélyebbvízi, bathysiphonos–pteropodás agyagos aleurit üledékekre, amelyek a Bádeni Agyag Formációval mutatnak hasonlóságot, a SÁTAI Rétegtag elnevezést (GYALOG, BUDAI 2004, p. 221) használjuk. A fúrásban a SÁTAI Rétegtagot a 2,5 és kb. 76,5 m közötti üledékek képviselik.

A kárpati–badeni határ feltételezhetően tektonikus, és a fúrás feldolgozása során több esetben voltak észlelhetők olyan vetők, amelyek a badeni összlet eredeti vastagságát lényegesen lerövidíthették. Számos, a fúrás néhány km-es környezetében feltárt alsó-badeni szelvény teljesebb, vastagságuk gyakran kétszerese a SÁTA S–75 fúrás alsó-badeni rétegsorának (LÉNÁRDDRÓC Ld–2: kb. 160 m, SÁTA S–72: 181 m, SÁTA–74: kb. 170 m, SZILVÁSVÁRAD Szvd–5: kb. 150 m). A badeni–kvarter határ egyértelműen eróziós.

*Kor:* a SÁTA S–75 fúrásban 85,5 m vastagságban feltárt aleurit, tufás, homokos aleurit, tufás homok kora az őslény-tani vizsgálatok alapján kora-badeni.

A badeni üledékegyüttesben tufás homok, tufás aleurit (22,1–22,6 m) fordult elő, amely azonban radiometrikus kormeghatározásra alkalmatlan volt. K/Ar kormeghatá-

rozást a fúrás környezetében mélyített Bükkszentmárton Bkszm-3, Bükkmogyorósd Bkm-3, Szilvásvárad Szvd-5 és Lénárdaróc Ld-2 fúrásból végeztek (RADÓCZ 2004).

Magneto- és biosztratográfiai értékelés a Sáta S-75 fúrás kárpáti és badeni képződményeire vonatkozóan történt.

*Fácies:* a formáció tengeri mélyszublitorális–sekélybathiális fáciesű.

### Foraminifera

A fúrás 7,6 m-től 229,0,5 m-ig terjedő szakaszából 80 db pontminta mikropaleontológiai vizsgálatát végeztük el (6. táblázat).

A fúrásban két élesen elkülönülő asszociációt, egy planktonos (*Globigerinoides trilobus* – *Globorotalia scitula* – *Orbulina suturalis*) és egy *Ammonia beccarii* – *Florilus boueanus*-os közösséget figyeltünk meg

229,0–76,5 m között *Ammonia beccarii* – *Florilus boueanus* alkotja a Foraminifera-közösséget.

Igen rossz megtartás, valamint gyér egyed- és fajszám jellemezi az asszociációt. Gyakorik a faunamentes minták (221,4–221,5 m; 120,4 m; 86,5–78,7 m). Az asszociációt majdnem kizárólag az *Ammonia beccarii* (Linné) és *Florilus boueanus* (d'Orbigny) képviseli néhány egyéb, jellegtelten taxon kíséretében.

Miután a szelvénynek ez a szakasza végig egységesen ugyanazt az asszociációt tárta fel, a Foraminiferák alapján nem lehetett a határt kijelölni az ottngangi, kárpáti, badeni képződményekben.

75,5–7,6 m között a *Globigerinoides trilobus* – *Globorotalia scitula* közösség jellemző.

A rétegsor alsó szakaszán 49,8 m-ig az agyagos aleuritban a plankton Foraminifera-fajok diverzitása és egyedszáma nagy, míg felfelé haladva (anélkül, hogy az asszociáció összetétele lényegében megváltozna) a faj- és egyedszám csökkenő tendenciát mutat. Domináns plankton Foraminifera-formák a *Globorotalia scitula* (Brady), a *Globoquadrina dehiscens* Chapman-Parr-Collins, a *Globigerinoides trilobus* (Reuss) és a *Globigerina bulloides* d'Orbigny. Ebben az asszociációban kis egyedszámmal ugyan, de szinte végig jelen van a korjelző *Orbulina suturalis* Brönnimann (18,2-től 72,4 m-ig) is.

A bentoszt nagy diverzitás, de kis egyedszám jellemzi. Karakterisztikus tagjai az *Uvigerina acuminata* Hosius, valamint a *Lenticulina*-, *Bolivina*-, *Nodosaria*-, *Hoeglundina*- és *Bathysiphon*-taxonok.

A *Globorotalia scitula* (Brady) a hazai badeni rétegek Foraminifera közösségeinek gyakori tagja (KÖRECNÉ LAKY, NAGYNÉ GELLAI 1985). Globális fajöltője a középső-miocéntől a recensig tart (KENNETT, SRINIVASAN 1983).

A *Globoquadrina dehiscens* Chapman-Parr-Collins nagyobb gyakorisággal a Központi-Paratethys területén badeni korú üledékekben fordul elő (RÖGL 1985).

Az *Orbulina suturalis* Brönnimann sztratográfiai jelentőségéről a Sopron S-89 fúrás esetében, fentebb már tettem említést.

Az *Uvigerina acuminata* Hosius fajöltője a Központi-Paratethys területén az ottngangitól a középső-badeniig húzódik (CICHA et al. 1998).

Az *Orbulina suturalis* Brönnimann jelenléte alapján a 75,5–7,6 m közötti képződményeket fiatal kora-badeninek tekintjük. A faj a C5ADr kron fiatal szakaszán lép fel, és végig jelen van a C5ADn kronban.

### Mollusca

A fúrás 7,6–240,2 m között harántolt miocén (ottngangi, kárpáti, badeni) képződményeinek Mollusca-faunáját vizsgáltuk, különös tekintettel a badeni plankton Gastropodákra (7. táblázat).

Az ottngangiba és kárpátiba sorolt (88,0–240,2 m, l. RADÓCZ 1989) váltakozó kavicsos homok, homok-, agyagos aleurit rétegekben dominálnak a kagylók, és viszonylag gyakoriak az életnyomok.

A fúrás badeni szakaszának (7,6–76,7 m) váltakozó aleurit-, homok-, kavicsos homok rétegeit viszont a Gastropoda-dominancia jellemzi, elsősorban a Pteropodák gyakori előfordulásának köszönhetően. A bentosz Molluscák faj- és egyedszáma igen alacsony, gyenge megtartásúak, leggyakrabban alig határozható apró töredékek formájában jelentkeznek. Kíséretükben kis egyedszámú, de nagyon jó megtartású Echinoidea-maradványok és -életnyomok fordulnak elő.

Az első, meghatározásra alkalmas Molluscák, *Corbula gibba* Oliví, *Anadara diluvii* (Lamarck) *Angulus donacina* (Linné), *Angulus planatus* (Lamarck), *Solen marginatus* Pulteney, *Ostrea* sp., *Cardium* sp., *Maetra* sp., *Euspira* sp. a 177,1–219,0 m között harántolt homokos összletből kerültek elő. A 219,0 m alatti váltakozó homok-, kavicsos homok-, homokkőrétegekben a ritka, kioldott Mollusca-héjtöredékeken kívül rákolló és szenes növényi maradványok (ágtöredékek) fordultak elő.

A 158,9–177,1 m közötti szakasz szinte faunamentes, mindössze egy-egy *Ostrea* és szórta nagyon kevés Mollusca-töredék került elő.

A 98,6–158,7 m közötti váltakozó homoklencsés, agyagos aleurit- és homokösszlet bentosz Mollusca-faunája: *Anadara diluvii* (Lamarck), *A. turonica* (Dujardin), *Cerastoderma arcella* (Dujardin), *Pelecypora islandicoides* (Lamarck), *Corbula gibba* (Oliví), *Nassarius edlaueri* (Beer-Bystrický), *Euspira* sp. Az *Anadara*-fajok nagy egyedszámúak, gyakran lumasellába összehalmozottak, míg a többi Mollusca általában csak egy-két példányban fordul elő.

A 76,7–98,6 m közötti aleurit-, homok-, kavicsos homok, tufás aleurit rétegek szinte Mollusca-mentesek. Ebben a szakaszban az életnyomok gyakoribbá válnak.

76,7 m felett nagyot változik a faunakép. Megjelennek a Pteropodák.

58,6–76,7 m közötti agyagos aleuritban jelenik meg először a *Vaginella austriaca* Kittl, esetenként nagyobb egyedszámban. A bentosz Molluscákat egy-egy kistermetű *Nuculana fragilis* (Chemnitz), *Angulus* sp., *Nassarius hoerнесi* (Mayer), *Clavatula* sp. példány képviseli.











A 22,6–58,6 m közötti homoklencsés, agyagos aleuritban jellemző a Pteropoda-dominancia [*V. austriaca* Kittl, *Clio fallauxi* (Kittl), *C. pedemontana* (Mayer), *Diacrolinia aurita* (Bellardi)]. A plankton Gastropodák jó megtartású lenyomat formájában a leggyakoribbak, de néhány héjas *Vaginella* is előkerült. Ezzel szemben a bentosz Molluscák aprók, rossz megtartásúak, szórványosan, 1-1 példányban fordultak elő [*Nuculana* sp., *Propeamussium duodecimum* (Bronn), *Lucina* sp., *Corbula gibba* (Oliv), *Turritella* sp., *Retusa* sp.].

A 7,6–22,6 m között harántolt aleuritos összlet Pteropodái: *Vaginella austriaca* Kittl, *Clio fallauxi* (Kittl). A bentosz fauna szórványos, apró, meg nem határozható Mollusca-töredékekből áll.

Az ottngangi-kárpáti határt litosztratigráfiai alapon RADÓCZ (1989) jelölte ki 159,8 m-ben. Molluscák alapján azonban nagyon nehéz a 76,7–240,2 m közötti képződmények biosztratigráfiai tagolása, ill. az ottngangi-kárpáti határ kijelölése, mert a fajok a Paratethys miocénjének gyakori, hosszú fajöltőjű formái. Tény azonban, hogy 158,9 m körül változnak a dominanciaviszonyok, és bizonyos mértékben a faunaösszetétel is.

Az első, 219,0 m-ben megjelenő, kis egyedszámmal és ritka előfordulási gyakorisággal jellemezhető Mollusca-együttes hasonlóságot mutat a Borsodi-medence telepes összletéből ismert faunával. 158,9 m felett változik a faunakép, eltűnnek a jó megtartású *Angulus*-, *Solen*-fajok, nő a példányszám, s az *Anadarák* gyakran lumasellaszerű összehalmozásban fordulnak elő. Hasonló együttes ismert többek között a Borsodi-medence telepes összletének, valamint a mátraalmási fúrásoknak az NN4 zónával korrelált szakaszából (BOHN-HAVAS, NAGYMAROSY 1985).

A kárpáti-badeni határt szintén RADÓCZ (1989) jelölte ki 88,0 m-ben. A 76,7–98,6 m közötti tufás képződmények gyakorlatilag Mollusca-mentesek voltak.

A 7,5–76,7 m-ig harántolt badeni összlet Molluscái közül biosztratigráfiai szempontból elsősorban a plankton Gastropodáknak van jelentősége. A *Clio fallauxi* (Kittl), *C. pedemontana* (Mayer), *Diacrolinia aurita* (Bellardi) és *Vaginella austriaca* Kittl együttes előfordulása, az egész Központi-Paratethys területén csak a kora-badeniben jellemző (BOHN-HAVAS, ZORN 1993, 2002; JANSSEN, ZORN 1993). Hazai tapasztalatok szerint az elsőként fellépő *Vaginella austriaca* Kittl (76,0 m), majd az 58,6 m-től kezdődő ugrásszerű diverzitás-növekedés egyértelműen a kora-badenire jellemző Pteropoda-esemény.

A bentosz Molluscák közül a *Propeamussium duodecimum* (Bronn) értékelhető, mely Magyarországon és a Központi-Paratethysben kora-badeninél fiatalabb képződményekből nem ismert (BOHN-HAVAS et al. 1987; STUDENKA et al. 1998).

## Korrelációk

### Korreláció a polaritás-idő skálával

A szelvények polaritászónáit a biosztratigráfia segítségével korreláltuk a BERGGREN et al. (1995) polaritás-idő skálájával.

A Nagylózs Nlt-1 fúrásban az NN5/NN6 zónahatár 1126,5 m-ben van (NAGYMAROSY et al. 2005a), a polaritás-idő skálán pedig a C5ABr kronban, 13,6 M évnél (2. ábra). Az 1098–1185 m közötti fordított polaritású intervallum tehát a C5ABr kronnak felel meg, az alatta lévő normál polaritású zónák a C5ACn és a C5ADn kronokkal, valamint a C5Bn fiatalabb zónájával párhuzamosíthatóak.

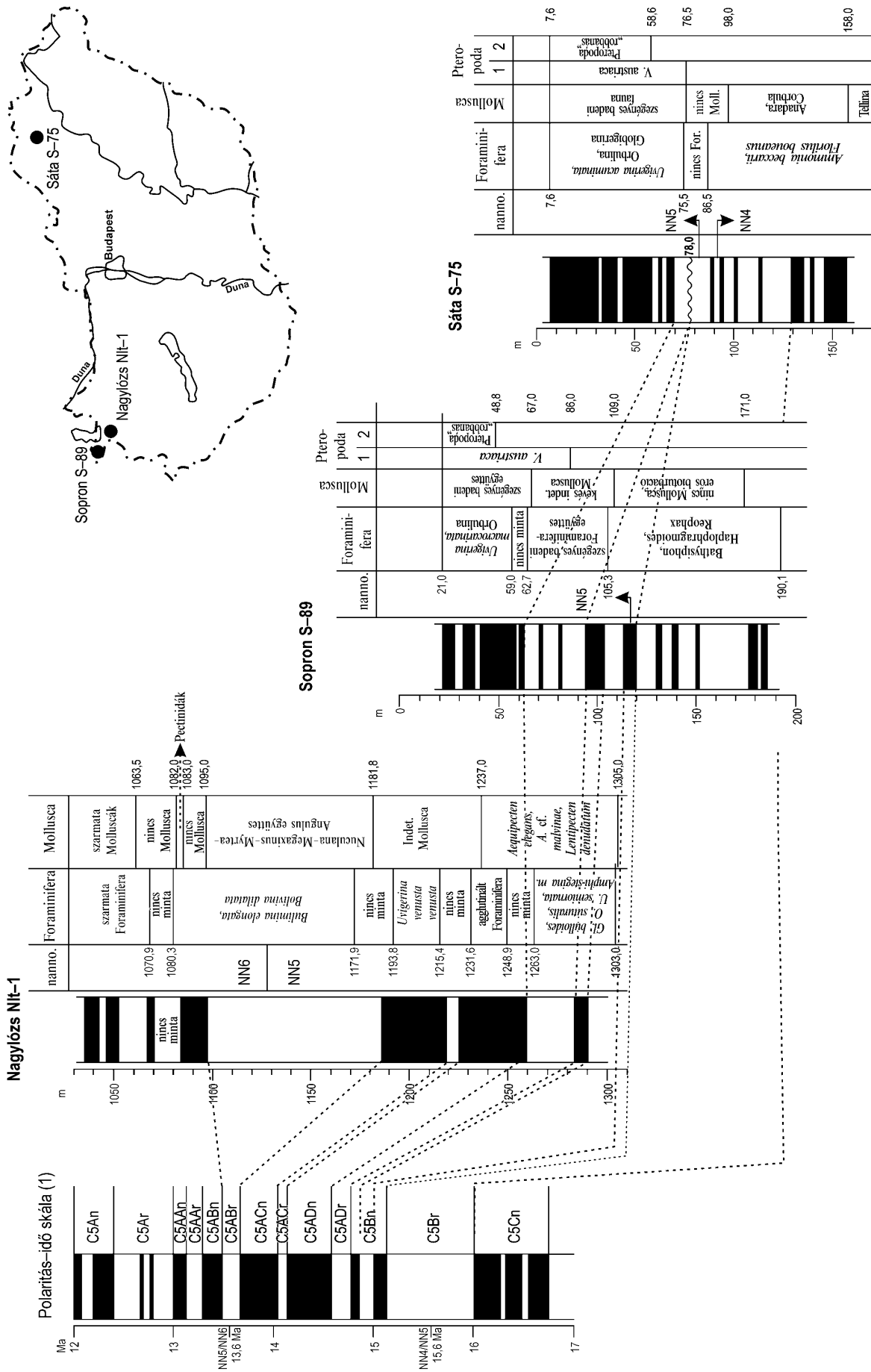
A Sáta S-75 fúrásban az NN5 nannozóna alja 85,4 m-ben van, az NN4 zóna teteje 91,4 m-ben (NAGYMAROSY et al. 2005a). A polaritás-idő skálán az NN4/NN5 határ a C5Br kronban van, ezért a 78–130 m közötti fordított polaritású intervallum a C5Br kronnal korrelál (2. ábra). A mintavétel során 78 m-nél egy töredezett zónát észleltünk, itt az eredeti rétegsor rövidülhetett, ezért a szelvényben a C5Bn kron alatt képződött üledékek valószínűleg egy vető miatt nincsenek meg. A 71–78 m közötti fordított polaritású intervallum a C5ADr kronnal párhuzamosítható. A 71 m fölötti normál polaritású intervallumok vagy a C5ADn, vagy a C5ADn és C5ACn kronokkal azonosíthatóak. Ez a korreláció összhangban van a „középső riolituffa” radiometrikus korával. A Sáta S-75 fúrásban az 50–88 m közötti tufás rétegekből ugyan nem készült kormeghatározás, de ugyanennek a tufának a környező fúrásokból számított átlagos K/Ar kora  $14,8 \pm 0,3$  millió év (BOHN-HAVAS et al. 1998; RADÓCZ 2004).

A Sopron S-89 fúrás 120 m fölötti polaritás zónáit a C5Bn, C5ADr és C5ADn kronokkal párhuzamosítottuk az NN5 nannozóna alapján (NAGYMAROSY et al. 2005b, 1., 2. ábra).

### Bio-, lito- és magnetosztratigráfiai korreláció

Az általunk vizsgált három fúrás (Sopron S-89, Nagylózs Nlt-1 és Sáta S-75) Foraminifera- és Mollusca-faunája számos biosztratigráfiai szempontból jelentős együttest tartalmazott (2. ábra). Legtöbb „jól használható” adatunk a badeni vonatkozásában volt, mert az idősebb, ill. fiatalabb képződmények esetében vagy a faunák nem voltak korjelzőek, vagy nem volt megbízható magnetosztratigráfiai korreláció.

Ottngangi és kárpáti képződményeket (Egyházasgergei és Salgótarjáni Formáció) a három fúrás közül csak az északmagyarországi Sáta S-75 fúrás harántolt. A 160 m alatti, idősebb szelvényszakasz mágnesezettsége nem eredeti, ezért a mérési eredményeknek nincs rétegtani értékük. A kárpátiba sorolt képződmények *Ammonia beccari* – *Florilus boueanus* Foraminifera- és az *Anadara*-domináns Mollusca-együttese az NN4 nannozónával esnek egybe, és a C5Br és C5Cn kronokkal (ez utóbbinak fiatalabb szakaszával) korrelálhatók (RADÓCZ 2004; NAGYMAROSY et al. 2005a).



2. ábra. A vizsgált fúrások miocén képződményeinek bio- és magnetostratigráfiai korrelációja

Figure 2. Bio- and magnetostratigraphic correlation of the Miocene formations of the studied boreholes

Polaritás-ido skála = polarity time scale, szarmata = Sarmatian, nincs = no, minta = sample, agglutinált = agglutinated, szegényes = poor, együttes = assemblage, erős bioturbáció = heavy bioturbation, robbanás = bloom

Mint a bevezetőben is említettük, biosztratigráfiai szempontból a legjelentősebb Foraminifera- és Mollusca-fajok, ill. -együttesek [*Orbulina suturalis* Brönnimann, *Uvigerina macrocarinata* (Papp-Turnovsky), Pectinidae és plankton Gastropoda] a badeni képződményekből váltak ismertté, s „eseménytörténetük” magnetosztratigráfiai korrelációja szolgálta a legérdekesebb eredményeket.

A kora-badenin belül, a Nagylózs Nlt–1 fúrásban, a C5Bn kron közepén lévő fordított intervallum (C5Bn.1r) idején megjelenő *Orbulina suturalis* (Brönnimann) a faj legidősebb hazai előfordulása (~14,9 Ma). Ugyanebben az időben lép fel a Pectinidae-domináns kora-badeni Mollusca-fauna is [*Lentipecten denudatum* (Reuss), ill. *Flabellipecten*, *Crassadoma*, *Manupecten*, *Aequipecten*]. Az *Orbulina suturalis* (Brönnimann) Parathysben talált legkorábbi előfordulása a C5Bn.2n kron, ~15,1 millió év (Grund Formáció, ČORIĆ et al. 2004).

A Sopron S–89 fúrásban a C5ADn kronban jelenik meg az *Orbulina suturalis* (Brönnimann) és az *Uvigerina macrocarinata* (Papp-Turnovsky). Együttes előfordulásuk a kora-badeni fiatalabb szakaszára jellemző a Parathys területén.

A SÁTA S–75 fúrásban az *Orbulina suturalis* (Brönnimann) a C5ADr kronban lép fel, s jelen van a C5ADn kronban is.

Mindkét fúrás kora-badeni szakaszának jellemző Mollusca- és a plankton Gastropodák. A monospecifikus *Vaginella austriaca* Kittl a C5ADr kronban jelenik meg, majd a C5ADn kronban lép be a nagyobb diverzitású *Limacina–Clio–Diacrolinia–Vaginella–Styliola*-együttes (BOHN-HAVAS et al. 2003, 2004). Ez a kora-badeni Pteropoda-esemény számos hazai fúrásban nyomon követhető.

A *Clio fallauxi*, *Diacrolinia aurita*, *Vaginella austriaca* Pteropodák együtt csak a kora-badeniben fordulnak elő az egész Középső-Parathysben (BOHN-HAVAS, ZORN 1993, 2002; JANSSEN, ZORN 1993).

A Nagylózs Nlt–1 fúrás 1255 méterében NAGYMAROSY (1991) pteropodás (?*Vaginella*) betelepülést említett. 1992-ben különös figyelemmel, s a legaprólékosabb gyűjtési technikával, újrazvizsgáltuk a kérdéses fúrási szakaszt, de sem a fúrómag felületeken, sem az iszapoldási maradvékokban nem találtunk Pteropodákat.

A kora-badeninél fiatalabb képződményeket csak a Nagylózs Nlt–1 fúrás tárta fel, a másik két vizsgált szelvényben, utólagos lepusztulás következményeként hiányoztak.

A Nagylózs Nlt–1 fúrásban a kora-badeni, váltakozó, aleuritós, corallinaceás összetételű agglutinált Foraminiferák faj- és egyedszámának növekedésével jellemzett középső-badeni együttes a C5ADn kron középső harmadában lép fel, míg a késő-badeni *Bulimina–Bolivina*-fauna a C5ABr kronban jelenik meg. A középső- és késő-badeni határa nem húzható meg pontosan Foraminiferák alapján. A C5ABr kronba esik az NN5/NN6 nannozóna-határ (NAGYMAROSY et al. 2005a) is.

A kora-badeninél fiatalabb fúrási szakaszban két Mollusca-asszociációt lehetett elkülöníteni. Az egyik az

NN5 nannozóna felső harmadában megjelenő és az NN6 zónában is jelenlévő *Nuculana–Megaxinus–Angulus*-domináns bentosz együttes, melynek fajtái a kora- és középső-miocénben egyaránt előfordulnak. Megjelenése és eltűnése a C5ABr kron idején történt. A másik, a fúrás badeni szakaszt záró corallinaceás–pectenes faunaegyüttes (NN6), mely a C5ABn kron idősebb szakaszában jelent meg.

A fúrás szarmata képződményeinek (Kozárdi Formáció) magnetosztratigráfiai korrelációja az 1071,0–1083,8 m közötti maghiány miatt nem egyértelmű.

A korrelációk eredményeit összegezve megállapíthatjuk, hogy a magnetosztratigráfiai adatok szerint a legidősebb badeni képződményeket (Bádeni Agyag Formáció) a Sopron S–89 fúrásban figyelhetjük meg, melyek a C5Br kron fiatalabb szakaszán keletkeztek. Ebben az esetben sem a flóra, sem a fauna nem adott megbízható rétegtani adatot.

Az első, vagyis legidősebb, biztos kora-badenire utaló adat, azaz az NN5 zónát jelző nannoplankton megjelenése a C5Bn.2n kronban, szintén ebből a szelvényből, a Bádeni Agyag Formációba sorolt képződményekből származott (NAGYMAROSY et al. 2005b). Ebben az időben a Nagylózs Nlt–1 fúrás környékén a mézsalga közbetelepüléseket tartalmazó alsó-badeni konglomerátum és breccsa (Lajtai Mész-kő Formáció, Pécsszabolcsi Tagozat) képződése zajlott. A SÁTA S–75 fúrásból, — szerkezeti mozgások következtében — az ezen idő alatt keletkezett üledékek hiányoztak.

Az első, kora-badeni Foraminifera-fauna a Nagylózs Nlt–1 fúrásban a C5Bn.1r kronban tűnt fel (*Orbulina suturalis* Brönnimann, gazdag plankton) az NN5 zónára jellemző nannoplanktonokkal együtt (Bádeni Agyag Formáció). Az ezt követő időben, a C5Bn.1n kronban jelent meg a Sopron S–89 fúrásban a kora-badenire utaló *Paragloborotalia mayeri* (Cushman-Ellisor) együttes (NN5, Bádeni Agyag Formáció). Az „*Orbulina suturalis*-esemény” valamivel később, a C5ADr illetve a C5ADn kron idősebb szakaszán következett be, Sopronban a Bádeni Agyag Formáció, SÁTÁN a Borsodbótai Formációba sorolt képződmények lerakódása idején, szintén az NN5 zónában. A plankton Gastropodák a C5ADr kronban jelentek meg, és robbanásszerű diverzitás-növekedésük a C5ADn kronban (Sopron S–89, SÁTA S–75) következett be. Magyarországon az NN6 zónában már sehol sem fordulnak elő Pteropodák.

Sajnos a Sopron S–89 és a SÁTA S–75 kora-badeninél fiatalabb üledékei lepusztultak, és adataink erre az időszakra vonatkozóan csak a Nagylózs Nlt–1 fúrásból vannak. A középső-badenire utaló agglutinált Foraminifera-együttes a C5ADn kron középső szakaszán jelenik meg, az NN5 zóna közepe táján. Ennek a zónának fiatalabb részén lépnek fel a késő-badenire utaló Foraminiferák, a C5ABr kronban, és áthúzódnak az ugyancsak ebben a kronban kezdődő NN6 zónába is (13,6 millió év). Ennek a szelvényszakasznak alsóbb részét a Bádeni Agyag Formációba, felső részét a Szilágyi Agyagmárga Formációba soroltuk.

A badeni üledékképződés, a ciklust záró Lajtai Mész-kő Formáció Rákosi Tagozata corallinaceás-pecte-

nes összetételének kialakulásával, pontosabban eltűnésével fejeződött be, minden valószínűség szerint a C5ABn kronban.

Vizsgálataink alapján megállapítható, hogy badeni Foraminifera- és Mollusca-fauna csak az NN5 zónában fordul elő. Az *Orbulina suturalis* Brönnimann, a változó ősföldrajzi és fejlődéstörténeti viszonyok következtében heterokron megjelenésű, az *Uvigerina macrocarinata* (Papp-Turnovsky) fajjal együtt az NN5 zónában, a korabadeni fiatalabb szakaszában lép föl. Ugyanebben az időszakban jelennek meg a plankton Gastropodák is. A Nagylózs Nlt-1 fúrásban az NN5/NN6 zóna határa a későbadeni *Bulimina elongata elongata* d'Orbigny Foraminifera-, illetve a *Nuculana-Megaxinus-Angulus* ben-

tosz Mollusca-együttessel jellemezhető képződményben van.

### Köszönetnyilvánítás

A dolgozat az OTKA T 014960 és T. 3411 sz. kutatási témák támogatásával készült, melyeknek részét képezte a bentosz és plankton Mollusca-fauna változások időbeli datálása magnetosztatográfia segítségével.

A szerzők köszönetüket fejezik ki Báldi Katalinnak, a cikk lektorának alapos szakmai bírálatáért és hasznos tanácsaiért. Köszönet illeti Balla Zoltánt építő jellegű kritikai észrevételeiért. A 2. ábra elkészítéséért Kaszai Pált illeti köszönet.

### Irodalom — References

- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, III C. C., AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. — In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P., HARDENBOL, J. (eds): Geochronology time scales and global stratigraphic correlation. *Society for Sedimentary Geology Special Publications* 54, pp. 129–212.
- BOHNNÉ HAVAS M. 1983: Új típusú szarmata Cardiumok a Zsámbéki-medencéből (Budajenő-3 fúrás). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 335–367.
- BOHN-HAVAS, M., NAGYMAROSY, A. 1985: Fossil nannoplankton and molluscs from the Ottnangian of the Borsod Basin (N-Hungary). — *8<sup>th</sup> Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Abstracts*, pp. 112–115.
- BOHN-HAVAS, M., BÁLDI, T., KÓKAY, J., HALMAI, J. 1987: Pectinid assemblage zones of the Miocene in Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 70, pp. 441–446.
- BOHN-HAVAS, M., RADÓCZ, GY., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z. 1998: Biostratigraphic position and preliminary radiometric age of Middle Miocene rhyolite tuffs in the Borsod Basin. — *CBGA XVI. Congress, Vienna, Abstracts* p. 81.
- BOHN-HAVAS, M., SELMECZI, I., LANTOS, M. 2003: Dating of the Tertiary “pteropoda events” in Hungary by magnetostratigraphy. — *Mineralia Slovaca* 1(35), pp. 45–49.
- BOHN-HAVAS, M., SELMECZI, I., LANTOS, M. 2004: Biostratigraphic studies and correlation of Tertiary planktonic gastropods (pteropods) from Hungary. — *Acta Paleontologica Romaniaae* 4, pp. 37–43.
- BOHN-HAVAS, M., ZORN, I. 1993: Biostratigraphic studies on planktonic gastropods from the Tertiary of the Central Paratethys. — *Scripta Geologica Special Issue* 2, pp. 57–66.
- BOHN-HAVAS, M., ZORN, I. 2002: Biostratigraphic correlation of planktonic gastropods in the Neogene of Central Paratethys. — *Bulletin T. CXXV. de l'Académie Serbe des Sciences et des Arts, Classe des Sciences mathématiques et naturelles, Sciences naturelles* 41, pp. 199–207.
- BOHN-HAVAS, M., ZORN, I. 2003: Planktonic gastropods (pteropods) from the Karpatian of the Central Paratethys. — In: BRZOBOHATÝ, R., CICHA, I., KOVÁČ, M., RÖGL, F. (eds): *The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys*. Brno, pp. 203–212.
- CICHA, I., KRHOVSKÝ, J., BRZOBOHATÝ, R., ČTYROKÁ, J., VON DANIELS, C. H., HAUNOLD, T. H., HORVÁTH, M., LUCZKOWSKA, E., REISER, H., RUPP, C., RIJAVEC, L., WENGER, W. 1986: Oligocene and Miocene *Uvigerina* from the Western and Central Paratethys. — In: VAN DER ZWAAN, G. J., JORISSEN, F. J., VERHALLEN, P. J. J. M., VON DANIELS, C. H. (eds): *Uvigerina from the Eastern Atlantic, North Sea Basin, Paratethys and Mediterranean*. *Utrecht Micropalaeontological Bulletin* 35, pp. 121–182.
- CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, C., ČTYROKÁ, J. 1998: Oligocene–Miocene foraminifera of the Central Paratethys. — *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft* 549, pp. 1–325.
- ĆORIĆ, S., RÖGL, F. 2004: Roggendorf-1 borehole, a Key-Section for Lower Badenian transgressions and the stratigraphic position of the Grund Formation (Molasse Basin, Lower Austria). — *Geologica Carpathica* 55 (2), pp. 165–178.
- ĆORIĆ, S., HARZHAUSER, M., HOHENEGGER, J., MANDIĆ, O., PERVESLER, P., ROETZEL, R., RÖGL, F., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S., STINGL, K., ŠVABENICKÁ, L., ZORN, I., ZUSCHIN, M. 2004: Stratigraphy and correlation of the Grund Formation in the Molasse Basin, Northeastern Austria (Middle Miocene, Lower Badenian). — *Geologica Carpathica* 55 (2), pp. 207–215.
- CSÁSZÁR G. (szerk.) 1997: *Magyarország litosztatográfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 114 p.
- CSÁSZÁR G., HAAS J. (szerk.) 1983: *Magyarország litosztatográfiai formációi (táblázat)*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1960: Pectinides du Neogene de la Hongrie et leur importance Stratigraphique. — *Memoires de la Société Géologique de France* 92, pp. 1–58.
- DEÁK M. (szerk.) 1981: *Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-33-V. Sopron*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 132 p.
- DON GY., ZSÁMBOK I. 1990: A Nagylózs Nlt-1. sz. fúrás rétegsora. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GRILL, R. 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasseanteilen. — *Öl und Kohle* 37, pp. 595–602.

- GRILL, R. 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. — *Mitteilungen des Reichsamts für Bodenforschung Zweigstelle Wien* 6, pp. 33–44.
- GRISKEVICS, G. N. 1961: Nekotorie Cardidü iz szarmata Zakarpatja. — *Paleontologiceszkij Szbornyik Lvov*, 1, pp. 29–39.
- GYALOG L. (szerk.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* 187, Budapest, 171 p.
- GYALOG L., BUDAI T. (szerk.) 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2002, pp. 195–232.
- HAUNOLD, T. G. 1995: Zur Taxonomie, Systematik und stratigraphischen Bedeutung uvigerinider Foraminiferen im Neogen des Wiener Beckens und benachbarter Gebiete. — 40 Jahre nach Papp und Turnovsky (1953). — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien* 138 (1), pp. 67–87.
- HÁMOR G. 1985: A nógrád-cserhádi kutatási terület földtani viszonyai. — *Geologica Hungarica series Geologica* 22, 307 p.
- HÁMOR, G. 2001: Genesis and evolution of the Pannonian Basin. — In: HAAS, J. (ed.): *Geology of Hungary*. Eötvös University Press, Budapest, pp. 193–265.
- HÁMOR, G., JÁMBOR, Á. 1985: North Hungarian core depository of the Hungarian Geological Institute, Rákóczi-bánya-telep. — *In the Field Guide to the Pre-Congress Excursion A1 of the 8<sup>th</sup> Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy: 10–14. September 1985*. Hungarian Geological Survey, Budapest, pp. 44–46.
- HÁMOR T., LELKESNÉ FELVÁRI GY. 1989: A Sopron S–89. sz. fűrés rétegsora. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HLADILOVÁ, S., HLADIKOVÁ, J., ČTYROKÝ, P. 1991a: Zhodnoceni mekkysu karpatu ve vrtu Nosislav–3. — *Zprávy geologický Výzkumech v roce 1990*, pp. 60–62.
- HLADILOVÁ, S., HLADIKOVÁ, J., ČTYROKÝ, P. 1991b: Zhodnoceni mekkysu eggenburgu a otnangu ve vrtu Nosislav–3. — *Zprávy geologický Výzkumech v roce 1990*, pp. 59–60.
- JANSSEN, A. W., ZORN, I. 1993: Revision of Middle Miocene holoplanktonic gastropods from Poland, published by the late Wilhelm Krach. — *Scripta Geologica Special Issue* 2, pp. 155–236.
- KENNETT, J. A., SRINIVASAN, M. S. 1983: *Neogene planktonic foraminifera*. — Hutchinson Ross Publication Company, Stroudsburg, Pennsylvania. 265 p.
- KOJUMDIEVA, E. 1969: Les fossiles de Bulgarie. VIII. Sarmatien. — *Académie Bulgare des Sciences*, pp. 1–223.
- KÓKAY J., HÁMOR T., LANTOS M., MÜLLER P. 1991: A Berhida 3. sz. fűrés paleomágneses és földtani vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, pp. 45–63.
- KORECZ-LAKY, I. 1968: Miozäne Foraminiferen des Östlichen Mecsek-Gebirges. — *Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt*, 70, 200 p.
- KORECZ-LAKY I. 1973: Foraminifera vizsgálataok a Tokaj-hegység miocén képződményeiből. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973-ról*, pp. 83–119.
- KORECZ-LAKY, I. 1985a: A Study of Ottnangian Foraminifers from the Eastern Borsod Basin (N Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 48, pp. 181–237.
- KORECZ-LAKY, I. 1985b: Foraminiferen im Pannon Ungarns. — In: PAPP, A., JÁMBOR, Á., STEININGER, F. (eds): *M<sub>6</sub> – Pannonien (Slavonien und Serbien)*. *Series Chronostratigraphie und Neostatotypen* 7, Budapest, pp. 265–269.
- KORECZ-LAKY I. 1987: Foraminifera vizsgálataok Magyarország miocén képződményeiből. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1985-ről*, pp. 465–480.
- KORECZNÉ LAKY I., NAGYNÉ GELLAI Á. 1985: Börzsöny hegység oligocén és miocén foraminiferák. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 68, pp. 1–527.
- KOVÁČ, M., BARÁTH, I., NAGYMAROSY, A. 1997: The Miocene collapse of the Alpine–Carpathian–Pannonian junction – an overview. — *Acta Geologica Hungarica* 40 (3), pp. 241–264.
- KOVÁČ, M., HOLCOVÁ, K., NAGYMAROSY, A., 1999: Paleogeography, paleobathymetry and relative sea-level changes in the Danube Basin and adjacent areas. — *Geologica Carpathica* 50 (4), pp. 325–338.
- KROPÁČEK, V., MALKOVSKÝ, M. 1992: Paleomagnetic timing of the Lower Miocene sediments from the Carpathian Foredeep (Nosislav–3 borehole). — *Knih Zemni Plyn Nafta* 15, pp. 105–117.
- MANDIC, O. 2003: Bivalves of the Kárpátian in the Central Paratethys. — In: BRZOBHATY, R., CÍCHA, I., KOVÁČ, M., RÖGL, F. (eds): *The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys*. Brno, pp. 219–229.
- MANDIC, O. 2004: Pectinid Bivalves from the Grund Formation (Lower Badenian Middle Miocene, Alpine–Carpathian Foredeep) – Taxonomic revision and stratigraphic significance. — *Geologica Carpathica* 55 (2), pp. 129–146.
- MANDIC, O. 2005: Toward the new regional Central Paratethys pectinid bivalve zonation. — *12<sup>th</sup> Congress R.C.M.N.S. Congress, 6–11 September 2005, Vienna. Abstracts*, pp. 156–160.
- MÜLLER P. 2000: Lajtai Mészko Formáció. (Rákosi Tagozat, Sámsonházi Tagozat). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGYMAROSY, A., LANTOS, M., BOHN-HAVAS, M., SZEGŐ, É. 2005a: Badenian Biostratigraphic Events vs. Magnetostratigraphy in the Central Paratethys, Hungary. — *12<sup>th</sup> Congress R.C.M.N.S. Congress, 6–11 September 2005, Vienna. Abstracts*, pp. 171–172.
- NAGYMAROSY, A., LANTOS, M., BOHN-HAVAS, M., SZEGŐ, É. 2005b: Badenian Biostratigraphic events vs. Magnetostratigraphy in the Central Paratethys, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences*.
- NAGYMAROSY A. 1991: Jelentés a Nagylózs–1. sz. fűrés nannoplankton vizsgálatáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- PAPP, A., 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Becken. — *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 45, pp. 1–112.
- PAPP, A., 1974: Die Molluskenfauna der Sarmatischen Schichten-gruppe. — In: PAPP, A., MARINESCU, F., SENEŠ, J. (eds): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Central Paratethys. M4 (Sarmatien)*. — Veda, Bratislava, pp. 318–376.
- PAPP, A., CÍCHA, I., ČTYROKÁ, J. 1978: Allgemeine Charakteristik der Foraminiferenfauna im Badenien. — In: PAPP, A., CÍCHA, I., SENEŠ, J. (eds): *M<sub>4</sub> – Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien)*, *Series Chronostratigraphie und Neostatotypen* 6. VEDA, Verlag der Slowakische Akademie der Wissenschaften, Bratislava, pp. 263–325.
- PAPP, A., SCHMID, M. E. 1985: Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. — *Abhandlungen der Geologische Bundesanstalt* 37, p. 311.
- PAPP, A., TURNOVSKY, K. 1953: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 46 (1), pp. 117–142.
- RADÓCZ GY. 1975: Miocén. — In: ALFÖLDI L., BALOGH K., RADÓCZ GY., RÓNAI A.: *Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani*

- térképsorozathoz. M-34-XXXIII. Miskolc. Magyar Állami Földtani Intézet, pp. 114-181.
- RADÓCZ GY. 1989: A Sáta S-75. sz. fúrás rétegsora. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RADÓCZ GY. 2004: A Nyugat-borsodi alsó-badeni összlet és benne a „középső riolittufa” újabb vizsgálati eredményei. — *Földtani Közöny* 134 (1), pp. 131-134.
- RÖGL, F. 1985: Late Oligocene and Miocene planktic foraminifera of the Central Paratethys. — In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B., PERCH-NIELSEN, K. (eds): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 315-328.
- RÖGL, F., BRANDSTÄTTER, F. 1993: The Foraminifera genus *Amphistegina* in the Korytnica Clays (Holy Cross Mts, Central Poland) and its significance in the Miocene of the Paratethys. — *Acta Geologica Polonica* 43, pp. 1-2.
- RÖGL, F., ČORIĆ, S., DAXNER-HÖCK, G., HARZHAUSER, M., MANDIĆ, O., SVÁBENICKÁ, L., ZORN, I. 2003: Correlation of the Karpatian Stage. — In: BRZOBOHATY, R., CÍCHA I., KOVÁČ, M., RÖGL, F. (eds): *The Karpatian - a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys*. Brno, pp. 27-34.
- RÖGL, F., MÜLLER, C. 1976: Das Mittelmiozän und die Baden-Sarmat Grenze in Walbersdorf (Burgenland). — *Annales Naturhistorisches Museum Wien* 80, pp. 221-232.
- RÖGL, F., SPEZZAFERRI, S. 2003: Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Mülbach section (Gáindorf Formation, Lower Badenian), Lower Austria. — *Annales Naturhistorisches Museum Wien* 104A, pp. 23-75.
- SCHOLGER, R. 1998: Magnetostratigraphic and paleomagnetic analysis from the Early Miocene (Karpatian) deposits. Teiritzberg and Oberganserndorf (Korneuburg Basin, Lower Austria). — *Beiträge zur Paläontologie von Österreich* 23, pp. 25-26.
- SCHOLGER, R., STINGL, K. 2004: New paleomagnetic results from Middle Miocene (Kárpátian, Badenian) in Northern Austria. — *Geologica Carpathica* 55 (2), pp. 199-206.
- STEININGER, F., SCHULZ, O., STOJASPAL, F. 1978: Die Molluskenfauna des Badenien. — In: PAPP, A., CÍCHA, I., SENEŠ, J. (eds): *M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien) Chronostratigraphie und Neostatotypen* 6. VEDA, Bratislava, pp. 327-403.
- STUDENCKA, B. 1999: Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. — *Geological Quarterly* 43, pp. 467-477.
- STUDENCKA, B., GONCHAROVA, I. A., POPOV, S. V. 1998: The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys. — *Acta Geologica Polonica* 48 (3), pp. 285-342.
- VENDL M. 1930: Sopron környékének geológiája II. A neogén és negyedkor üledékei. — *Erdészeti kísérletek* 32, 161 p.
- ZSISCSSENKO, B. P. 1934: *Miocenovüe molljuskij Vosztočsnogo Predkavkazja*. — pp. 1-89.
- ZORN, I. 1991: A systematic account of Tertiary Pteropoda (Mollusca, Euthecosomata) from Austria. — *Contribution to Tertiary and Quaternary Geology* 28 (4), pp. 95-139.

## Víz alatti volt-e a mio–pliocén vulkánosság a Snake-síksági vulkánvidéken (Idaho, USA)? — Terepi megfigyelések, mint az őskörnyezeti rekonstrukció eszközei

*How subaqueous was the volcanism in the Mio/Pliocene Snake River Plain (Idaho, USA) volcanic field?  
— Volcanological field observations as tools to reconstruct palaeoenvironments*

NÉMETH KÁROLY<sup>1,2</sup>, CRAIG WHITE<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14,

<sup>2</sup> Massey University, Volcanic Risk Solutions, PO Box 11 222, Palmerston North, New Zealand,

email: knemeth-volcano@fw.hu, knemeth@massey.ac.nz

<sup>3</sup> Boise State University, Department of Geosciences, Boise, Idaho,

email: c.white@boisestate.edu

• ———

Tárgyszavak: freatomagmás vulkanizmus, salak, alapi torlóár, mafikus, maar, tufagyűrű, Surtsey

### Összefoglalás

Az Idaho DNY-i részén található kiterjedt mio–pliocén Snake-síksági vulkánvidéket jelentős méretű lávatarakók, pajzsvulkánok, salak- és lávafröccskúpok, valamint freatomagmás vulkáni felépítmények alkotják. A Snake-síksági vulkánvidék több szempontból is az intrakontinentális vulkanizmus egy speciális formája, ahol nagy kiterjedésű pajzsvulkánok alkotják a vulkáni mező legjelentősebb méretű vulkánjait. A feltárások a fütakaró miatt általában ritkák, a Snake folyó közel 200 méter mély kanyon bevágása azonban fantasztikus formában tár fel néhány freatomagmás vulkánt. E vulkáni összetek általában hosszan tartó és nagymennyiségű piroklasztikus képződményt produkáló vulkanizmus során alakultak ki. Egy újonnan kezdeményezett együttműködési projekt keretében végzett terepi vizsgálatból az derült ki, hogy e vulkanizmus általánosan elfogadott víz alatti kitörés eredete jelentős revízióra szorul. Korábban e freatomagmás vulkanizmust mélyvízben bekövetkezett robbanásos vulkanizmushoz kötötték, mely víz alatti piroklasztitlencsét produkált az egykori Idaho-tó medencéjében. Az első terepi megfigyelések azonban azt támasztják alá, hogy a vulkanizmus sokkal valószínűbben szárazföldi körülmények között játszódott le, s a vulkáni kitörési termékek a vulkánokat körülvevő, részlegesen vízzel borított környezetben halmozódtak fel. E területeken sekély tavak és folyók léteztek, melyekben a vulkánok lepusztulásából, valamint az elsődlegesen robbanásos vulkanizmusból származó piroklasztikus képződmények is felhalmozódtak. Több, korábban a legmélyebb vízi kitörések helyeként rekonstruált vulkáni tanúhegy képződményeinek tanulmányozásával megállapítható volt, hogy azok az egykori vulkánon belül vízzel kitöltött kráterben, illetve kúrtóban felhalmozódott üledékek elemei, s így azok környezeti jellegei nem terjeszthetők ki a vulkánokat körülvevő szinvulkáni üledékes medencére. A vizsgált vulkáni tanúhegyekben észlelhető piroklasztit és vulkanoklasztit anyagú sorozatok tanulmányozása rávilágított arra, hogy a freatomagmás vulkánok jó környezetjelzők egy-egy terület ősföldrajzi fejlődésének rekonstruálásához, de a pontos értelmezéshez mindennemű további őskörnyezeti rekonstrukció előtt a vulkanitok őskörnyezeti helyzetének értékelése is szükséges. Ebből a szempontból a Snake-síksági vulkánvidék kitűnő összehasonlító példa lehet más freatomagmás vulkáni területek tanulmányozásához, így pl. a Pannon-medence mio–pliocén freatomagmás vulkáni területeinek vizsgálata során.

Key words: phreatomagmatic, scoria, base surge, mafic, maar, tuff ring, Surtsey

### Abstract

The western Snake River Plain volcanic field in South-west Idaho is considered to be an extensive Mio–Pliocene volcanic field that formed voluminous lava shields, pahoehoe lava fields, scoria cones, and great variety of phreatomagmatic volcanoes. In many ways the Snake River Plain volcanic field is considered as a special type of volcanic fields, where broad, large volume shield volcanoes form a complex network. In spite of the generally poorly exposed volcanic rocks in Idaho due to grass cover, deep canyon walls along the Snake River expose thick sequences of pyroclastic rocks, many of them indicating widespread and probably long lasting phreatomagmatic eruptive events through the volcanic history of the region. A newly initiated research project in cooperation with Boise State University researchers reports significant new findings to demonstrate that the general view of the western Snake River Plain volcanism as a continuum between deep subaqueous to subaerial eruptions may need significant revision. Previously, the location of many phreatomagmatic volcanic eruptive sites were considered to be the locations of deep subaqueous volcanoes erupted in the lake floor of a large intracontinental lake, called Lake Idaho. The identification of pyroclastic deposits suggestive for magma–water interaction has exclusively been used to draw a



palaeogeographical map to locate the former deep subbasins of the Lake Idaho in spite of the lack of independent supporting stratigraphical data from lacustrine beds.

Recent field based volcanological observations gave evidences of widespread presence of phreatomagmatic pyroclastic rocks, however, most of them exhibit textural features characteristic for subaerial depositional environment. In addition intrusive and extrusive magmatic bodies with peperitic margin have also been identified. Most of the peperite however can be interpreted to be preserved in intra-crater/conduit or vent settings and therefore cannot be used for as widespread palaeoenvironmental indicators to demonstrate magma and surface water (e.g. lake) non-explosive interaction. It seems that the common presence of pillow lava and associated hyaloclastite breccia deposits may also represent lava deltas formed in relatively shallow (few tens of metres) lacustrine basins. Analysis of pyroclastic facies seemingly confirms that the formation of pyroclastic deposits/rocks inferred to be deposited and formed in deep sublacustrine environment do not need such environment for their formation. This recent finding opens up many questions in regard of the Mio–Pliocene evolution of SW Idaho, the timing of the volcanism and its association with the evolution of the Lake Idaho and/or other large intracontinental lacustrine systems in the region. In addition, this re-evaluation of the volcanism in SW Idaho has some general implication for the usage of phreatomagmatic pyroclastic rocks for palaeoenvironmental reconstruction.

## Bevezetés

A monogén vulkanizmus<sup>1</sup> változatos geotektonikai helyzetben és változatos környezetben hozhat létre vulkáni területeket (WALKER 1993). E vulkáni területek általában kis méretű (általában 0,01 km<sup>3</sup>-nél kisebb DRE<sup>2</sup> magma-mennyiséggel) vulkánokból állnak. E vulkánok kitörési termékei ugyan gyakorta komplex kitöréstörténetet rögzítenek, de térfogatuk 1-2 nagyságrenddel kisebb, mint az átlagos rétegvulkánoké (WALKER 2000). E monogén vulkánok gyakran csoportokba rendeződnek (WALKER 2000), vagy szerkezeti vonalakat követnek (CONNOR et al. 2000, CONWAY et al. 1997), időben változó helyű vulkáni góccokat alkotva (CONDIT, CONNOR 1996, CONDIT et al. 1989, CONNOR et al. 1992).

Mivel e vulkáni területek különböző üledékgyűjtőkben jönnek létre, a keletkezett piroklasztikus sorozatok jellege az éppen aktuális üledékes környezetre lesz jellemző (WHITE 1991a). Másképpen fogalmazva, a létrejött vulkáni-üledékes képződmények kitűnően alkalmazhatóak öskörnyezeti rekonstrukcióra. Különösen intrakontinentális területeken, ahol az üledékek megmaradási lehetőségei gyakran minimálisak, egy vulkáni terület vulkánjaiban és az azok körül felhalmozódó üledékek tanulmányozása fontos öskörnyezeti információkat tartalmazhat (WHITE 1991a). Egy vulkáni terület gyakran évmilliókig is aktív lehet (CONNOR et al. 2000, TANAKA et al. 1986), így az újonnan keletkező vulkánok más és más környezetben alakulhatnak ki. A vulkáni terület vulkánjainak kitörési termékei így pontosan rögzíthetik a vulkáni környezet időbeli változását, mint például fluviális vagy tavi környezetek kialakulását, eltűnését vagy sekélytengeri elöntést. A vulkánok piroklasztikus sorozataiban a víz alatti vagy szárazföldi jellegek kitűnően nyomon követhetőek.

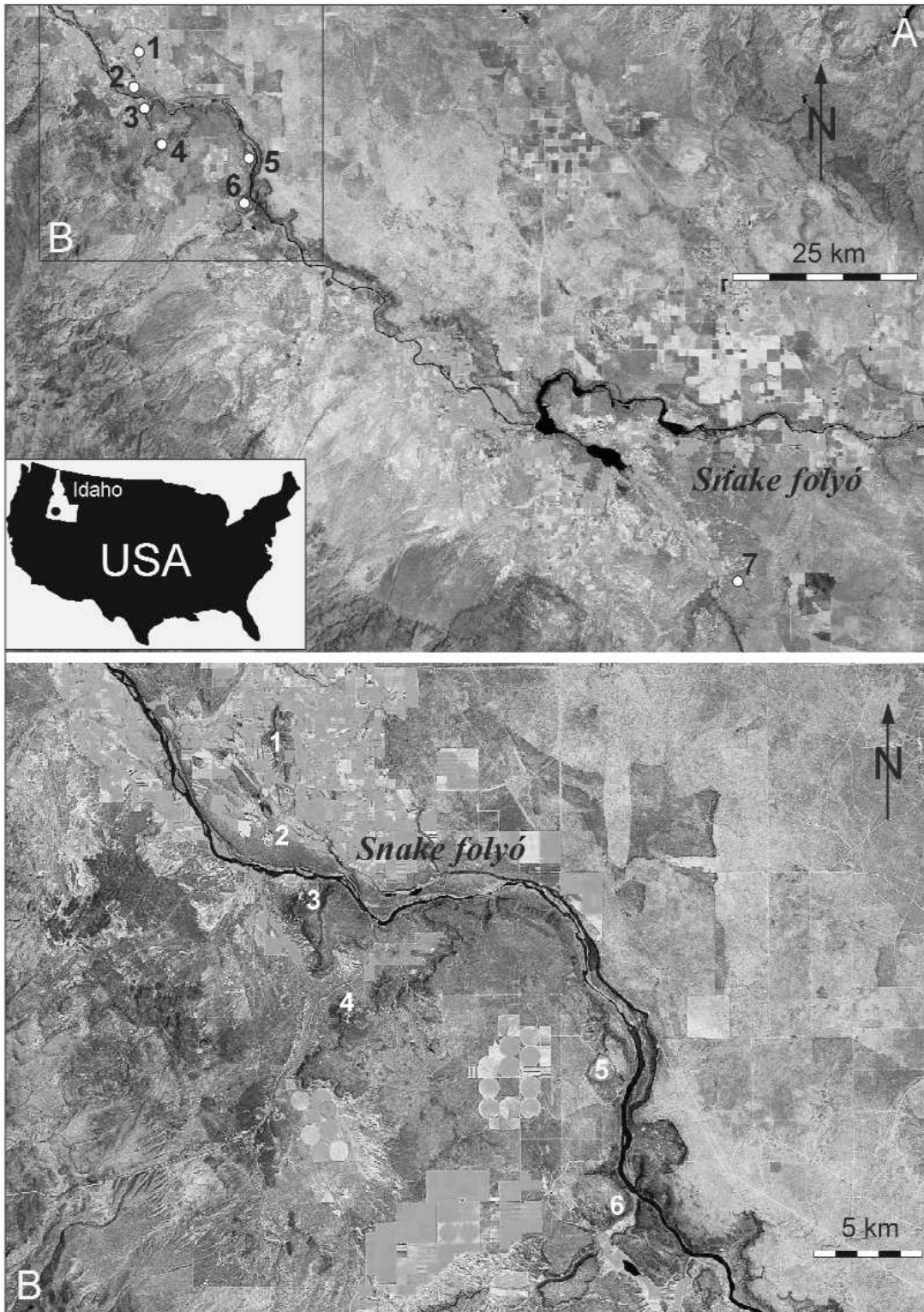
<sup>1</sup> Monogén vulkanizmus = olyan kis térfogatú, általában bazaltos magma által okozott vulkanizmus, mely során egyszeri alkalommal történik magma-felfnyomás (általában sekélymélységű magmakamra jelenléte nélkül), mely így egyszeri alkalommal okoz, általában rövid ideig tartó (órak, napok) kiömléses vagy robbanásos (a magma gáztartalmától, illetve külső víz jelenlététől függően) vulkanizmust a felszínen. Jellegzetes vulkáni felszínformái a vulkáni salakkúpok, tufagyűrűk, tufakúpok, kis méretű pajzsvulkánok.

<sup>2</sup> DRE (Dense Rock Equivalent) = hólyagüreg nélkül számított tömörközet-térfogat

Mindez általánosságban igaz, azonban különösen a freatomagmás vulkáni területek és azok vulkáni felszínformái gyakran önálló, lokális környezeteket teremthetnek, s ezzel jelentős problémát okozhatnak az üledékes fációs értékelésében (NÉMETH et al. 2006). Ez különösen igaz maár-, azaz tufagyűrűvulkánok esetében, ahol a kráterekben kialakuló krátertavak olyan tavi környezetet hozhatnak létre, amelyekben akár mélyvízi üledékekre jellemző vulkanoklasztikus sorozatok vagy a kitörések felújulása esetén mélyebb vízi vulkánkitörésekre jellemző piroklasztikus sorozatok építhetnek fel Surtsey-típusú tufa kúpokot (NÉMETH et al. 2006).

Az elmúlt évtized kutatásai során a Pannon-medence nyugati peremén kitűnő példákat találtunk arra, hogy különösen néhány millió éves lepusztulás után, elsőként a mio-pliocén vulkáni szerkezetek értelmezését kell lefolytatnunk, mielőtt mélyebb öskörnyezeti rekonstrukciót alapoznánk a vulkáni felszínformákra és azok piroklasztikus képződményeinek jellegzetességére (NÉMETH, MARTIN 1999, NÉMETH et al. 2003). Ebben az előzetes terepi megfigyeléseken alapuló munkában egy, a Pannon-medencében kialakuló mio-pliocén vulkáni területekhez hasonló vulkáni területen alapuló öskörnyezeti rekonstrukció buktatóira hívjuk fel a figyelmet, jelezvén a vulkanológiai ismeretek óvatos értelmezésének fontosságát öskörnyezeti rekonstrukciós kérdésekben.

A tanulmányozott terület a Snake folyó völgyének egy részében, az ún. Snake-síkságon van. Ez a 650 km hosszú, 1000–1500 m-es tengerszint feletti magasságon lévő földrajzi egység a Yellowstone Nemzeti Parktól DNy-ra terül el, szinte teljes egészében Idaho államban. A Snake-síksági vulkánvidék nyugati részének (1. ábra) vulkanizmusát egy egykor jelentős méretű Idaho-tó rekonstruálására is felhasználták (GODCHAUX et al. 1992, SADLER, LINK 1996, SMITH et al. 1989). Idaho és Utah területén az utolsó néhány millió év során jelentős méretű tórendszerek jöttek létre és tűntek el. Az egyik legutóbbi esemény a Bonneville-tó története, mely katasztrofális áradással csapolódott le néhány ezer évvel ezelőtt (JARRETT, MALDE 1987, ORE et al. 1996), s jelentős eróziós hatásával több freatomagmás vulkán lepusztulását is eredményezhette a Snake-síksági vulkánvidéken. Terepi észleléseken alapuló munkánkban arra hívjuk fel a figyelmet, hogy szinte minden egyes tanulmányozott vulkáni



**1. ábra.** A Snake-síksági vulkánvidék környezete

A) LANDSAT 7 űrfelvétel a Snake folyó völgyéről a tanulmányozott kitörési központok jelölésével; 1 – Walters Peak-tanúhegy, 2 – White-tanúhegy, 3 – Guffey-tanúhegy, 4 – Con Shea-tanúhegy, 5 – Sinker-tanúhegy, 6 – a Montini-tanúhegy környéke, 7 – 71 Gulch-vulkán. Az USA térképén Idaho állam helye fehérrel van jelölve, melyen a Snake-síkság vulkánvidéket fekete pont jelzi. B) Az A kép ÉNy-i sarkának kinagyított részlete. A számok azonos helyeket jelölnek mint az „A” képen

**Figure 1.** The Snake River Plain Volcanic Field environment

A) LANDSAT 7 satellite image of the Snake River (“Snake folyó” in map) area with the studied volcanic eruptive centres; 1 – Walters Peak Butte, 2 – White Butte, 3 – Guffey Butte, 4 – Con Shea Butte, 5 – Sinker Butte, 6 – Montini Butte area, 7 – 71 Gulch Volcano. On the outline map of the USA Idaho state marked with white field. The Snake River Plain Volcanic Field marked with black dot. B) LANDSAT 7 satellite image of the Sinker Butte (enlarged NW corner of photo “A” area with the studied volcanic eruptive centres

eróziós maradvány sokkal inkább lokális, a vulkanizmus által létrehozott mikrokörnyezetre jellemző információt hordoz, mint regionális léptékben értelmezhető öskörnyezeti információt.

### Földtani háttér

A Snake-síksági vulkánvidék nyugati szektora Idaho délnyugati részén (1. ábra) közel 200 km hosszan követhető (WOOD, CLEMENS 2004). A vulkánvidék alapvetően vastag, többfázisú és kiterjedt lávaárakból és azokhoz kapcsolódó autobreccsákból álló összelete egy félárokszerkezetet tölt ki (WOOD, CLEMENS 2004). A lávaárak többsége — melyek egy lapos, több tucat km átmérőjű pajzsvulkánból származnak — tholeites összetételű, pahoehoe lávatakarókat alkot (AXEN et al. 1993, HUGHES et al. 2002, WOOD, CLEMENS 2004). A pajzsvulkánok egymásra épült, fészkesen rendezett szerkezete alapján több kutató is arra a következtetésre jutott, hogy az idahói mio–pliocén mafikus vulkanizmus az intrakontinentális vulkanizmusnak egy önálló típusa (GREELEY 1982). A pajzsvulkánok egymásra épülése valóban különleges jelleg, csakúgy, mint az a tény, hogy jelentős térfogatú vulkáni anyagot foglalnak magukba. A vulkánvidék döntő alkotó elemei az effuzív kőzetek, a freatomagmás robbanásos vulkanizmus eredményeképpen keletkezett tufagyűrűk és tufakúpok anyaga előzetes becslések szerint mindössze 1-2% (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). Ez az arány e képződmények térfogatát valószínűleg alulbecsli annak eredményeképpen, hogy a piroklasztikus képződmények viszonylag kevés feltárásban követhetők. A terület átszelő Snake folyó kanyonja az egyedüli jól feltárt szelvény, ahol a kanyonfalban freatomagmás vulkánok teljes kereszt-szelvényei tanulmányozhatók (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). A folyóvölgy jelenlegi helyzete kétféleképpen értelmezhető:

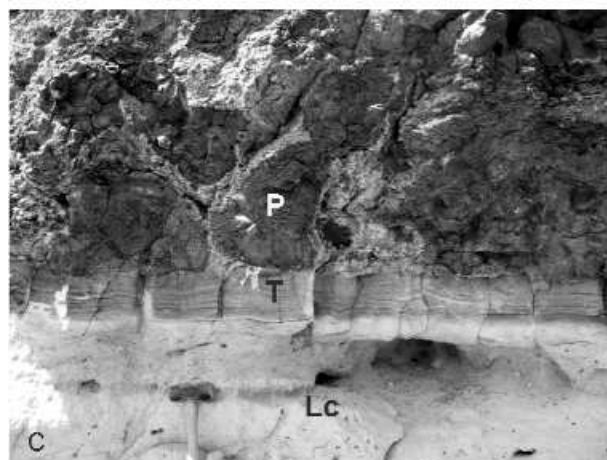
1. a folyó az amúgy kemény lávakőzetekkel fedett síkságot ott tudta átvágni, ahol freatomagmás vulkánok piroklasztikus képződményeit kemény kőzetek fedték,

2. a freatomagmás vulkánok éppen egy olyan hidrológiailag aktív zónát követve keletkeztek, amely többé-kevésbé megegyezik a Snake folyó mai völgyével.

Mindenesetre a kanyonfalban feltárások több tucat méter vastag piroklasztikus összletek elgondolkodtatóak arra nézve, hogy vajon milyen kereszt-szelvényt láthatnánk egy átlagos, félsivatagos sztyeppel fedett tanúhegyben, ha azt egy hasonló kanyonvölgy vágná ketté.

### Víz alatti – szárazföldi monogén vulkanizmus

A Snake-síksági vulkánvidék nyugati része egy jelentős méretű pliocén tó, az Idaho-tó egykori elterjedését követi (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). Az üledékföldtani adatok szerint az Idaho-tó több helyen is akár néhány száz méter mélységű lehetett, és jelentős területeket boríthatott több



## 2. ábra. A láva nedves környezetbe ömlésére utaló jelenségek

A) Lavadelta keresztmetsvénye a Sinker-tanúhegytől 5 km-re (1. ábrán 5) A pontozott vonal a lavapad talpzonáját jelöli. B) Hialoklasztit breccsa (1. ábrán 5). C) Párnaláva (P) tavi üledékre (Lc) települve (1. ábrán 6-tól délre). A párnaláva közvetlen fekéje ismeretlen forrású tufaréteg (T). D) Akkréciós lapillirétegek (nyílak) párnaláva közvetlen közelében (1. ábrán 6-tól délre)

**Figure 2.** Evidences supporting lava emplacement into wet environment A) Lava delta cross section about 5 km from the Sinker Butte (#5 on Figure 1). Dashed line represents the lava foot zone. B) Hyaloclastite breccia (#5 on Figure 1). C) Pillow lava (P) over lacustrine beds (Lc) (south of #6 on Figure 1). The immediate underlying layers of the pillow lava are tuff beds (T) with unknown origin. D) Accretionary lapilli (arrows) beds nearby pillow lava piles (south of #6 on Figure 1)

tucat méteres víz (JENKS, BONNICHSEN 1987, KOHN et al. 2002, McCLELLAN 1981, WOOD 1994). Az Idaho-tó pliocén kora és a vulkanizmus korára vonatkozó kevés radiogén izotóp koradat természetesen jelezte, hogy a vulkanizmus valamilyen mértékben e hatalmas víztömeggel kapcsolatba kerülhetett, és víz alatti vulkáni felszínformákat hozhatott létre (GODCHAUX et al. 1992). A jelentős térfogatú lávaárak párnaláva-szerkezetekkel (2. ábra), széles lavadeltákkal (2. ábra, A és B) és láva-talpbreccsákkal (2. ábra, B) alátámasztani látszanak a vulkanizmus mélyvízi, az Idaho-tó víztömegével kapcsolatba hozható jellegét (JENKS, BONNICHSEN 1987). Azonban jelenleg a vulkáni kőzetek koradatai arra utalnak, hogy a vulkánvidéken belül jelentős méretű területekről nincs elegendő, megbízható koradat, így azoknak időben az Idaho-tóhoz kapcsolhatósága megkérdőjelezhető. Ugyancsak fontos jellegzetessége az idahói vulkanizmusnak, hogy a párnalávák és hialoklasztit-rétegsorokkal jellemezhető összletek általában idősebb korokat mutatnak, így a nagyméretű Idaho-tó sokkal inkább váltakozó megjelenéssel, és eltűnéssel jellemezhető. Ebből következően a vulkáni környezetet a Snake-síksági vulkánvidék közel 8 millió éves története alatt jelentős változásokon eshetett át.

E megközelítésben a vulkánvidék hasonlóságot mutat a Pannon-medence mio-pliocén vulkánjaival, amelyek környezetében kisebb és sekélyebb tavak megmaradhattak azután is, hogy a Pannon-tó már lényegében megszűnt létezni (MAGYAR et al. 1999, MARTIN, NÉMETH 2004). E kisebb tavak a fiatalabb vulkanizmust erősen befolyásolhatták. Mivel sekélyvízi vagy alapvetően szárazföldi, de felszíni vízben gazdag környezetben igen bonyolult felépítésű piroklasztikus sorozatok alakulhatnak ki az ugyancsak bonyolult hidrológia által befolyásolt freatomagmatizmus miatt, a piroklasztikus sorozatok értelmezése nagy körültekintést igényel. A következő példák az azt a néhány területet mutatjuk be, ahol a korábbi felfogások jelentős újraértelmezést igényelnek, ami az egész Snake-síkság utolsó 8 millió éves fejlődéstörténetének értelmezését befolyásolhatja.

## A Walters Peak- és a White-tanúhegy

### Leírás

A Walters Peak-tanúhegy (1., 3. ábra, A és B) típuspélda egy vízből kiemelkedő vulkán bemutatására (GODCHAUX,

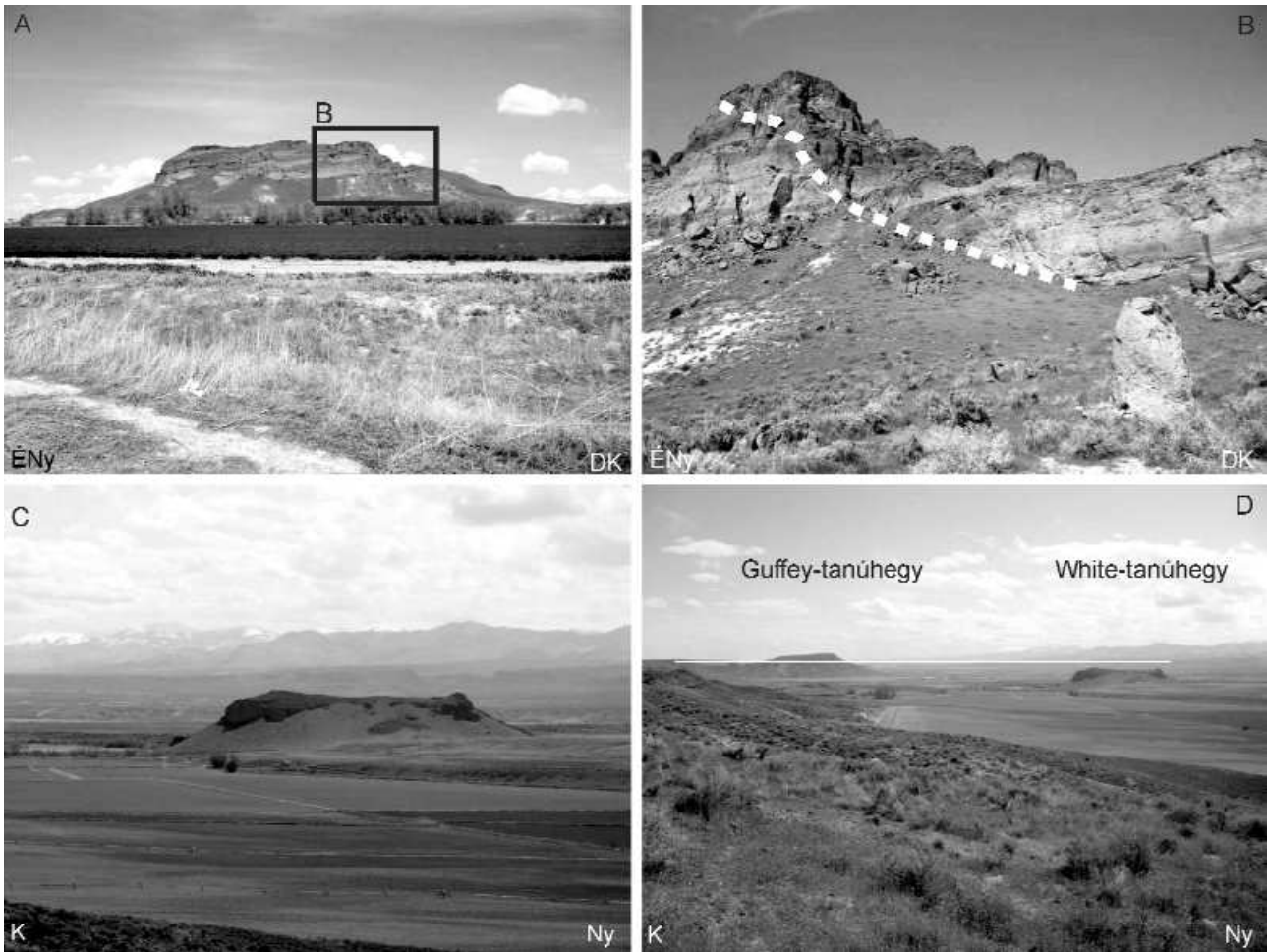
BONNICHSEN 2002, GODCHAUX et al. 1992). A tanúhegy közel 100 méterrel magasabb a környező síkságnál (3. ábra, A és B), döntő tömegét lapillitufa és tufa anyagú sorozat (3. ábra, B) alkotja. A piroklasztikus képződmények jól rétegzettek, jellemző a finom- és durvaszemcsés rétegek viszonylag monoton váltakozása. A piroklasztit-rétegek nem mutatnak szisztematikus változást a megfigyelhető rétegsorban. A finom- és durvaszemcsés rétegek ugyancsak nem mutatnak általános törvényszerűséget (pl. hogy a finomszemcsés rétegek vékonyabbak lennének). A finomszemcsés rétegek gyakran tartalmaznak héjas akkréciós vagy bélelt lapillit. A piroklasztikus rétegek gazdagok horizontális szállításra utaló szöveti jellegekben (mint antidüne, keresztarétegzés, gyenge imbrikáció) és nagyobb litikus szemcsék mögött felhalmozott lapillizsebekben. E szöveti jellegek a rétegsor egészében felismerhetőek, nem kötődnek konkrét rétegtani helyzetekhez. Az alapvetően lapillitufa- és tufaképződményekből álló alapra egy lávafröccsben gazdag tufabreccsa-agglomerátum rétegsor települ. A piroklasztikus rétegeket megszilárdult láva fedi. Ez a lavatakaró őrizte meg a tanúhegyet a lepusztulástól.

A White-tanúhegy alig 2 km-re északra található a Walters Peak-tanúhegytől (1. ábra). A White-tanúhegy alig 200 m átmérőjű, 50 méteres kiemelkedés a környező síkságból (3. ábra, C és D). A White-tanúhegy több leírás szerint is a legmélyebb víz alatti kiterjedések eredményeként keletkezett (GODCHAUX et al. 1992). A megfigyelhető, közel 50 méteres szelvényben a piroklasztikus képződmények nem mutatnak semmiféle szisztematikus szöveti változást. A tanúhegy felé dőlő rétegek igen hasonlóak a Walters Peak-tanúhegy piroklasztikus képződményeivel.

### Értékelés

A Walters Peak-tanúhegy piroklasztikus sorozata alapvetően osztályozatlan, ciklicitást nélkülöző rétegsora és a rétegsorban véletlenszerűen megjelenő akkréciós lapillirétegek azt mutatják, hogy a piroklasztit-rétegsor közel állandó, szárazföldi környezetben halmozódott fel (WHITE 1991a, WHITE 1991b). Az akkréciós lapilli megmaradási lehetőségei vízi környezetben igen kicsik (GILBERT, LANE 1994, SCHUMACHER, SCHMINCKE 1995), így az akkréciós lapillirétegeknek a teljes rétegsorban követhető volta azt jelenti, hogy e vulkáni sorozat nem keletkezhetett mélyvízi környezetben. A rétegsor alapi torlóár<sup>3</sup>, freatomagmás hullott piroklasztit és szineruptív képződményekből áthalmazott vulkanoklasztikus sorozataként értelmezhető (BULL, CAS 2000, CHOUGH, SOHN

<sup>3</sup> Alapi torlóár = erősen turbulens, kis szemcsekoncentrációjú, a felszínrel párhuzamosan nagy sebességgel (~200 m/s) mozgó anyagár, melyet robbanás kelt (VALENTINE, FISHER 2000, WILSON, HOUGHTON 2000). Alapi torlóárak keletkeznek atomrobbantások alkalmával, melyek a robbantás során keletkező törmelékfelhő felszínrel párhuzamosan mozgó nyaki részét alkotják. Alapi torlóárak a természetben magma és víz kölcsönhatása során kialakuló freatomagmás robbanások során keletkeznek (WOHLETT, SHERRIDAN 1983). Attól függően, hogy az alapi torlóár tartalmaz e szabadvízcseppeket vagy sem, beszélhetünk nedves és száraz alapi torlóárakról (DELLINO et al. 1990).



3. ábra. A Walters Peak- (1. ábrán 1) és a White-tanúhegy (1. ábrán 2) vulkáni szerkezeti elemei

A) Walters Peak-tanúhegy (1. ábrán 1) délnyugatról. B) Piroklastit rétegek a Walters Peak-tanúhegy (1. ábrán 1) déli lejtőjén. A pontozott vonal egy szinvulkáni vetőt jelöl, amely mentén egész piroklastit blokk szakadhatott be a kráterbe. C) A White-tanúhegy (1. ábrán 2) látképe délről. D) A White-tanúhegy (1. ábrán 2) helyzete a Guffey-tanúhegyhez (1. ábrán 3) viszonyítva. A vízszintes vonal a lehetséges szinvulkáni paleofelszint mutatja

**Figure 3.** Volcanic structural elements of the Walters Peak (#1 on Figure 1) and White Buttes (#2 on Figure 1)

A) Walters Peak Butte from south-west (#1 on Figure 1). B) Pyroclastic rock units of the southern slope of the Walters Peak Butte (#1 on Figure 1). The dashed line represents a synvolcanic fault along entire pyroclastic block may have collapsed into the crater. ÉNy = north-west; DK = south-east. C) View from south to White Butte (#2 on Figure 1). K = east; Ny = west. D) Location of the White Butte (#2 on Figure 1) in comparison to Guffey Butte (#3 on Figure 1) maar/diatreme volcano. Horizontal line represents the possible synvolcanic palaeosurface. K = east; Ny = west

1990). A rétegsor zárótagja lávaszökőkutak és lávató keletkezésére utal.

A White-tanúhegy a Snake-síkság közepén található, ahol az ún. Boneville-áradás közel 500 ezer évvel ezelőtt igen intenzív folyóvízi erózióval minden könnyen erodálható képződményt mintegy „letörölt” a síkság tengely-övéből. Ezen áradás nyomai — hatalmas blokk- és görgetegszigetek a síkság közepén vagy áramlásárnyékban felhalmozott homokpadok — jól megfigyelhetők. Mivel a White-tanúhegy e képződmények között szigetként emelkedik ki tökéletes tanúhegyként, várhatóan minden egykori, a kráter peremén felhalmozott piroklastikus képződményét „elvesztette”, s így csak a vulkán egykori centrális kúrtókitöltési zónája maradt fenn. Ezt jól mutatják a körkörös a tanúhegy belseje fele dőlő piroklastitrétegek. A tanúhegy jelenlegi csúcsa is legalább 50 méterrel az egykori szinvulkáni felszín alatt fekszik a 3 km-re északra található Guffey-tanúhegy alapján. Az utóbbi tanúhegyről

ugyan nincs koradat, de valószínűleg a Guffey-, Walters- és White-tanúhegyek azonos kortartományba tehetőek, térbeli közelségük, piroklastikus képződményeik hasonlósága és csoportba rendezhetőségük alapján. A piroklastikus képződmények rossz osztályozottsága, az akkréciós lapillik jelenléte, és a változatos, de alapvetően párhuzamos rétegzettségű piroklastikus sorozatok sokkal inkább jellemzőek szárazföldi freatomagmás kitörések által létrehozott tefragyűrűk képződményeihez (WHITE 1991b), mint mélyvízi piroklast-sűrűségárak<sup>4</sup> által lerakott képződményekhez (WHITE 2000, WHITE, HOUGHTON 2000). Összességében elmondható, hogy a White-tanúhegy egy freatomagmás vulkáni kúrtókitöltés.

A feltárásokban látható piroklastikus képződmények alapvetően nem használhatók pontos őskörnyezeti rekonst-

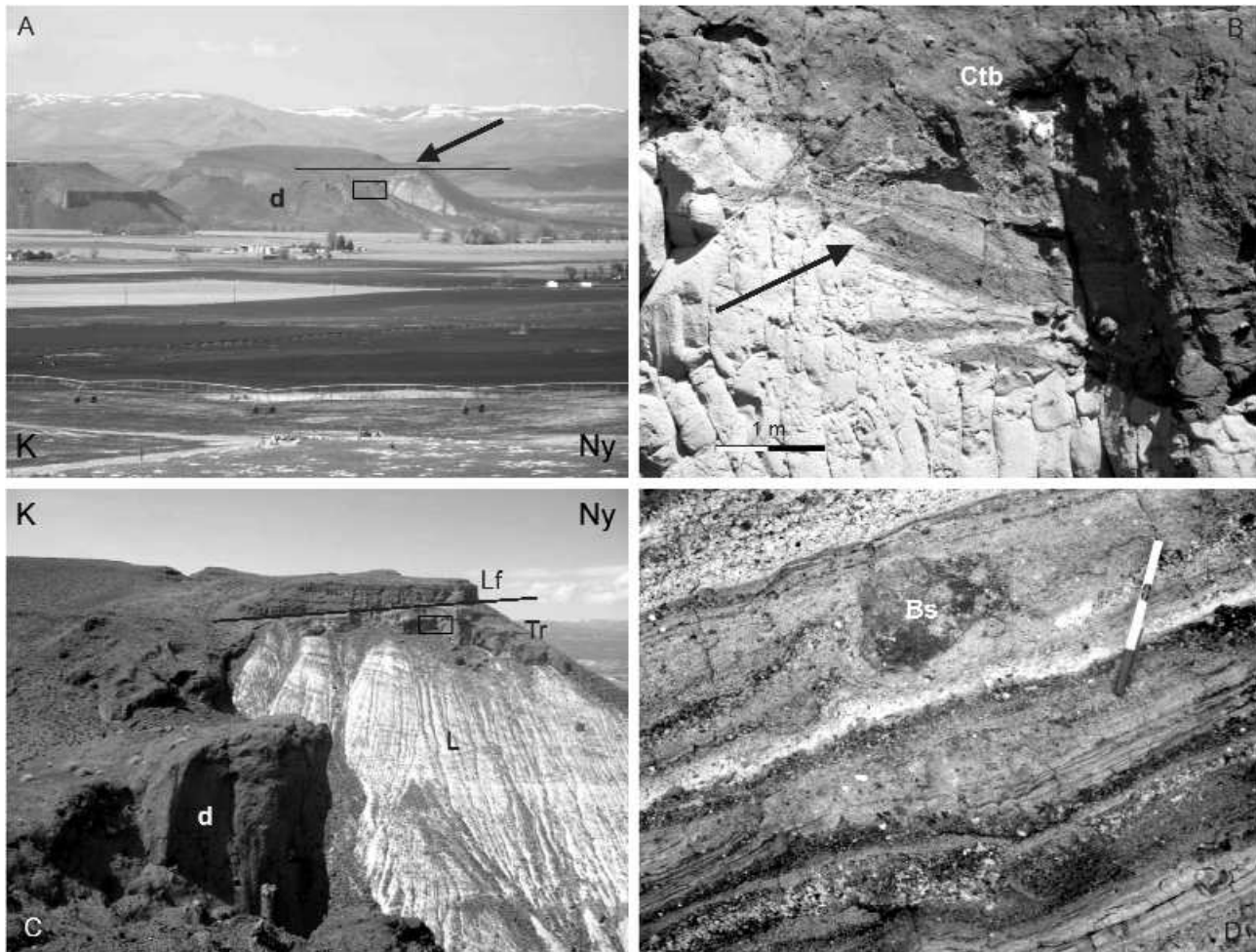
<sup>4</sup> Piroklast-sűrűségár = kis szemcsekoncentrációjú, piroklast részecskéket tartalmazó a felszínrel párhuzamosan mozgó anyagár, mely mozgását alapvetően a gravitáció szabályozza.

rukcióra sem a White-tanúhegy, sem a Walters Peak-tanúhegy esetében, azon kívül, hogy a vulkáni kitorésekben a magma–víz kölcsönhatás fontos szerepet játszott. A tanúhegyek szerkezete a piroklasztikus sorozatok alapján mindkét esetben sokkal inkább jellemző egy sekély diatrémára, egy egykori tufagyűrű kürtőjében felhalmozódott piroklasztikus sorozatra, mely alapvetően szárazföldi körülmények között keletkezett, állóvizekben vagy felszínközeli víztárolókban lévő víz és magma freatomagmás kölcsönhatásaként (WHITE 1991b)

## A Guffey-tanúhegy

### Leírás

A Guffey tanúhegy (1. és 4. ábra) az egyik típuspéldája a szárazföldi környezetben működött vulkánoknak a Snake-síksági vulkánvidéken (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002, GODCHAUX et al. 1992). A Guffey-tanúhegy közel 1 km átmérőjű vulkáni tanúhegy (4. ábra, A), amelynek középső részén az erős lepusztulás következtében feltárul az egykori



4. ábra. A Guffey-tanúhegy (1.ábrán 3) vulkáni szerkezete, amely egy lepusztult freatomagmás vulkán (pl. maar/diatréma) maradványaként értelmezhető

A) Guffey-tanúhegy (1.ábrán 3) látképe délről. A tanúhegy központjában az egykori kürtőkitöltés (diatréma - D) piroklasztit-rétegei tárnak fel. A vízszintes vonal a lehetséges paleofelszint mutatja, amelyre a kráterperem tufagyűrűje települt (nyíl). A fekete négyszög a „B” kép helyét jelöli. B) A Guffey-tanúhegy (1. ábrán 3) piroklasztit képződményei. Tufabreccsa (Ctb) és mátrix vázú tufabreccsa alkotja a piroklasztit fácies zömét. Tufabreccsa zsinórok radiális elrendeződésben nyomulnak (nyíl) a finomszemcsés tufabreccsába (világos zóna). C) Guffey-tanúhegy (1. ábrán 3) diatrémájának (D) és tufagyűrűjének (Tr) viszonya. A tufagyűrű pre-vulkáni tavi üledéksorra (L) települ. A tufagyűrűt láva (Lf) fedi. A fekete négyszög az „A” kép D-vel és nyíllal jelölt része közelről. D) Freatomagmás alapi torlóár és hullott piroklaszt eredetű lapillitufa- és tufarétegek váltakozása a Guffey-tanúhegy (1. ábrán 3) tufagyűrűjének rétegsorában. A rétegekben sok a ballisztikus szállítású vulkáni bomba (Bs)

**Figure 4.** The structural elements of the Guffey Butte (#3 on Figure 1) interpreted to be an eroded phreatomagmatic volcano (e.g. maar/diatreme)

A) View to the Guffey Butte (#3 on Figure 1) from south. In the central part of the butte the pyroclastic facies of the diatreme (D) crops out. Horizontal line represents the synvolcanic palaeosurface onto the tephra ring deposited (arrow). The black rectangular shows the location of figure “B”. K = east; Ny = west. B) Pyroclastic facies of the Guffey Butte (#3 on Figure 1) diatreme. Tuff breccia (Ctb) and matrix-rich tuff breccia are the dominant rock types here. Coarse grained breccia zones intrude radially (arrow) into the light colour tuff breccia. C) Relationship between diatreme (D) and tuff ring (Tr) at Guffey Butte (#3 on Figure 1). The tuff ring overlying prevolcanic lacustrine beds (L). The tuff ring is covered by lava (Lf). The black rectangular shows the location of figure “D”. K = east; Ny = west. D) Alternating phreatomagmatic base surge and fall out lapilli tuff and tuff beds from the tuff ring section of the Guffey Butte (#3 on Figure 1). The tuff ring succession is rich in ballistically transported volcanic bombs (Bs)

monogén vulkán belső szerkezete. A tanúhegy pereme horizontálisan települő közel 15 m vastagságú piroklasztit-rétegsort tár fel. Ezzel szemben a tanúhegy belsejében kaotikus helyzetben lapillitufából és tufabreccsából álló sorozat tanulmányozható. E piroklasztikus sorozatot szabálytalan telérek harántolják, melyek szegélyén gömbös peperit képez dm–m széles zónát. Ahol a lepusztulás a telért a prevulkáni tavi üledékeket harántoló helyzetben tárja fel, a kontaktzónában erős hidrotermális hatás nyomai ismerhetők fel, gyakran sülési nyomokkal. A tufabreccsákban települő telérekben folyamatos átmenetet mutatkozik a teléres és piroklasztikus kőzetek között. A tufabreccsákban gyakran néhány méter hosszan, deciméteres–méteres szélességű zónákban szemcsevázú sávokat lehet felismerni, melyek radiális helyzetbe rendeződtek (4. ábra, B). A csúcs peremén a piroklasztikus sorozat jellegzetesen osztályozatlan, rétegzett, dűne- és antidűne-szerkezeteket tartalmazó rétegzést mutat (4. ábra, C és D). Járulékos, vulkáni és üledékes kőzetekből álló lapillik gyakran becsapódási krátereket hoztak létre a rétegeken belül. Akkréciós lapilli a tufarétegekben gyakori. Szemcsevázú bazaltsalak néhány centiméteres rétegekben több tucat méterrel át jól követhető módon fedí be az idősebb rétegeket.

### Értékelés

A Guffey-tanúhegy minden tekintetben egy szárazföldi körülmények között keletkezett tufagyűrű, sekély maar maradványának tekinthető (WHITE 1991b). A körkörös helyzetben térképezhető jellegzetes tufagyűrű-rétegsorok az egykori, néhány száz méter átmérőjű kráterzónát övező tufagyűrű piroklasztit-rétegei. A piroklasztit-rétegsorok alapvetően alapi torlóár, freatomagmás hullott piroklasztit és szemcsékben dús piroklasztitár képződményeiből épülnek fel (WHITE 1991b). A rétegsor alapján a vulkánkitörés kb. 1 millió éve történhetett, mint azt a kürtő által átvágott lávatarakó kora rögzíti (WHITE, szóbeli közlés, 2006). A freatomagmás piroklasztikus sorozat azt mutatja, hogy jelentős térfogatú, sekély mélységből feltépett üledékes kőzettörmelék alkotja a piroklasztikus képződmények nagy hányadát. Ez azt jelenti, hogy a freatomagmás robbanások az egykori vízben gazdag tavi homok- és agyagüledéket áttörve, sekély mélységű tál alakú krátert/kürtőt hozhattak létre, amelynek a belsejében valószínűleg sekély maar-szerkezet is kialakult, a Pannon-medence számos mio–pliocén tufagyűrűjéhez hasonlóan (MARTIN, NÉMETH 2005). A krátertalp beszakadási mélysége kb. 50 méterre tehető a kráterperem piroklasztikus képződményeinek a kürtőkitöltéshez viszonyított helyzete alapján. A tanúhegy belsejében lévő, szabálytalan határvonalú telérekkel átjárt, tömeges vulkáni breccsa vulkáni kürtőkitöltésnek, diatrémának tekinthető (WHITE 1991b). A litikus és vulkáni blokkokból kialakult vertikális és szubhorizontális zsinórok a kürtőben lezajló fluidizációs folyamatokra utalhatnak és elfojtott piroklasztit-berobbanási zónaként értelmezhetőek (ROSS, WHITE 2005, 2006). A Guffey-tanúhegy összességében, a korábbi rekonstrukcióknak megfelelően valóban szárazföldi környezetben alakult ki, de fő tömege

inkább a színvulkáni felszín alatt felhalmozott kürtőkitöltés, mintsem a színvulkáni paleofelszínen kialakult vulkáni felépítmény.

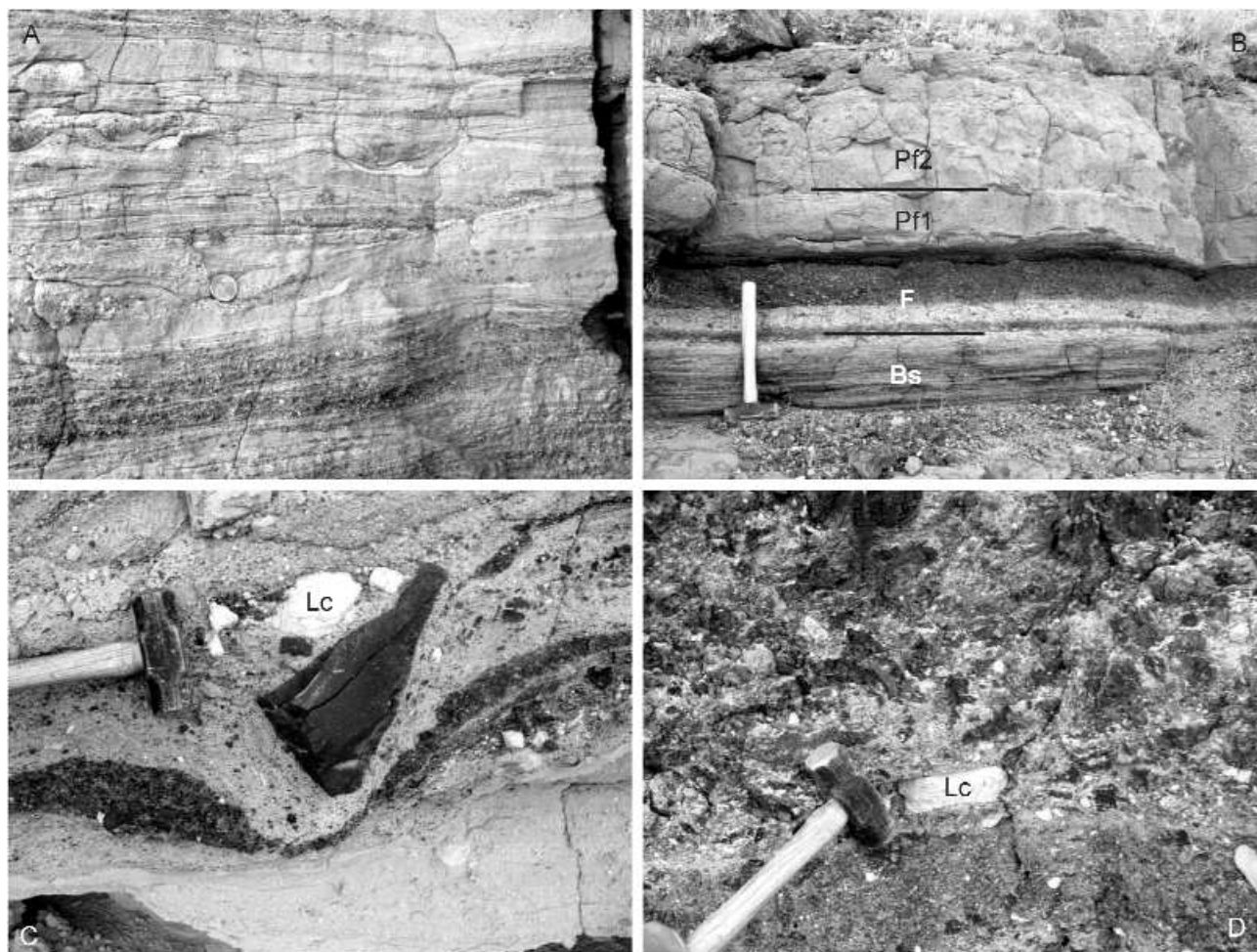
## A Con Shea-tanúhegy

### Leírás

A Con Shea-tanúhegy alig 3 km-re keletre található a Guffey-tanúhegytől (1. ábra). Több terepi észlelés is arra utal, hogy vulkáni képződményei önálló vulkáni központ-hoz kapcsolódnak, s a Guffey-tanúhegy kőzeteihez hasonló korúnak tekinthetők. E vulkáni központot is alapvetően víz alatti kitörés eredményének tekintették, s úgy vélték, hogy a kitörések a vulkáni működés utolsó fázisában vízből kiemelkedő tefrakúp kialakulásához, láva szökőkutak működéséhez vezettek (GODCHAUX et al. 1992). A piroklasztikus sorozat a csúcs nyugati oldalán tárul fel közel 20 méter magas feltárásban. A feltárás anyaga finomszemcsés lapillitufa és tufa anyagú sorozat, igen gyakori a kereszt-rétegzés és dűneszerkezet (5. ábra, A). A kereszt-rétegzett rétegeket gyakran akkréciós lapillirétegekkel fedik. Gyakoriak a kisebb vulkáni bombák, lapillik sekély becsapódási krátere is. Ezek a piroklasztit-rétegek gyakran szemcsékben dúsak. A feltárt piroklasztikus sorozat középső részén laposozóú kereszt-rétegzésben és akkréciós lapilliben gazdag, tipikus lapillitufa-sorozat tárul fel. A piroklasztikus sorozatot legalább három salakréteg tagolja. A középső salakrétegben nagymennyiségű iszapszerű mátrix fordul elő (5. ábra, B). Ezeket a rétegeket tömeges, néhány deciméter vastag, alapvetően szerkezetnélküli, lapillitufarétegek fedik (5. ábra, B). E rétegek felett vulkáni kőzet-szemcsékben gazdag homokrétegek települnek, amelyeket ismét lapillitufa fed. A lapillitufa kereszt-rétegzett, gyakoriak benne a szürke bazaltlapillik becsapódási krátere (5. ábra, C). A piroklasztikus sorozatot lávafröccs eredetű kőzetek fedik, amelyekre (5. ábra, D) lávatarakó települ. A fedő lávatarakók igen gazdagok feltépett homokzárványokban, melyek gyakran elnyújtott formájúak, erősen oxidáltak.

### Értékelés

A Con Shea-tanúhegy a víz alatti vulkáni kitörések során keletkezett tufakúpok egyik típuspéldájaként értelmezett tanúhegy (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). Azonban a feltárt piroklasztikus képződmények sokkal inkább szárazföldi környezetben bekövetkezett freatomagmás robbanásos vulkanizmus során keletkezett tufagyűrű- és ahhoz tartozó diatréma-szerkezet maradványaira jellemzőek. A feltárt, közel 20 méter vastag szelvény bázisán freatomagmás alapitorlóár-képződmények képeznek bonyolult, néhány méter vastag sorozatot. A jellegzetes, meredek szögű kereszt-rétegek, antidűne- és dűne-szerkezetek, eróziós csatornák, becsapódási kráterek és akkréciós lapillirétegek inkább alapi torlóárral való szállításra, mintsem víz alatti



5. ábra. A Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) piroklasztit-rétegei

A) Alapi torlóár eredetű lapillitufa- és tufarétegek a Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) vulkanitjainak bázisrétegeiből. B) A Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) középső piroklasztit szelvénye. Az alapi torlóár rétegeit (Bs) salak anyagú hullott piroklasztit rétegek (F) fedik, amelyekben a hamu és a salak rétegeit gyakran iszapkéreg borítja (világos rétegek). Az egységet több freatomagmás piroklasztit által ülepített lapillitufa-réteg fedi (Pf1, Pf2). C) Fekete, szögletes bazaltlapilli által okozott becsapódási kráter a Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) piroklasztit rétegeinek felső egységében. E rétegek sok feltépett, gyakran plasztikusan deformált tavi üledék-foszlányt (Lc) tartalmaznak. D) A Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) záró piroklasztit egysége, amely alapvetően lávafröccs lapilliből áll és sok tavi eredetű üledékfoszlányokat (Lc) tartalmaz

Figure 5. Pyroclastic succession of the Con Shea Butte (#4 on Figure 1)

A) Base surge origin lapilli tuff and tuff dominated beds from the Con Shea Butte (#4 on Figure 1) basal pyroclastic units. B) Middle section of the Con Shea Butte (#4 on Figure 1) pyroclastic succession. Base surge beds (Bs) overlain by scoriaceous fall units (F) commonly with mud coated scoria lapilli and ash (light coloured layer). The unit is covered by multiple phreatomagmatic pyroclastic flow units (Pf1, Pf2). C) Impact sag caused by black basalt lapilli in the upper pyroclastic succession of the Con Shea Butte (#4 on Figure 1). These beds are rich in plastically deformed lacustrine mudstones and siltstones (Lc). D) The uppermost lava spatter dominated pyroclastic unit of the Con Shea Butte (#4 on Figure 1). This unit is rich in mud and siltstones (Lc)

piroklasztit-sűrűségárok által történt szállításra utalnak (WHITE 1991b).

A freatomagmás sorozatot lefedő salakrétegek jellegzetes agyag-bekérgézt tartalmaznak. Ezek olyan Stromboli-típusú kitörésekre utalnak, melyek iszappal kitöltött kürtőn keresztül történtek (WHITE 1996, WHITE, HOUGHTON 2000). A felső freatomagmás piroklasztikus sorozat legalább két vastag (dm vastagságú) piroklasztit-egységet is tartalmaz, melyek szerkezet nélküli, tömeges szövete és mátrixvázú, amúgy változatos lapillit tartalmazó rétegei, piroklasztikus árákra jellemző szállításra utalnak (WILSON, HOUGHTON 2000). A freatomagmás piroklasztit-rétegsort néhány dm vastag homokréteg fedi,

amit egy feltépett homok- és agyagzárványokban gazdag, max. 2 m vastagságú alapitorlóár- és freatomagmás hullott piroklasztit-rétegsor követ. A közbetelepült homokréteg arra utal, hogy a kitörésben rövid szünet állhatott be, amelynek hossza azonban ismeretlen. Akár néhány órás szünet is produkálhat hasonló rétegsort, különösen akkor, amikor a vulkánkitörés során jelentős mennyiségű gőz fejlődik, amely kondenzáció után kisebb tavacszkákat formálhat a folyamatosan épülő vulkáni felépítmény oldalán és a körül (BULL, CAS 2000). Az egyes freatomagmás robbanási ciklusok időnként jelentősebb térfogatú homokot, agyagot robbanhatnak ki, amely e kisebb tavacszkában gyorsan felhalmozódhat. A Con Shea-tanúhegy piro-

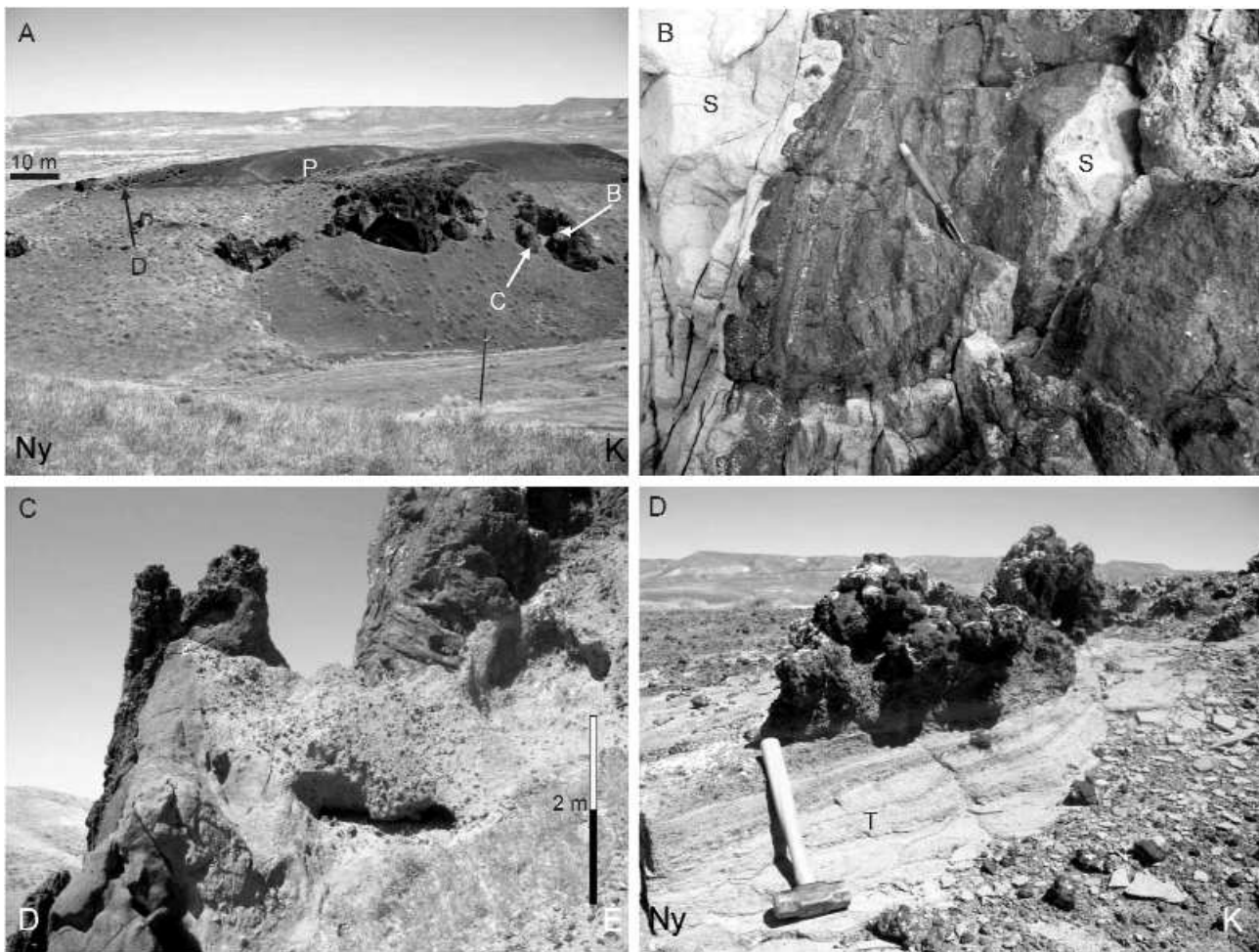


klasztikus sorozatának záró tagja igen gazdag feltépet sziliciklasztikus szemcsékben. A tanúhegyet záró, lávafröccs és salak anyagú rétegek plasztikusan deformált agyagzárványainak jelenléte és a szemcséközi teret kitöltő homok arra utal, hogy lávaszökőkutak működtek az egykori vulkán iszappal kitöltött vulkáni kráterében (HOUGHTON, SMITH 1993, HOUGHTON et al. 1999).

A teljes vulkáni sorozatban sok a alapitorlóár-képződés és az akkréciós lapilliréteg, melyek szabálytalan rétegtani elrendezésben a rétegsor teljes szelvényében követhetők. Mindez arra utal, hogy a rétegsor teljes egésze igen állandó környezetben, szárazföldi körülmények között rakódott le. A fennmaradt piroklasztikus sorozatról

nem dönthető el teljes bizonyossággal, hogy az egykori kráter körüli tefragyűrű vagy a krátert kitöltő rétegsor részét képezi. A geomorfológiai helyzet azonban arra utal, hogy valószínűleg a sorozat a kráter belső kitöltésének maradványa, így a rétegsorból kiolvasható öskörnyezeti jellegek inkább a freatomagmás vulkán által létrehozott helyi, a kráteren belüli környezetre jellemzőek, mint a színvulkáni környezetre.

Ettől függetlenül, a kráteren belüli környezet sem lehetett túlságosan gazdag vízben (pl. nem lehetett jelentős a vízzel borítottság), és valószínűleg a vulkán is inkább szárazföldi körülmények között keletkezett, mintsem víz alatti környezetben.



6. ábra. A 71 Gulch-vulkánt (1. ábrán 7) korábban az egyik legmélyebb vízi környezetben keletkezett vulkánként értelmezték

A) A 71 Gulch-vulkán (1. ábrán 7) látképe északról. A tanúhegy tetejét párnalávatetek (P) fedik. A B, C, és D jelű nyilak a 6. ábra „B”, „C” és „D” képeinek helyzetét jelölik. B) Peperit a 71 Gulch-vulkán (1. ábrán 7) gyökérszónájában. A magma a prevulkáni tavi üledéksorozatba (S) nyomult. C) Meredeken dőlő sötét lapillitufarétegek és durvaszemcsés, szögletes bazaltdarabokból álló peperit zóna a 71 Gulch-vulkán (1. ábrán 7) egyik kitörési csatornáját alkotó telérszóna mentén. D) Főként alapi torlóár és freatomagmás hullot piroklasztból (T) álló piroklasztitrétegek a 71 Gulch-vulkán (1. ábrán 7) tufagyűrűjéből. A piroklasztitösszletet orsóbomba és párnalávafozlányok fedik

**Figure 6.** The 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1) has been interpreted as one of the volcano erupted in the deepest sub-aqueous environment in the region

A) Overview from the north to the 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1). The top of the butte is covered by pillow lavas (P). The B, C and D arrows refer to the view of the figure 6 “B”, “C” and “D” pictures. Ny = west; K = east. B) Globular peperite along a dyke margin of the root zone of the 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1). The magma intruded into the prevolcanic lacustrine sediments (S). C) Steeply dipping dark lapilli tuffs and coarse-grained, angular basalt block rich peperitic zone along one of the feeder dykes of the 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1). D = south, É = north. D) Base surge and phreatomagmatic fall-out deposit dominated pyroclastic succession (T) from the tuff ring of the 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1). The pyroclastic succession is overlain by spindle bombs, and pillow lava fragments. Ny = west; K = east

## A 71 Gulch-vulkán

### Leírás

A 71 Gulch-vulkán egy alig 200 méter átmérőjű elnyújtott tanúhegy (1. és 6. ábra, A), amely egy időszakos vízfolyás völgye közepén képez egy közel 50 méter magas dombot. A tanúhegy középső részén salak és párnaláva fedi a piroklasztikus képződmények zömét (6. ábra). A tanúhegy feltárt alsó részén vertikális és horizontális helyzetű, igen szabálytalan alakú, fekete lávatestek tárulnak fel. A lávatestek a bezáró homokrétegekkel szabálytalan kontaktus mentén érintkeznek (6. ábra, B). A kontaktus gömbös, kerekded, a lávatestek pereme erősen üveges. A kontaktusokban szögletes és kerekded szemcsék egyaránt előfordulnak, méretük igen változatos (mm–dm). A tanúhegy alsó részén, erősen a csúcs felé dőlő piroklasztitritegekbe benyomult intruzív testek is láthatók (6. ábra, C), ezek peremén ugyancsak kontaktus ismerhető fel. A tanúhegy felső részén méteres elnyúlt és kerekded alakú párnalávatestek vékony hialoklasztit mátrixban úsznak. E párnalávatestek folyamatosan csatlakoznak egy jellemzőbb koherens szerkezetű lávatesthez. A tanúhegy peremi és felső részén párhuzamosan jól rétegzett lapillitufás tufarétegek tárulnak fel legalább 4 méter vastagságban (6. ábra, D). E piroklasztitritegek a csúcs felől dőlnek 15°-os szögben. A piroklasztitritegekben gyakori a laposközögű keresztrezés és a szögletes, vulkáni, illetve litikus lapilliszemcse.

### Értékelés

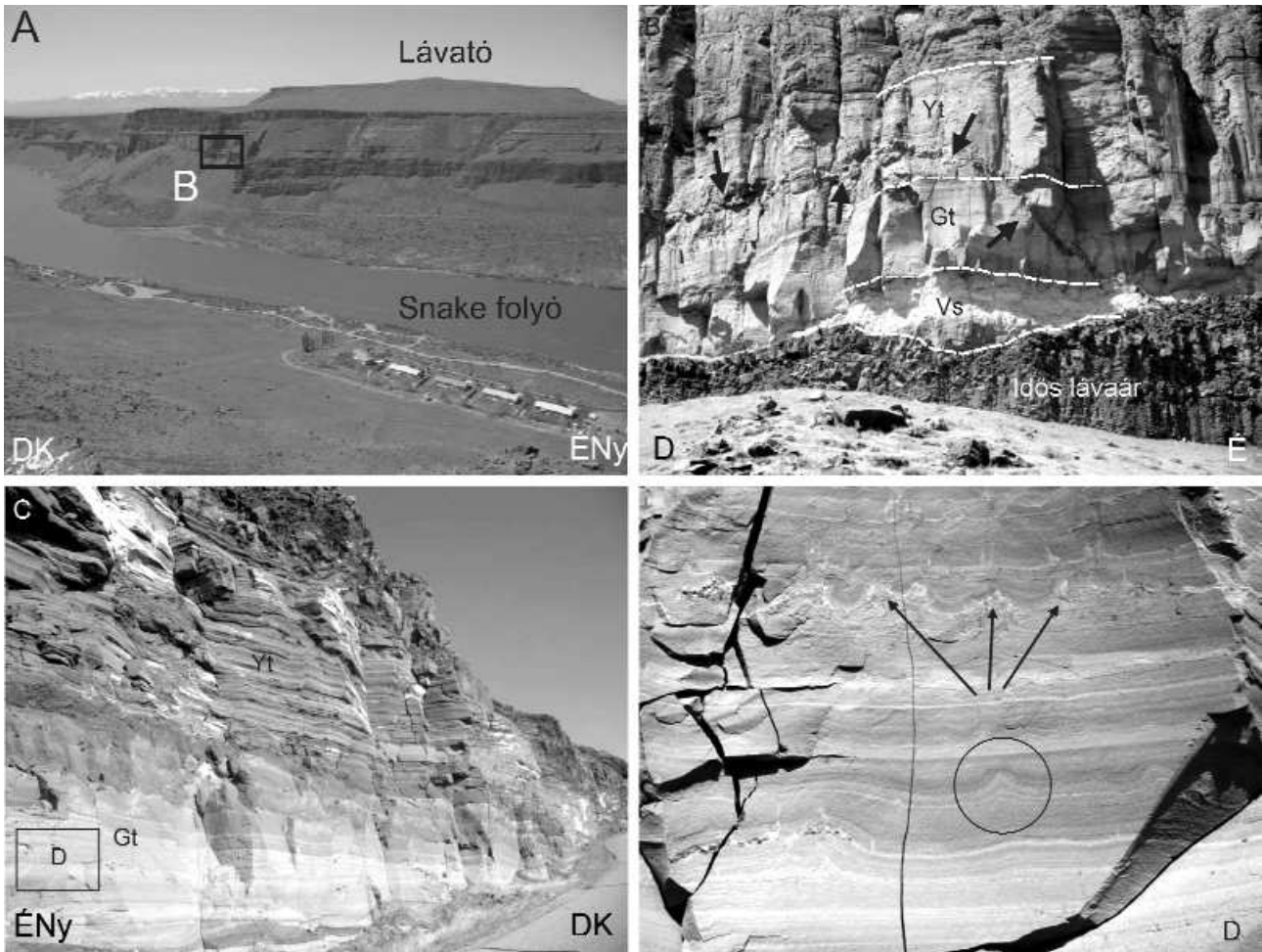
Korábban a 71 Gulch-vulkánt ugyancsak az egyik legmélyebb vízi vulkáni kitörés mintapéldájaként írták le (GODCHAUX et al. 1992). A feltárt piroklasztit- rétegsor azonban ezt a megállapítást nem támasztja alá (NÉMETH, WHITE 2006). A vertikális és horizontális lávaszerű vulkanittek intruzív kontaktusban vannak a bezáró prevulkáni tavi homokrétegekkel (NÉMETH, WHITE 2006). A változó vastagságú kontaktusokban felismerhető gömbös peperit (BUSBY-SPERA, WHITE 1987, WHITE et al. 2000) azt igazolja, hogy az intruziók nedves homokba nyomultak. A peperites zónák mellett meredeken dőlő, de csak gyengén rétegzett szürke, üveges lapillitufa arra utal, hogy a piroklasztikus és peperites képződmények egy laza, instabil kürtőfallal határolt vulkáni kürtőkitöltés részei. A vertikális közettestek — telérek — és az azokhoz kapcsolódó peperitzónák felfelé párnalávarétegekbe mennek át, melyeket egy jól rétegzett, juvenilis szemcsékben gazdag lapillitufa-rétegsor foglal félkör alakzatba a tanúhegy keleti oldalán. A lapillitufarétegek enyhe keresztrezettségű, rossz osztályozottsága és az akkréciós lapillik jelenléte alapi torlóár és freatomagmás piroklasztit eredetűek lehetnek, képződésük alapvetően szárazföldi vagy igen sekély vízmélységű környezetben mehetett végbe. A lapillitufarétegeket szabálytalan alakú orsóbombák és lávafoszlanások fedik, arra utalva, hogy a freatomagmás erupciós ciklus zárásaként enyhe Stromboli-típusú kitörések, lávaszökőkü-

tak működhetnek, más freatomagmás vulkáni területeken leírt példákhoz (HOUGHTON, SCHMINCKE 1989, WHITE 1991b) hasonlóan. Mivel a párnalávák e lapillitufasáncban belül, a tufákkal közel azonos rétegtani magasságban helyezkednek el, logikus következtetés, hogy a párnalávák egy kráteren belüli környezetben alakulhattak ki, pl. egy krátertóban, amelyet tefrasánc zárhatott körbe (NÉMETH, WHITE 2006). Összességében elmondható, annak ellenére, hogy számtalan szöveti jelleg a 71 Gulch-vulkán erősen nedves környezetű kialakulását jelzi, azok egyrészt a prevulkáni tavi üledékek nagy víztartalmát, illetve a vulkanizmus során kialakult krátertóban lezajló és nem a színvulkáni környezet mélyvizű tavában lezajlott eseményeket dokumentálják (NÉMETH, WHITE 2006).

## A Sinker-tanúhegy és a Snake-kanyon szelvényei

### Leírás

A Sinker-tanúhegy (1. és 7. ábra, A) az egyik legnagyobb térfogatú vulkáni tanúhegy a Snake-síksági vulkánvidéken (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). A tanúhegyet a Snake folyó vája ketté enyhén aszimmetrikus módon, követve a tanúhegy rétegtanilag magasabb helyzetű, erősen összeült piroklasztitritegekből álló, megszilárdult lávató anyagával kitöltött középső 1 km átmérőjű részét (1. ábra). A folyó bevágódásának eredményeként a kanyon Sinker-tanúhegy felé eső részén a proximális (7. ábra, B), míg a folyó túloldalán található útbévágásban a disztális piroklasztitritegek tanulmányozhatók (7. ábra, C). A kanyonvölgy kb. 300 m széles, ezáltal alkalmas fontos fáciesváltozások kövételére. A Sinker-tanúhegyet nagyméretű, víz alatt keletkezett piroklasztitlencsére települt tufakúpként rekonstruálták korábban, az egykori vulkán kráterében jelentős méretű lávató képződményeit feltételezve (GODCHAUX et al. 1992). Annak ellenére, hogy több leírásban is karakterisztikus szöveti változást dokumentálnak a feltárt közel 100 méter vastag piroklasztikus sorozatban, s az egykori vízszintet is jelezték, a piroklasztikus sorozat felépítése sokkal bonyolultabb. Úgy tűnik, hogy a proximális és disztális sorozatok egymással rétegről rétegre korrelálhatók (7. ábra, B és C), és nagy vonalokban azonosítható szöveti képi képződmények térképezhetők néhány km-en keresztül. Az idősebb lávatestekre települő Sinker-tanúhegy piroklasztikus sorozata egy vulkáni eredetű klasztkban gazdag homokkal kezdődik, amelyre szürke, jól rétegzett, eróziós csatornákkal szabdaltszerű finomszemcsés piroklasztikus sorozat települ (7. ábra, B). A homokrétegek medencekitöltésként foghatók fel, zárórétegeik vízszintesek. A szürke bazális piroklasztikus sorozat proximális helyzetben 15-20 méter vastag, míg kb. 300 méterrel távolabb, disztális helyzetben már csak 5 méter vastag (7. ábra, B és C). E rétegekben gyakoriak a vízkiszökéses szerkezetek (7. ábra, D). A szürke piroklasztitritegekre sárga, vastagon rétegzett és durvább szemcsés, erősen palagonitosodott piroklasztikus sorozat



**7. ábra.** A Snake-síksági vulkánvidék egyik legnagyobb térfogatú tanúhegye a Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) szerkezete és piroklasztit rétegei  
 A) A Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) látkepe északkeletről. A kanyon fala tárja fel a teljes piroklasztit-sorozatát, amelyet megszilárdult lávató fed. A téglalap a 7. ábra B-vel jelölt helyét mutatja. B) A Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) proximális piroklasztit sorozatának bázisa. A piroklasztit rétegek idősebb lávatestekre települnek. A bázisréteget finomszemcsés, világos színű vulkanoklasztit-homok (Vs) alkotja. E rétegekre települ egy szürke, gyakorta plasztikus deformációs szöveti képet mutató szürke tufasorozat (Gt), amit jellegzetes vulkáni üvegben gazdag sárga tufa- és lapillitufa-rétegsor (Yt) fed. A vulkanoklasztit sorozatot szabálytalan határvonalú telér (nyilak) szeli át. C) A Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) disztális vulkáni sorozata, amely jól korrelálható a proximális sorozatokkal. A kőzetegységek betűjelei a „B” képen található betűjelekkel azonosak. A téglalap a D jellel a 7. ábra D-vel jelölt részét emeli ki. D) Plasztikus deformációra (nyilak) és vízkilépésre (kör) utaló szöveti jelleg a Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) „szürke tufa” egységéből. A képen látható terület 2 m széles

**Figure 7.** Volcanic architecture and the pyroclastic successions of the Sinker Butte (#5 on Figure 1) which is one of the largest butte of the Snake River Plain Volcanic Field

A) Overview of the Sinker Butte (#5 on Figure 1) from NE. The canyon wall exposes the entire pyroclastic succession of the butte, which is covered by a solidified lava lake (Lávató). The rectangular with the B sign refers to the location of the view of the 7 figure B. DK = south-east; éNy = north-west. B) Base of the pyroclastic succession of the Sinker Butte (#5 on Figure 1) proximal volcanic units. The pyroclastic succession developed over old lava flow (Idős lávaár) units. The lava flow unit is covered immediately by a whitish volcaniclastic succession (Vs). These beds overlain by a grey tuff and lapilli tuff unit (Gt) that is rich in soft deformational features (Gt). The upper section is composed of yellow tuff and lapilli tuff (Yt) rich in volcanic glass shards. The entire volcaniclastic succession is cross cut by a dyke (arrows) with irregular and chilled margin. D = south; É = north. C) Distal volcanic succession of the Sinker Butte (#5 on Figure 1), correlate well with the proximal successions. Letters represents the same rock units referred on “B”. The rectangular with the D letter refers to the view of the 7 figure D. DK = south-east; ÉNy = north-west. D) Soft sediment deformation features (arrows and circle) in the “grey tuff” units of the Sinker Butte (#5 on Figure 1) distal volcanic facies. The view is 2 m across

települ több tucat méter vastagságban proximális és néhány méteres vastagságban disztális helyzetben (7. ábra, B és C).

### Értékelés

A Sinker-tanúhegy az egyik legnagyobb térfogatú vulkáni szerkezet a Snake-síksági vulkánvidéken (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). A tanúhegyet a Snake folyó közel 200 méteres kanyonnal szeli át. A folyó völgy enyhe kanyart vesz a tanúhegy középső, valószínűleg lepusztulásnak el-

lenállóbb része körül, s 200-300 méteres zónában választja el a proximális és disztális vulkáni sorozatot. E helyzet kitűnő feltételeket teremt a vulkán működésének rekonstrukciójához, a piroklasztikus képződmények keletkezésének értelmezéséhez. GODCHAUX, BONNICHSEN (2002) szerint a Sinker-tanúhegy azon vulkáni képződmények közé sorolható, amelyek működésében a kezdeti víz alatti robbanásos kitörések egy víz alatti piroklasztitlencsét hoztak létre az egykori Idaho-tó fenekén, majd annak felszíne fokozatosan emelkedett az egykori víztükör fölé, közel 3 km átmérőjű

tufakúpot hozva létre. A tufakúp belsejében salakból és lávafröccsből álló kúp épült fel, ez szolgáltatta az egykori tufakúp kráterét kötőtő lavát (BRAND 2004, BRAND, WHITE 2006). A megszilárdult láva takaróként alkotja a Sinker-tanúhegy mai legmagasabb platóját. Az eddigi értelmezések szerint a Sinker-tanúhegy piroklasztikus sorozatának alsó, közel 50 méter vastag részét egy masszív, vulkáni üvegben gazdag, rosszul, de vastagon rétegzett piroklasztikus sorozat alkotja, amelyet alapvetően víz alatti vulkáni törmelékárak, zagyárok és piroklasztit-sűrűségárok hoztak létre (GODCHAUX et al. 1992). A bázisrétegek víz alatti keletkezését a Sinker-tanúhegy vulkáni sorozatától kb. 3 km-re a Snake folyó völgyében feltárt párnaláva, lávadelta és párnalávbrecsca anyagú sorozatok jelenlétével is igazolni vélték (GODCHAUX et al. 1992). Azonban ezek a párnalávák közelebbről megvizsgálva elég lokális képződményként értelmezhetők, és kb. 50 méteres vízmélységben keletkezettek. A Sinker-tanúhegy közel 3 km-es távolsága ezen párnalávazonáktól, az általános lejtőszög és a morfológiai anomáliák azt mutatják, hogy a Sinker-tanúhegy bázishelyzetű piroklasztit-rétegei az egykori vízfelszín közelében rakódhattak le, amennyiben a párnalávazonák és a Sinker-tanúhegy korát azonosnak tekintjük. Azonban a szöveti, rétegtani és morfológiai megfigyelések arra utalnak, hogy a párnalávazonák, amelyek víz alatti keletkezésre utalnak, rétegtanilag mélyebb helyzetben vannak, így azok idősebbek a Sinker-tanúhegy vulkáni sorozatánál (BRAND, WHITE 2006). Hasonló rétegtani helyzet figyelhető meg a Sinker tanúhegy déli kanyonfalában, ahol a víz alatti keletkezéssel értelmezett, bázis helyzetű vulkanoklasztikus sorozat eróziós kontaktusban települ egy igen szabálytalan morfológiájú idősebb, párnalávákából álló vulkáni testre. A bázison lévő vulkanoklasztikus sorozat homokszemcsékben gazdag, rosszul rétegzett, és a rétegek alapvetően tömegesek. A szürke homokszerű képződmény áthalmozott vulkanoklasztitként értelmezhető, bár a keletkezési környezet — jellegzetesen mélyvízi vagy szárazföldi üledék-képződési környezetre utaló jelek hiányában — nehezen adható meg. E szürke, szürkésfehér vulkanoklasztikus sorozatra települ egy szürke alapvetően finomszemcsés, jól rétegzett vulkanoklasztit-egység. E szürke rétegek gyakran tartalmaznak vízkilépéses szerkezeteket, iszapvulkáni harántszelvényeket, amelyek alapján feltételezhető, hogy a képződményeket leülepedésük után víz itatta át. A víz folyamatosan távozott el a rendszerből az üledék lerakódását követően.

E rétegek igen hasonlóak azokhoz melyek a pulai maaban ülepedtek le a Pannon-medence mio-pliocén freatomagmás vulkáni területén (NÉMETH et al. 2002), nem tartalmaznak akkréciós lapillit vagy jelentősebb mennyiségű vulkáni lapillit, és a jelenlévő eróziós csatornák, éles, de laposozógú keresztvártégek, valamint eróziós lenyesési felszínnek arra utalnak, hogy ez a sorozat is valószínűleg vízben gazdag környezetben rakódhatott le. A jó rétegzés azt jelzi, hogy a képződmények felhalmozódási környezete nyugodt lehetett, annak ellenére, hogy a keresztvártégek indikálnak bizonyos preferált irány nélküli vízmozgást.

Összességében elmondható, hogy a Sinker tanúhegy alig 10 méter öszvastagságú bázisrétegei víz alatti környezetben keletkezettek, s az egykori vízmélység hasonló léptékekben rögzíthető. Ez a mélység nem túlzottan befolyásolja a vulkáni kitérősek jellegét, hiszen a magma-víz kölcsönhatásra keletkező freatomagmás robbanások ilyen vízmélységet szinte azonnal áttörnének, és a kitérési felhő mindenképpen a vízfelszín felett, szárazföldi körülmények között fejlődne tovább a robbanást követő másodpercekben (WHITE, HOUGHTON 2000). E két bázisréteg a Sinker-tanúhegy körül jól korrelálható több száz méteren át és mind a proximális, mind a disztális területen azonosítható, vastagsága az összességében alig 10 méteres maximális vastagságtól a néhány méteresig változik. A vastagság változása valószínűleg az enyhe topográfiai egyenetlenségnek köszönhető. A Sinker-tanúhegy bázisrétegeire e fölött több tucat méter vastag alapvetően sárgás, lapillitufa és tufa anyagú sorozat települ, ami a teljes rétegsornak a szöveti, rétegzési és összetételbeli tulajdonságokat összevetve elég monoton jeletet kölcsönöz. A durvább szemcsés, és masszívabb szürkés lapillitufa-rétegek lapilli méretű vulkáni orsóbombákkal és feltépett taviüledék-foszványokkal egyrészt az egykori vulkáni kürtőfal beomlását jeleztetik, vagy felújult freatomagmás kitérősek kiváltotta kürtőfelnyílásra, esetleg egyszerűen kitérés közbeni eróziós folyamatokra utalhatnak. A rétegsor a szöveti változékonyság mellett is akkréciós lapilliben gazdag, változatos palagonitosodást szenvedett, a rétegzést tekintve alapvetően alapi torlóár szállította piroklasztmozgást igazol. E szöveti elemek egyértelműen azt jelzik, hogy a vulkáni felépítmény alapvetően szárazföldi körülmények között, de vízben gazdag környezetben épült fel. A bázisrétegek két dolgot is jeleznek:

1. A Sinker-tanúhegy helyén sekély mélységű tavak (néhány méteres vízmélység) lehetnek a vulkán felépülése kezdetén, amelyek valószínűleg fluviális rendszerekkel is kapcsolatban állhattak (a vízmozgást dokumentáló keresztvártégek stb.).

2. A Sinker-tanúhegy bázisrétegei nem feltétlenül igazolják a Sinker-tanúhegy erupciós történetét, sokkal inkább az egykori őskörnyezetre jellemző üledékes medence történetét őrzik.

Az utóbbi megállapítás különösen fontos a Snake-síksági vulkánvidék őskörnyezeti és erupciós történetének rekonstruálása szempontjából, és regionális korreláció szükségességét indokolja, ami a Sinker-tanúhegy szelvényének tükrében nem lehetetlen feladat.

### **Diszkusszió: mennyire használhatóak őskörnyezeti rekonstrukcióra a freatomagmás vulkáni képződmények?**

A freatomagmás vulkáni szerkezetek azonosítása őskörnyezeti rekonstrukciót tesz lehetővé olyan területeken, ahol lávaárak, pajzsvulkánok vagy salak és lávafröccs anyagú kúpok alkotják a vulkáni terület jelentős részét, mint pl. a Llancanelo vulkáni terület Argentínában (Risso et al.

2006), a Pinacate vulkáni terület Mexikóban (GUTMANN 2002) vagy a Lamongan vulkáni terület Jáván, Indonéziában (CARN 2000). Azokon a területeken, ahol freatomagmás vulkánok alkotják a vulkáni felépítmények túlnyomó többségét, a vulkánok szerkezete, helyzete és mérete, valamint a piroklasztikus képződmények szövete a színvulkáni hidrológiai viszonyokra jellemző információkat hordoznak, az állóvizek helyzetére, tulajdonságára vagy a felszíni vizek eloszlására nézve. Erősen lepusztult vulkáni területeken a freatomagmás vulkánok maradványai gyakran diatrémák, amelyek főként az egykori kürtökitöltés bonyolult piroklasztikus képződményeiből álló tanúhegyek. E képződmények az esetek nagy részében azonban elsősorban csak arról adnak információt, hogy a területen jelentős, freatomagmatizmust létrehozni képes állóvizek lehettek a vulkanizmus idején. Freatomagmás vulkánok eróziós maradványai így csak korlátozott mértékben használhatók öskörnyezeti rekonstrukcióra, különösen azért, mert egy-egy freatomagmás vulkán kürtő, illetve kráter gyakran új, színvulkáni üledékes medencének ad helyet, amely az üledékképződési környezetétől független, helyi üledékképződési környezetet alkothat (pl. kráterekben, ahol akár több mélyebb vízű tó is kialakulhat, mint a kráteren kívüli üledékes környezetben, NÉMETH et al. 2006). Az előzetes terepi megfigyelések alapján megállapítható, hogy a korábban legmélyebb víz alatti kitörésnek minősített Con Shea-tanúhegy vagy a 71 Gulch-vulkán valójában egy-egy lokális üledékes környezet állapotára jellemző jegeket mutat, nem pedig a vulkanizmus általános üledékes környezetére utaló állapotokat rögzít. A téves paleomorfológiai rekonstrukciót a vulkáni képződmények vulkanológiai–geomorfológiai helyzetének nem kellő mértékű tisztázása magyarázza.

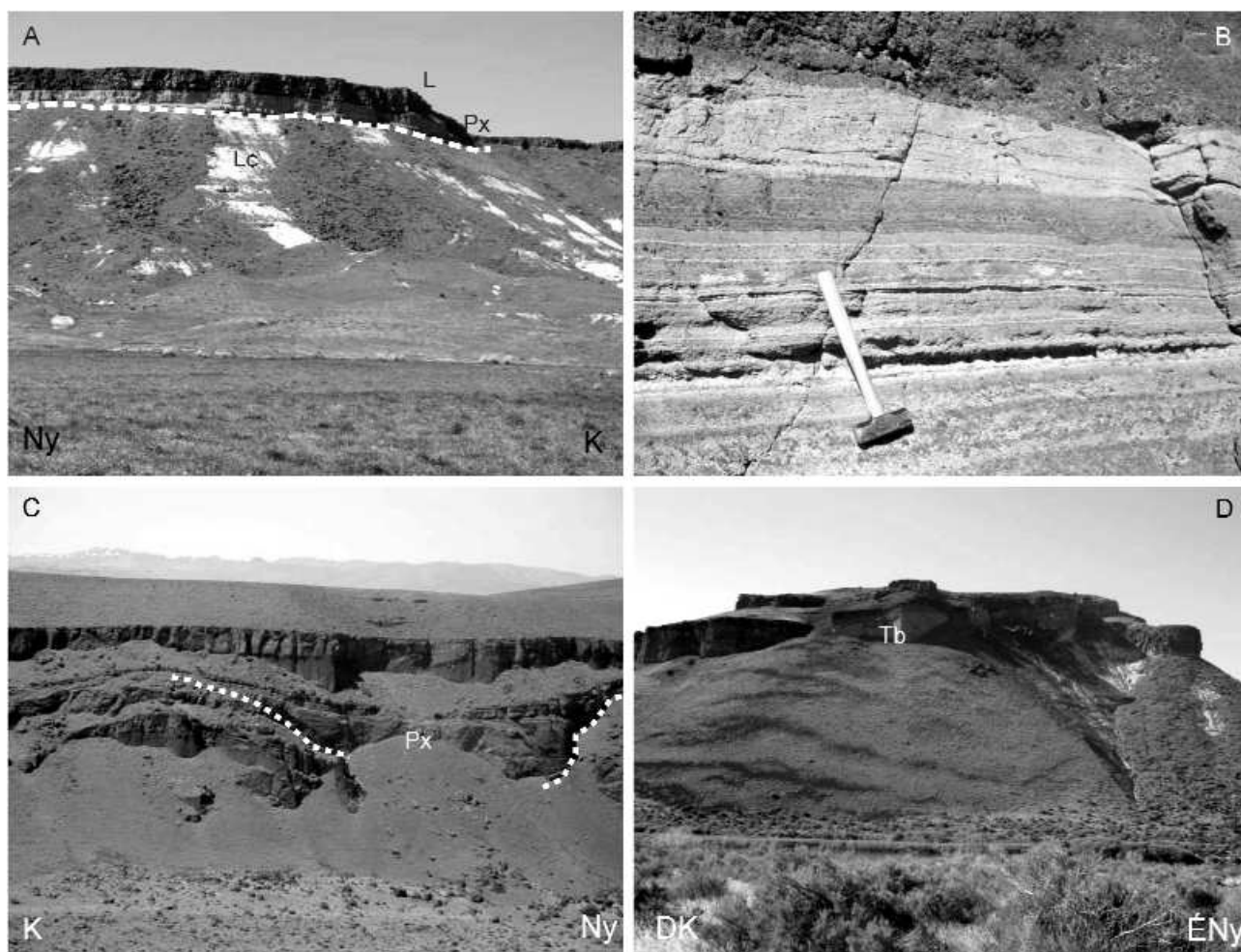
Hasonló probléma vetődik fel a Pannon-medence mio–pliocén vulkánjainak rekonstrukciója esetében is, különösen azokon a területeken, ahol a freatomagmás vulkáni képződmények alapvetően olyan helyeken jöttek létre, ahol a freatomagmatizmushoz a víz fő forrása a legfelső, sziliciklasztikus sorozat volt, mint pl. a Ság-hegy, a Kis-Somlyó vagy a Hajagos-hegy esetében (MARTIN, NÉMETH 2004). Az idahói tapasztalatok, csakúgy, mint a Pannon-medencében folytatott vizsgálatok eredményei egyaránt kiemelik annak fontosságát, hogy mielőtt messzemenő öskörnyezeti következtetéseket vonnánk le egy freatomagmás vulkáni terület vulkáni képződményei alapján, elengedhetetlen a piroklasztikus sorozatok — vulkánon belüli vagy a medence üledékére települő, a vulkán kráterperemi sorozatába eső — helyzetének tisztázása. Lényeges, hogy egy-egy, freatomagmás vulkánokat is létrehozó vulkáni területen a színvulkáni üledékgyűjtő a vulkánok körüli területen e vulkánokból (és más objektumokból, pl. salakkúpokból) származó lepusztulási termékek felhalmozódási helyéül is szolgálhat (PALMER, SHAWKEY 1997, WHITE 1989, WHITE 1990, WHITE 1991a). Jelentős méretű freatomagmás vulkánok piroklasztit-sűrűségárak által dominált rétegsorai a kráterperemektől akár 3-5 km távolságig is követhetők néhány méteres vastagságban (WHITE 1991a). Amennyiben több vulkán működött közel azonos időben, ezen disztális rétegsorok akár több

méter vastag, de különböző forrású piroklasztitrétegek felhalmozódását is jelezhetik, mint ahogy az a Hopi-tanúhegyek vulkáni területe (Arizona) esetében többszörösen is igazolható volt (WHITE 1991a). Abban az esetben, ha a színvulkáni üledékes környezetben sekély tavak, folyórendszerek is voltak, a vulkánok lepusztulási termékei különböző vulkanoklasztikus sorozatok formájában is megmaradhattak, mely rétegsorok gyakran vulkáni törmelékárak, iszapárak vagy normál szuszpenzióból lerakódott vulkanoklasztitok anyagából állhattak. Ilyen rétegsorokat vághatnak át, vagy azokra települhetnek, mint elsődleges piroklasztitrétegek az újabb freatomagmás (és magmás robbanásos vagy effuzív) képződmények. Ez utóbbi kép valószínűsíthető a Sinker-tanúhegy esetében, de ez az üledékképződési környezet tételezhető fel az egész Snake-síksági vulkánvidék esetében is, amit alátámasztani látszik számos, több tíz kilométeren át követhető vulkanoklasztikus sorozat azonosítása a Snake-kanyon falában (8. ábra, A–D). Ezek a disztális sorozatok így a vulkanizmusall egyidős, a vulkanizmus által erősen befolyásolt üledékképződési környezetnek tekinthetők, s így az azokban felhalmozódó vulkanoklasztikus üledékek jellege a színvulkáni üledékképződési környezet tulajdonságait és nem egy-egy közeli vulkán képződési folyamatait rögzítik. E problémát általában nem, vagy nem eléggé súlyozottan veszik figyelembe a vulkáni rekonstrukciós munkák.

A Pannon-medence mio–pliocén bazaltvulkanizmusának tanulmányozásában is féhér foltnak tekinthető ez a kérdés, amelynek megválaszolása számos rétegtani probléma megoldását is lehetővé teheti a jövőben. Különösen olyan területeken, ahol több kitörési központ alkot fészkeszerű freatomagmás vulkáni csoportot, ahol a piroklasztikus sorozatok pontos rekonstruálása, az elsődleges és áthalmozott kráteren belüli és kráteren kívüli sorozatok elkülönítése szempontjából különösen fontos. A Pannon-medencében ilyen terület például a Fekete-hegy vulkáni összelete (AUER et al. 2007). A Snake-síksági vulkánvidék különösen jó példa e probléma bemutatására és a lehetséges öskörnyezeti rekonstrukciókból adódó különbözőségek feltárására.

## Konklúzió

Előzetes terepi megfigyelések alapján elmondható, hogy a Snake-síksági vulkánvidéken lévő freatomagmás vulkánok keletkezési környezetének értelmezése számos ellentmondást rejt, így további részletes vizsgálatok szükségesek. A vulkanizmus és az egykori Idaho-tó kapcsolata alig tisztázódott. Ehhez elsősorban új és áttekinthető kormeghatározások szükségesek, amihez részletes vulkanoszedimentológiai vizsgálatok kell hogy társuljanak. A szedimentológiai vizsgálatok viszonylag egyszerű módszerekkel azonosíthatják egy-egy vulkáni tanúhegy egykori környezeti helyzetét és a kitörési mechanizmus változásait egy adott időtartományon belül. Elmondható, hogy a legmélyebb vízi kitörésnek tartott 71 Gulch-vulkán maradványa



**8. ábra.** A Snake folyó völgyében több kilométeren át vastag piroklasztit rétegek nyomozhatók (1. ábrán 6.-tól nyugatra)

A) Nagy területeken nyomozható vulkanoklasztit sorozatok a Snake folyó kanyonjának falában (1. ábrán 6.-tól nyugatra). A vulkanoklasztit rétegek (Px) közvetlenül tavi üledékekre (Lc) települnek. A sorozatot lávpad (L) fedi. E rétegek több kilométeren át követhetők, és nem mutatnak jelentős fáciesváltozást. B) Közelkép egy leszakadt blokkról, amely a nagy kiterjedésű vulkanoklasztit-sorozat egy részét tartalmazza (1. ábrán 6.-tól nyugatra). A képződmény egy komplex sorozat, amely alapi torlóár-, hullott piroklaszt- és áthalmazott piroklasztirétegekből áll, ezek eredete ismeretlen. C) Hirtelen kivastagodó piroklasztitegység (Px) a Snake folyó kanyonjának falában a Sinker-tanúhegytől 2 km-re (1. ábrán 5.-től keletre). D) Lehetséges kitérési központ maradványa a Snake folyó kanyonjának falában feltárva, közel 10 km-re a Sinker-tanúhegytől (1. ábrán 6). A tanúhegy közepét tufabreccsák (Tb) és meredeken dőlő lapillitufák alkotják, amelyek nedves, freatomagmás vulkáni diatrémafáciesre jellemzőek. E vulkán laza, homokos réteget tört át, arra települt

**Figure 8.** Thick pyroclastic successions can be traced along the Snake River (west of #6 on Figure 1)

A) Extensive volcanoclastic succession exposed in the Snake River canyon wall (west of #6 on Figure 1). The volcanoclastic succession (Px) is covered by lava flows (L) and is sitting on lacustrine beds (Lc). The succession is traceable over tens of kilometres and it is not showing significant facies changes over large distances. Ny = west; K = east. B) Close up view from the extensive volcanoclastic succession along the Snake River canyon (west of #6 on Figure 1) from a large collapsed block. The succession is seemingly a complex set of primary base surge, and fall-out tephra interbedded with thin beds of reworked origin. C) Suddenly thickened pyroclastic units in the Snake River canyon wall, just 2 km from the Sinker Butte (east of #5 on Figure 1). K = east; Ny = west. D) A potential eruption point, an eroded phreatomagmatic volcano exposed in the Snake River canyon wall, about 10 km from Sinker Butte (#6 on Figure 1). The centre of the butte composed of tuff breccias (Tb) and steeply dipping lapilli tuffs characteristic for diatreme facies of a wet phreatomagmatic volcano developed in soft substrate environment. DK = south-west; ÉNy = north-west

egyértelműen vulkáni kürtő- és kráterkitöltés, egy telérteleptelér-komplexum peperitgazdag zónája. Így az itteni vulkanitok csak a vulkánon belüli környezetet, illetve a pre-vulkáni üledékek nagy víztartalmát, és nem az vulkánon kívüli környezet felszíni vizekkel borítottságát igazolják. Hasonló kérdések vethetők fel a White- és Walters Peak-tanúhegyek esetében is, ahol a lepusztulás olyannyira előrehaladott, hogy a vulkánmaradványok és az eredeti szin-vulkáni környezet kapcsolata csak indirekt úton adható meg, és az nem ad egyértelmű választ a vulkánokon kívüli

környezetben jelenlévő egykori tó (Idaho-tó) jelenlétére. A Guffey-tanúhegy piroklasztiszelvénye alapján egyértelműen igazolható, hogy a freatomagmás kürtőkitöltés (diatréma) és a kráterperemen felhalmozott piroklasztikus képződmények szárazföldi környezetben halmozódtak fel. Hasonló rekonstrukció csak igen indirekt módon adható meg a Con Shea-tanúhegy esetében, de mind a Guffey-, mind a Con Shea-tanúhegyek piroklasztikus képződményei sokkal inkább szárazföldön felhalmozott környezetet utalnak, mint (különösen mély-) vízire. A Sinker-tanúhegy — a

legjobban feltárt és térfogatát tekintve legnagyobb vulkáni szerkezet — felépítése is azt támasztja alá, hogy alapvetően szárazföldi környezetben jött létre. A Sinker-tanúhegy és a Snake-kanyon falának több feltárása esetében is számolni kell jelentős, az egész üledékes medence nagy részét kitöltő, áthalmazott vulkanoklasztikus képződmények jelenlétével. E képződmények igen változatos, de alapvetően szárazföldi folyóvízi-tavi környezetet jeleznek (8. ábra, A–D), ahol a medence szabálytalan morfológiáját követve sekély tavak, folyók szállíthatják és halmozhatták fel a lepusztult vulkanitok anyagát. Ezek a vulkánokon kívüli területeken természetesen elsődleges disztális tefrarétegek (akár freatomagmás, akár magmás eredetű) felhalmozódása is várható (8. ábra, A–D), amelyek kimutatására eddig még nem történt kísérlet. A terepi vizsgálatok alapján az is megállapítható, hogy a számos lávadelta- és talpbreccsazóna, amely hialoklasztitritegekkel is kapcsolatos (többnyire proximális helyzetben), egyrészt a vulkanizmus rétegtani szempontból idősebb (bár nem szükségszerűen jelentős abszolút-különbséggel jellemezhető) fázisához köthetők, de azok sem mutatnak néhány száz méteresnél nagyobb vízmélységre utaló jeleket. Ezt látszik alátámasztani több helyen is a párnaláva zónák és akkréciós lapilliben gazdag rétegek közelsége. Összességében elmondható,

hogy a Snake-síksági vulkánvidék újrvizsgálata időszzerű és új őskörnyezeti rekonstrukciót eredményezhet a jövőben. A Snake-síkság vulkánvidék vulkanizmusa kapcsán vázolt problémák rendkívül hasonlóak a Pannon-medence miocén bazaltvulkanizmusának tanulmányozása során felvetődött problémákhoz. Mindez azt mutatja, hogy ilyen freatomagmás vulkáni területek összehasonlító vizsgálata hasznos és elvégzendő feladat lehet a jövőben.

### Köszönetnyilvánítás

A terepi munka a Fulbright Fellowship (KN) támogatásával vált lehetővé. Köszönettel tartozunk a Boise State University (Idaho), munkatársainak a Fulbright látogatás során tanúsított segítőkészségükért. A projekt az OTKA F 043346 és a MAUX 0405 Posztdoktori kutatás része. A kézirat „magyarításában” Németh Ákosnak tartozom köszönettel. Dr. Csillag Gábor és Dr. Piros Olga szakmai és stílusztikai észrevételei nagyban hozzájárultak a cikk világosabb közléséhez. Külön köszönet a kézirat lektorainak, Prof. Dr. Harangi Szabolcsnak és Dr. Balla Zoltánnak, akik véleménye jelentősen emelte e cikk színvonalát.

### Irodalomjegyzék — References

- AUER, A., MARTIN, U., NÉMETH, K. 2007: The Fekete-hegy (Balaton Highland, Hungary): Soft rock and hard rock maar volcanoes in an aligned volcanic complex - implication for vent geometry, subsurface stratigraphy and the paleoenvironmental setting. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159 (1-3), pp. 225-245.
- AXEN, G. J., TAYLOR, W. J., BARTLEY, J. M. 1993: Space-time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great-Basin of the Western United-States. — *Geological Society of America Bulletin* 105 (1), pp. 56-76.
- DELLINO, P., FRAZZETTA, G., LA VOLPE, L. 1990: Wet surge deposits at La Fossa di Vulcano: depositional and eruptive mechanisms. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43 (1-4), pp. 215-233.
- BRAND, B. 2004: Basalt emergent volcanoes and maars, Sinker Butte — Snake River Canyon, Idaho — In: HALLER, K. M., WOOD, S. H. (eds): *Geological field trips in southern Idaho, eastern Oregon, and northern Nevada*. Boise, Idaho, Boise State University, pp. 106-116.
- DRAND, B., WHITE, C. 2006: Origin and stratigraphy of phreatomagmatic deposits at the Pleistocene Sinker Butte Volcano, Western Snake River Plain, Idaho. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.10.007 [in press]
- BULL, S. W., CAS, R. A. F. 2000: Distinguishing base-surge deposits and volcanoclastic fluvial sediments: an ancient example from the Lower Devonian Snowy River Volcanics, south-eastern Australia. — *Sedimentology* 47 (1), pp. 87-98.
- BUSBY-SPERA, C. J., WHITE, J. D. L. 1987: Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. — *Bulletin of Volcanology* 49 (6), pp. 765-775.
- CARN, S. A. 2000: The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: physical volcanology, historic activity and hazards. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95 (1-4), pp. 81-108.
- CHOUGH, S. K., SOHN, Y. K. 1990: Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. — *Sedimentology* 37 (6), pp. 1115-1135.
- CONDIT, C. D., CONNOR, C. B. 1996: Recurrence rates of volcanism in basaltic volcanic fields: An example from the Springerville volcanic field, Arizona. — *Geological Society of America Bulletin* 108 (11), pp. 1225-1241.
- CONDIT, C. D., CRUMPLER, L. S., AUBELE, J. C., ELSTON, W. E. 1989: Patterns of volcanism along the southern margin of the Colorado Plateau: The Springerville Field. — *Journal of Geophysical Research* 94 (B6), pp. 7975-7986.
- CONNOR, C. B., CONDIT, C. D., CRUMPLER, L. S., AUBELE, J. C. 1992: Evidence of regional structural controls on vent distribution — Springerville Volcanic Field, Arizona. — *Journal of Geophysical Research — Solid Earth* 97 (B9), pp. 12349-12359.
- CONNOR, C. B., STAMATAKOS, J. A., FERRILL, D. A., HILL, B. E., OFOEGBU, G. I., CONWAY, F. M., SAGAR, B., TRAPP, J. 2000: Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. — *Journal of Geophysical Research — Solid Earth* 105 (B1), pp. 417-432.
- CONWAY, F. M., FERRILL, D. A., HALL, C. M., MORRIS, A. P., STAMATAKOS, J. A., CONNOR, C. B., HALLIDAY, A. N., CONDIT, C. 1997: Timing of basaltic volcanism along the Mesa Butte Fault in the San Francisco Volcanic Field, Arizona, from Ar-40/Ar-39 dates: Implications for longevity of cinder cone

- alignments. — *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 102 (B1), pp. 815–824.
- GILBERT, J. S., LANE, S. J. 1994: The origin of accretionary lapilli. — *Bulletin of Volcanology* 56 (5), pp. 398–411.
- GODCHAUX, M., BONNICHSEN, B. 2002: Syneruptive magma-water and post-eruptive lava-water interactions in the Western Snake River Plain, Idaho, during the past 12 million years. — In: BONNICHSEN, B., WHITE, C. M., MCCURRY, M. (eds): *Tectonic and magmatic evolution of the Snake River Plain Volcanic Province*. Idaho Geological Survey Bulletin, Moscow, Idaho, pp. 387–435.
- GODCHAUX, M. M., BONNICHSEN, B., JENKS, M. D. 1992: Types of phreatomagmatic volcanoes in the Western Snake River Plain, Idaho, USA. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52 (1–3), pp. 1–25.
- GREELEY, R. 1982: The Snake River Plain, Idaho: Representative of a new category of volcanism. — *Journal of Geophysical Research* 87 (NB4), pp. 2705–2712.
- GUTMANN, J. T. 2002: Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113 (1–2), pp. 345–356.
- HOUGHTON, B. F., SCHMINCKE, H. U. 1989: Rothenberg scoria cone, East Eifel; a complex strombolian and phreatomagmatic volcano. — *Bulletin of Volcanology* 52 (1), pp. 28–48.
- HOUGHTON, B. F., SMITH, R. T. 1993: Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions – estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. — *Bulletin of Volcanology* 55 (6), pp. 414–420.
- HOUGHTON, B. F., WILSON, C. J. N., SMITH, I. E. M. 1999: Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91 (1), pp. 97–120.
- HUGHES, S. S., WETMORE, P. H., CASPER, J. L. 2002: Evolution of Quaternary tholeiitic basalt eruptive centers on the Eastern Snake River Plain, Idaho. — In: BONNICHSEN, B., WHITE, C. M., MCCURRY, M. (eds): *Tectonic and magmatic evolution of the Snake River Plain Volcanic Province*. Idaho Geological Survey Bulletin, Moscow, Idaho, pp. 363–387.
- JARRETT, R. D., MALDE, H. E. 1987: Paleodischarge of the late Pleistocene Bonneville Flood, Snake River, Idaho, computed from new evidence. — *Geological Society of America Bulletin* 99 (1), pp. 127–134.
- JENKS, M. D., BONNICHSEN, B. 1987: Lake Idaho – New perspectives through basalt stratigraphy. — *AAPG Bulletin – American Association of Petroleum Geologists* 71 (8), pp. 1008–1008.
- KOHN, M. J., MISELIS, J. L., FREMD, T. J. 2002: Oxygen isotope evidence for progressive uplift of the Cascade Range, Oregon. — *Earth And Planetary Science Letters* 204 (1–2), pp. 151–165.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 147 (3–4), pp. 151–167.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica Series Geologica* (Budapest, Geological Institute of Hungary), 26, 193 p.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2005: Eruptive and depositional history of a Pliocene tuff ring that developed in a fluviolacustrine basin: Kissomlyó Volcano (Western Hungary). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147 (3–4), pp. 342–356.
- MCCLELLAN, P. H. 1981: Non-marine carbonates of Neogene Lake Idaho in Utah. — *AAPG Bulletin – American Association of Petroleum Geologists* 65 (5), pp. 955–956.
- MÜLLER, G., VEYL, G. 1956: The birth of Nilahue, a new maar type volcano at Rininahue, Chile. — *Congreso Geológico Internacional Seccio I – Vulcanologia del Cenozoico*, pp. 375–396.
- NÉMETH, K., CSILLAG, G., MARTIN, U. 2002: Pliocene crater lake deposits and soft-sediment deformation structures associated with a phreatomagmatic volcano: Pula maar, western Hungary. — *Geologica Carpathica* 53 (Special Issue – ISSN 1335-0552), pp. 41–43.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. 1999: Late Miocene paleo-geomorphology of the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Hungary) using physical volcanology data. — *Zeitschrift für Geomorphologie* 43 (4), pp. 417–438.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., CSILLAG, G. 2003: Calculation of erosion rates based on remnants of monogenetic alkaline basaltic volcanoes in the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary) of Mio/Pliocene age. — *GeoLines* 15, pp. 102–106.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., CSILLAG, G. 2006: Pitfalls in erosion calculation on the basis of remnants of maar/diatreme volcanoes. — *Geomorphologie* [in press].
- NÉMETH, K., WHITE, C. 2006: Intravent peperites in an eroded phreatomagmatic volcano of the Western Snake River Plain Volcanic Field Idaho (USA) and their implication for field-wide eruptive environment reconstruction. — *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publications* 122 A, p. 58.
- ORE, H. T., REID, T. V., LINK, P. K. 1996: Pre-Bonneville-level, catastrophic overflow of Plio-Pleistocene Lake Bonneville, south of Rockland, Idaho. — *Northwest Geology* 26, pp. 1–15.
- PALMER, B. A., SHAWKEY, E. P. 1997: Lacustrine sedimentation processes and patterns during effusive and explosive volcanism, Challis volcanic field, Idaho. — *Journal of Sedimentary Research* 67 (1), pp. 154–167.
- RISSO, C., NÉMETH, K., COMBINA, A. M., NULLO, F., DROSINA, M. 2006: The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llancanelo Volcanic Field (Mendoza) Argentina. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* [in review].
- ROSS, P. S., WHITE, J. D. L. 2005: Unusually large clastic dykes formed by elutriation of a poorly sorted, coarse-grained source. — *Journal of the Geological Society* 162 (4), pp. 579–582.
- ROSS, P. S., WHITE, J. D. L. 2006: Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: A field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149 (1–2), pp. 62–84.
- SADLER, J. L., LINK, P. K. 1996: The Tuana Gravel; early Pleistocene response to longitudinal drainage of a late-stage rift basin, western Snake River plain, Idaho. — *Northwest Geology* 26, pp. 46–62.
- SCHUMACHER, R., SCHMINCKE, H.-U. 1995: Models for the origin of accretionary lapilli. — *Bulletin of Volcanology* 56 (8), pp. 626–639.
- SMITH, G. A., BJORNSTAD, B. N., FECHT, K. R. 1989: Neogene terrestrial sedimentation on and adjacent to the Columbia Plateau; Washington, Oregon, and Idaho. — In: REIDEL, S. P., HOOPER, P. R. (eds): *Volcanism and Tectonism in the Columbia River Flood Basalt Province*. *Geological Society of America Special Paper* 239, pp. 187–198.



- TANAKA, K. L., SHOEMAKER, E. M., ULRICH, G. E., WOLFE, E. W. 1986: Migration of volcanism in the San Francisco volcanic field, Arizona. — *Geological Society of America Bulletin* 97 (2), pp. 129–141.
- VALENTINE, G. A., FISHER, R. V. 2000: Pyroclastic surges and blasts. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B. F., MCNUTT, S. R., RYMER, H., STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, pp. 571–580.
- WALKER, G. P. L. 1993: Basaltic-volcano systems. — In: PRICHARD, H. M., ALABASTER, T., HARRIS, N. B.W., NEARLY, C. R. (eds): *Magmatic Processes and Plate Tectonics. Special Publication Geological Society London* 76, pp. 3–38.
- WALKER, G. P. L. 2000: Basaltic volcanoes and volcanic systems. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B. F., MCNUTT, S. R., RYMER, H., STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, pp. 283–290.
- WHITE, J. D. L. 1989: Basic elements of maar-crater deposits in the Hopi Buttes volcanic field, Northeastern Arizona, USA. — *Journal of Geology* 97 (1), pp. 117–125.
- WHITE, J. D. L. 1990: Depositional architecture of a maar-pitted playa — sedimentation in the Hopi Buttes Volcanic Field, Northeastern Arizona, USA. — *Sedimentary Geology* 67 (1–2), pp. 55–84.
- WHITE, J. D. L. 1991a: The depositional record of small, monogenetic volcanoes within terrestrial basins. — In: FISHER, R. V., SMITH, G. A. (eds): *Sedimentation in volcanic settings, Tulsa (Oklahoma)*. — *Society for Sedimentary Geology, SEMP Special Publications*, pp. 155–171.
- WHITE, J. D. L. 1991b: Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. — *Bulletin of Volcanology* 53 (4), pp. 239–258.
- WHITE, J. D. L. 1996: Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74 (3–4), pp. 155–170.
- WHITE, J. D. L. 2000: Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. — *Precambrian Research* 101 (2–4), pp. 87–109.
- WHITE, J. D. L., HOUGHTON, B. F. 2000: Surtseyan and related eruptions. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B. F., MCNUTT, S. R., RYMER, H., STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. New York, Academic Press, pp. 495–512.
- WHITE, J.D.L., MCPHIE, J., SKILLING, I. 2000: Peperite: a useful genetic term. — *Bulletin of Volcanology* 62 (1), pp. 65–66.
- WILSON, C. J. N., HOUGHTON, B. 2000: Pyroclastic transport and deposition. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B. F., MCNUTT, S. R., RYMER, H., STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, pp. 545–554.
- WOHLETT, K. H., SHERIDAN, M. F. 1983: Hydrovolcanic Explosions II. Evolution of Basaltic Tuff Rings and Tuff Cones. — *American Journal of Science* 283, pp. 385–413.
- WOOD, S. H. 1994: Seismic expression and geological significance of a lacustrine delta in Neogene deposits of the Western Snake River Plain, Idaho. — *AAPG Bulletin – American Association of Petroleum Geologists* 78 (1), pp. 102–121.
- WOOD, S. H., CLEMENS, D. M. 2004: Tectonic and magmatic evolution of the Snake River Plain volcanic province. — In: BONNICHSEN, B., MCCURRY, M., WHITE, C. (eds): *Tectonic and magmatic evolution of the Snake River Plain Volcanic Province*. Idaho Geological Survey Bulletin, Moscow, Idaho, pp. 69–103.

## A Karikás-tető (Prága-hegy, Balaton-felvidék) bazaltjának üregkitöltő ásványai

*The cavity filling minerals of the basalt from Karikás-tető  
(Prága Hill, Balaton Highland, Transdanubia)*

KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER<sup>1</sup>, KÓNYA PÉTER<sup>1</sup>, FÖLDVÁRI MÁRIA<sup>1</sup>, KÁKAY SZABÓ ORSOLYA<sup>1</sup>, BODORKÓS ZSOLT<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, 1142 Budapest, Stefánia út 14.

<sup>2</sup> Magyar Olajipari Múzeum, 8900 Zalaegerszeg, Wlassics Gy. u. 13.

Tárgyszavak: Balaton-felvidék, Prága-hegy, bazalt, üregkitöltő ásványok, zeolitok, szerpentinásványok, szmektitok

### Összefoglalás

A Prága-hegy (Bazsi, Balaton-felvidék) Karikás-tető (354 m) csúcsától NyDNY-ra található bazaltkőfejtő egyes üregkitöltő ásványait már leírták, de még nem került sor a gazdag ásványegyüttes rendszeres nagyműszeres vizsgálatára. A következőkben a jellegzetes ásványok (zeolitok, szerpentinfélék, szmektitok és egyéb ásványok) részletes vizsgálati eredményeit mutatjuk be. Ezek szerint a zeolitos ásványtársulás hasonló a más Balaton-felvidéki bazaltfejtőkből leírt paragenézisekhez. A szerpentinek és szmektitok a hasonló, de kevésbé ismert Balaton-felvidéki előfordulások mellett a dunabogdányi Csódi-hegy részletesen leírt ásványtársulásával is rokoníthatók.

Keywords: Balaton Highland, Prága Hill, basalts, cavity filling minerals, zeolites, serpentines, smectites

### Abstract

Some cavity minerals of the basalt quarry situated in WSW part of Karikás-tető (354 m), summit of the Prága Hill (village of Bazsi, Balaton Highland) have been described, the systematical mineralogical analysis of the rich mineral assemblages, however, have not been executed. In this paper the results of the systematical mineralogical analysis of characteristic minerals (zeolites, serpentine minerals, smectites and other minerals) are presented. These are similar to other paragenesis from other basalt quarries from Balaton Highland. The serpentine minerals and the smectites are similar to the paragenesis from Csódi Hill (Dunabogdány) described in detail and the less known paragenesis from the Balaton Highland.

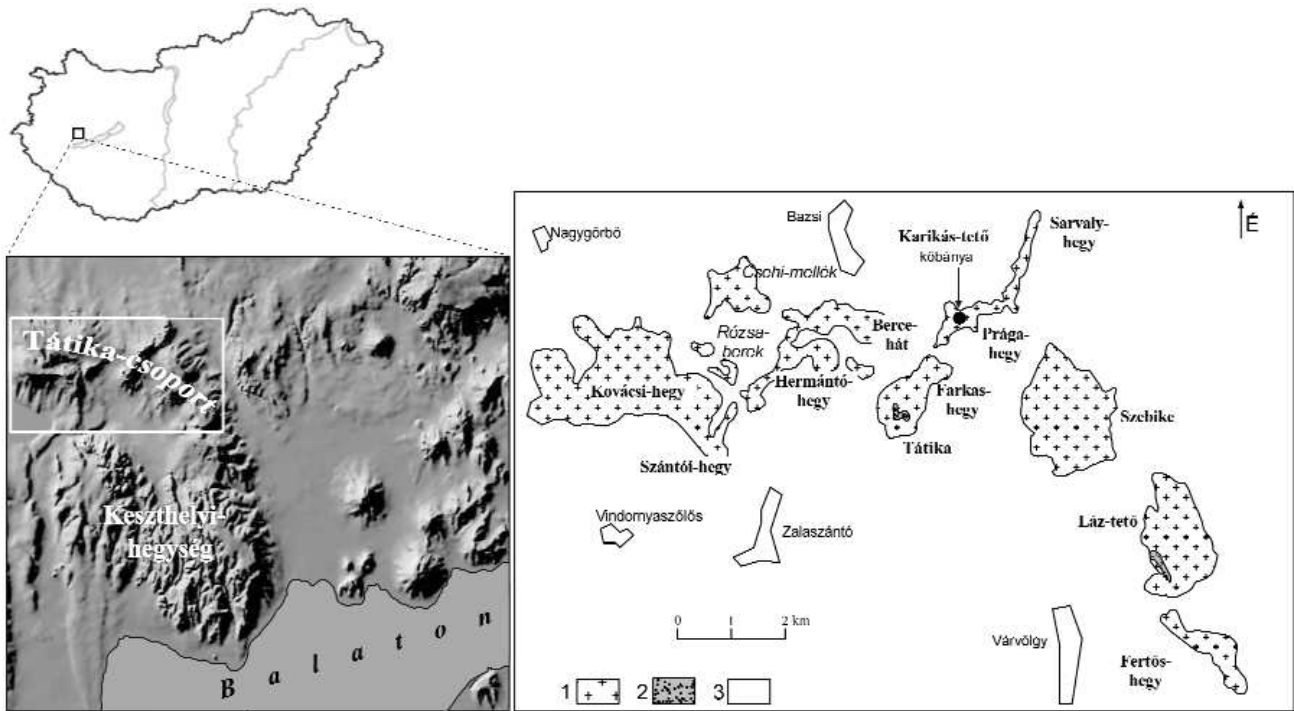
### Földrajzi elhelyezkedés

A Keszthelyi-hegységtől északra található a 170-200 m átlagmagasságú, lankás felszínű, pannóniai-kvarter üledékekből felépülő Zalasántó–Zsidi-medence. Ezt északról és keletről átlagosan 350-370 m tengerszint feletti magasságú vulkáni bazalt-hegyek övezik (Tátika-csoport).

A Tátika-csoport a Keszthelyi-hegység északi részén található, s alakrajzilag vulkáni kúpokból, lávatakarókból

és vulkáni gerincekből (pl. Prága-hegy, Kovácsi-hegy, Hermántó-hegy) álló dombság.

A Prága-hegy a Tátika és Sarvaly között húzódó, ÉK–DNY-i irányú, mintegy 6 km hosszúságú bazaltgerinc középső tagja (1. ábra). A hegyet ÉK-ről a Sarvaly-gerinc, DNY-ről a Farkas-hegy, míg ÉNy-ről a Berce-hát, DK-ről pedig a Szebike-völgy határolja, mely utóbbi a Zalasántó–Zsidi-medence része. A gerinc hossza 1,5-2 km, legmagasabb pontja a Karikás-tető (354 m). A vonulat átlagos szélessége 250-750 m, átlagos magassága 310-320 m közötti.



1. ábra. A vizgált terület elhelyezkedése, valamint bazalt- és bazalttufa-előfordulásai (JUGOVICS 1948 alapján)

1 – bazalt, 2 – bazalttufa, 3 – település

Figure 1. Location of the investigated area and of the outcrops of basalt and basaltic tuffs (after JUGOVICS 1948)

1 – basalt, 2 – basaltic tuff, 3 – village

Tátika-csoport = Tátika Group, Keszthelyi-hegység = Keszthely Mts, Karikás-tető, bánya = quarry of Karikás-tető, Prága-hegy = Prága Hill, Farkas-hegy = Farkas Hill, Hermántó-hegy = Hermántó Hill, Kovácsi-hegy = Kovácsi Hill, Szántói-hegy = Szántói Hill, Fertős-hegy = Fertős Hill, Berce-hát = Berce Hill

## Kutatástörténet

A Balaton-felvidék bazalt-hegyei és ásványai korán felkeltették nemcsak a hazai, hanem a külföldi geológusok érdeklődését is. A területet érintő korai külföldi földtani munkák közül a legjelentősebb BEUDANT (1822) hazánkról szóló útleírása, ebben szerzője leírja a Tapolcai-medence bazaltjainak ásványos összetevőit. A XIX. sz. második felében BÖCKH (1875–78) és HOFMANN (1874, 1875–78) foglalkoztak a bazaltokkal és piroklasztitokkal, és az utóbbi szerző már bemutatja a bazalt-hegyek kialakulását ábrázoló első szelvényeket is.

A Tátika-csoportról — földtani szempontból — először VITÁLIS (1911) tesz említést. Ebben részletesen ismerteti a bazaltos vulkanitokat, és egyebek mellett CHOLNOKY J. által készített képeket mutat be többek között a Sarvally-hegyi kőfejtőről.

A II. világháború előtt és azt követően több évtizeden keresztül MAURITZ (1948), ERDÉLYI (1954) és JUGOVICS (1948, 1950, 1951, 1955, 1959) foglalkoztak részletesebben a terület vulkanizmusával és ásványtanával. Közülük a földtani szempontból legjelentősebb kutatások JUGOVICS J. nevéhez fűződnek.

Földtani kutatásokat az utóbbi években BODORKÓCS (1997) végzett. Részletes leírást adott a Prága-hegyi bazalt megjelenéséről, a bazalt-üledék viszonyáról, az egyes kő-

zettípusokhoz kapcsolódó elváltozásokról, valamint az üregkitöltő ásványokról.

## Földtani felépítés

A Prága-hegy aljzatát triász mészkő és dolomit alkotja. Az üledékképződés a felső-triász folyamán megszakadt, és a mai Prága-hegy vidéke a miocén időszerig pusztuló terület volt. Ebből az időszakból képződmények nem ismertek (JÁMBOR 1980, BUDAI et al. 1999). A korabadeni során megindult a Balaton-felvidék nyugati medencéinek süllyedése. A medencék központi részén rakódtak le a ma a Tekerési Slír Formációba sorolt törmelekes üledékek, míg peremi területein sekélytengeri karbonátok keletkeztek (Pécsszabolcsi Mészkő Formáció). A szarmatára a miocén süllyedékek nagyrészt feltöltődtek (Szilágyi Agyagmárga Formáció), a következő ciklus üledékeit a medenceperemi karbonátok képviselik (Tinnyi Formáció). A pannóniai korai szakaszában, a miocén medencékben előbb a Kisbéri Kavics és Kállai Kavics Formáció üledékei, majd később a belső területeken a Száki Agyagmárga Formáció rakódott le. A késő-pannóniai során a fokozatosan feltöltődő (Somlói Formáció) üledékgyűjtők elmosarasodtak (Tihanyi Formáció) (BUDAI et al. 1999).

A Balaton-felvidék vulkanizmusa kb. 8 millió évvel ezelőtt kezdődött a Hegyes-tűn (7,91±0,51 millió év), és hozzávetőlegesen 2,7 millió évvel ezelőtt fejeződött be a Halápon (2,70±0,35 millió év). A sümegprágai és a bazsi kőfejtőkből származó bazaltminták K/Ar radiometrikus kora 3,02±0,20 és 3,79±0,62 millió év közötti (BALOGH et al. 1982, 1986).

Területünk, illetve az egész Balaton-felvidék korszerű vulkanológiai elemzése szerint a Tátika és a Sarvaly-hegy közötti bazaltgerinc telérrendszer. A vulkanitok a felső-miocén–pliocén nedves, tavi-folyóvízi eredetű üledékekbe ujjszerűen nyomultak be. E telérek igen szabálytalanok, peremeik deciméter-méter szélességben a befogadó kőzetek hatására átalakultak (MARTIN, NÉMETH 2004).

A karikás-tetői kőfejtő (I. tábla, 1. fénykép) feltárja a telérkomplexum anyagát képező bazaltot, valamint foltokban a fedőüledéket is. Ez utóbbit változatos anyagú homok- és agyag-előfordulások alkotják, szórványos ősmaradvány-tartalommal. A telérrendszert a későbbi erózió tárta fel a fedő pannóniai üledékek alól, ez a folyamat lassabb ütemben, napjainkban is folyik (I. tábla, 2. fénykép).

A fedőüledék anyaga több oldalon érintkezik a vulkáni anyaggal (I. tábla, 3. fénykép).

Számos, a vulkáni anyagba beágyazott üledékes kőzettestet is találunk (I. tábla, 4. fénykép), ezek részben a fedőből, részben a neogén üledékes rétegekből felszakított anyagokból származnak. Összetételük változatos képet mutat: agyag, homok, mészkő, kvarckavicsok. A kontaktus mellett hidrotermális hatás is érte a szubvulkáni test mentén található üledékeket (BODORKÓS 1997, MARTIN, NÉMETH 2004).

### Bányatörténet

A térségben a bazaltbányászat 1896-ban indult, amikor a Dunántúli Mész- és Tégláégető Rt. tulajdonosai megnyitották a Sarvaly-hegyi bányát. A Bazsi melletti kőbányát először SCHAFARZIK (1904) említi. Nagyobb ütemű kőtermelés 1918-ig folyt, ami az I. világháború alatt fokozatosan lecsökkent. A 1920–1950 közötti időben a helyi kőfejtők jelentősége tovább csökkent. Ezzel egyidőben egyéb dunántúli kőfejtőké (Ság-hegy, Haláp, Hegyes-tű) nőtt. A bazsi kőbánya újraéledése 1959-ben kezdődik, amikor a Tátika Tsz kezdi meg a bazalt kitermelését, majd 1964-ben ismét bezárják. A rendszerváltás után az egykori termelőszövetkezet kőbányáját az osztrák érdekeltsgű Pergerkő Kft. vásárolta meg. A termelés azóta újra folyik (BODORKÓS 2007).

### Ásványtani kutatások

A Karikás-tető (Prága-hegy, Bazsi, Balaton-felvidék) (354 m) csúcsától NyDNy-ra található bazaltkőfejtő egyes üregkitöltő ásványait már leírták, de még nem került sor a

gazdag ásványegyüttes rendszeres nagyműszeres vizsgálatára.

A Prága-hegy bazaltjaiban megjelenő ásványokkal a XX. század közepén MAURITZ (1958) foglalkozott részletesebben. A lelőhely iránt az 1980-as évektől megindult rendszeres ásványtani gyűjtés újból felkeltette az érdeklődést. Ennek eredményeképpen jelentősen kibővült az addig leírt ásványok sora (1. táblázat).

1. táblázat. A Prága-hegy ásványai

Table 1. Minerals of Prága Hill

Ásvány	Irodalmi hivatkozás
„Agyagásvány”	LÓRÁNTH 1999
Analcim	MAURITZ 1948; SZAKÁLL et al. 2005
Apofillit*	SZAKÁLL et al. 2005
Apatit*	SZAKÁLL et al. 2005
Aragonit	DRABANT, MOZGAI 1989; MOZGAI 1995; BODORKÓS 1997; LÓRÁNTH 1999; SZAKÁLL, JÁNOSI 1995, 1996; KÖVECSÉS-VARGA 2004; DETRICH 2002
Gonnardit	LÓRÁNTH 1999
Hidroxiapofillit*	SZAKÁLL, GATTER 1993
Kalcit	DRABANT, MOZGAI 1989; MOZGAI 1995; BODORKÓS 1997; LÓRÁNTH 1999; SZAKÁLL, JÁNOSI 1995, 1996; KÖVECSÉS-VARGA 2004; DETRICH 2002
Kabazit	SZAKÁLL, JÁNOSI 1995, 1996; KÖVECSÉS-VARGA 2004
Klorit	MAURITZ 1948
Korund*	TÖRÖK 2002
Montmorillonit	SZAKÁLL, JÁNOSI 1995
Nátrólit	MAURITZ 1948; DRABANT, MOZGAI 1989; MOZGAI 1995; LÓRÁNTH 1999; SZAKÁLL, JÁNOSI 1995, 1996; KÖVECSÉS-VARGA 2004; DETRICH 2002
Okenit*	SZAKÁLL et al. 2005
Offretit*	LÓRÁNTH 2003
Phillipsit	MAURITZ 1948; BODORKÓS 1997; LÓRÁNTH 1999; SZAKÁLL, JÁNOSI 1995, 1996; KÖVECSÉS-VARGA 2004; DETRICH 2002
Pirit	SZAKÁLL, JÁNOSI 1996; LÓRÁNTH 1999; DETRICH 2002
Spinell*	SZAKÁLL et al. 2005
Szaponit	SZAKÁLL et al. 2005; SZAKÁLL, JÁNOSI 1996; DETRICH 2002
Szerpentin	MAURITZ 1948
Szmektit, vermikulit*	KÖVECSÉS-VARGA 2004
Thomsonit	DRABANT, MOZGAI 1989; MOZGAI 1995; SZAKÁLL, GATTER 1993; SZAKÁLL, JÁNOSI 1995, 1996; LÓRÁNTH 1999; KÖVECSÉS-VARGA 2004
Thomsonit-Ca*	SZAKÁLL et al. 2005
Tobermorit	SZAKÁLL et al. 2005

\*Általunk nem kimutatott ásványok.

A Prága-hegy csúcsától (Karikás-tető, 354 m) NyDNy-ra található bazaltkőfejtő szinte minden pontján található ásványelőfordulások, de két kitüntetett, gazdag lelőhelyről származik a legtöbb vizsgált minta (BODOR-KÓS 1997):

— Az egyik előfordulásban, a bánya alsó szintjének középső részén, a fal felső harmadában egy nagyobb üledékes test mellől lerobbantott oszlopos bazalttömbök egy gazdagabb zeolitos-karbonátos társulást rejtettek, ebben a tús megjelenésű zeolitok (nátrolit, thomsonit, gismondin, gonnardit) voltak jellemzőek, csoportos vagy magányos kalcittal, szmektit- és szerpentinásványokkal.

— A másik előfordulás a bánya legfelső szintjéhez kötődik, ahol egy nagyobb kiterjedésű fedőüledéktest (homok/agyag) mellett volt egy, főleg karbonátokban igen gazdag társulás. Nagyméretű (több dm-es) üregek is találhatóak aragonit-kalcit kitöltéssel, ezen kívül megjelennek zeolitok (főleg phillipsit, mellette kabazit), szmektit- és szerpentinásványok.

### Vizsgálati módszerek

A röntgendiffrakciós vizsgálatokat számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Philips PW 1710 diffraktométerrel végeztük a következő felvételi körülmények között: Cu-antikatód, 40 kV és 30 mA csőáram, grafit-monokromátor, goniométersebesség 2°/perc.

Az agyagásványok részletes vizsgálata a laboratóriumban Atterberg-hengerekben leválasztott 2 mm alatti agyagásványfrakción történt. A leválasztott agyagásvány-frakcióból orientált preparátumokat készítettünk, ezeket kezeletlen, etilén-glikolozott (45 °C/12 h), majd hevített állapotban (490 °C/4 h) röntgendiffrakciós módszerrel vizsgáltuk meg.

A *termoanalitikai vizsgálatok* számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Derivatograph PC szimultán TG-, DTG-, DTA-készülékkel, kerámiatégelyben 10 °C/perc sebességgel 1000 °C-ig hevített mintán, inert anyaggal (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) készültek.

A termikusan aktív ásványokra vonatkozó mennyiségi meghatározások az azonosított ásványok hő hatására bekövetkező bomlási folyamatainak sztöchiometriai számításain alapulnak, a vizsgálatok során mért tömegvesztésből kiindulva.

A *pasztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokat* JEOL JSM-35 típusú készülékkel végeztük (25 kV). A kémiai elemzések KEVEX típusú EDS-készülékkel történtek.

Az *infravörös spektroszkópiai* felvételek Perkin-Elmer-1600 típusú Fourier-transzformációs spektrográffal, KBr pasztillákban 400–4000 cm<sup>-1</sup> tartományban készültek.

A *Mössbauer-spektroszkópiai* vizsgálatot az ELTE Magkémiai Tanszékén Homonnay Zoltán készítette. A Mössbauer-spektrumok felvétele állandó gyorsulású üzemmódban működtetett (Wissel- és Ranger-) spektrométerekkel történt szobahőmérsékleten. A sugárforrás 200–800

MBq aktivitású <sup>57</sup>Co(Rh) volt (Ritverc). A spektrométerek kalibrációja á-Fe fóliával történt, különböző sebességtartományokban az optimális felbontás biztosítása érdekében. Minden izomereltolódást e referenciához viszonyítva adtuk meg.

### A vizsgálatok során meghatározott ásványok

A Prága-hegyen gyűjtött üregkitöltő ásványok közül a zeolitos társulás — analcim, gismondin, gonnardit, kabazit, nátrólit, okenit, offretit, phillipsit, thomsonit — a hazai bázisos vulkanitokból, elsősorban a Balaton-felvidékről jól ismert ásványtársulásokhoz (SZAKÁLL et al. 2005, 17. oldal) hasonlítanak. Szerpentineket és szmektiteket is említettek más Balaton-felvidéki bazaltfejtőkben (Zalahaláp, Haláp-hegy; Uzsa; PAPP et al. 1999), de összehasonlító adatok csak a dunabogdányi Csódi-hegyről részletesen leírt ásványtársulásról (szerpentinek, PAPP et al. 1999; szmektitek, WEISZBURG et al. 1999) hozzáférhetők.

#### Zeolitok

A zeolittartalmú minták általában több zeolitásványt tartalmaznak egyidejűleg. Ezekben a mintákban általában az egyik zeolit uralkodó, mellette kisebb mennyiségben még 1-2 másik zeolitásvány azonosítható.

#### Nátrolit

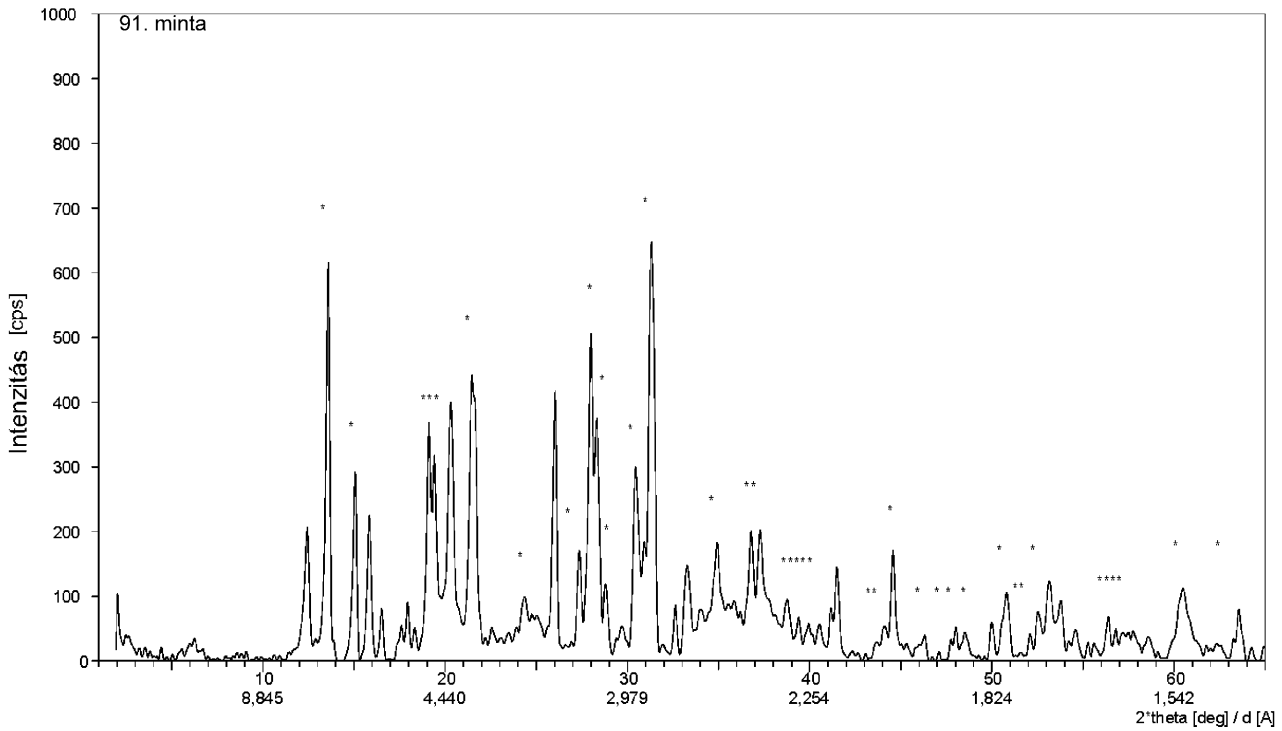


A nátrólit mészkőzárványok exo-kontaktusán kialakult üregek gyakori elegyrésze. Leggyakoribb kísérőásványa a thomsonit és a phillipsit. A 91. minta (2. ábra) uralkodóan nátrólitból áll, mellette kis mennyiségben még analcim, phillipsit és szmektit azonosítható.

A nátrólit fehér, tús kristályai maximum 1 cm-es átmérőjű sugaras szerkezetű, gömbös halmazokat alkotnak a hólyagüregek falán (I. tábla, 5. fénykép).

Termoanalitikai jellemzője a gyors dehidráció egyetlen lépcsőben 300–450 °C-nál. PÉCSINÉ DONÁTH (1963) és ULLRICH et al. (1987) is utalnak egy 300–380 °C között észlelhető enyhe bevezető vízeltávozási csúcsra, majd a fő reakciót követő, 540–565 °C-nál jelentkező endoterm reakcióra is, mely utóbbit rácsszerkezeti átalakulásként értelmeznek. A 2. táblázatban a különböző szerzők adatai közötti elég jelentős hőmérsékletkülönbség csak részben magyarázható a vizsgálati körülmények hőmérsékletet befolyásoló hatásával, az adatok eltéréseiben nagy valószínűséggel a nátrólit változó rendezettsége tükröződik.

A termikusan vizsgált minták közül a mért tömegvesztés alapján az 1. (3. ábra), 3. és 16. minta uralkodó ásványa nátrólit. A DTG-görbe csúcshőmérséklete rendre 376, 377 és 359 °C.



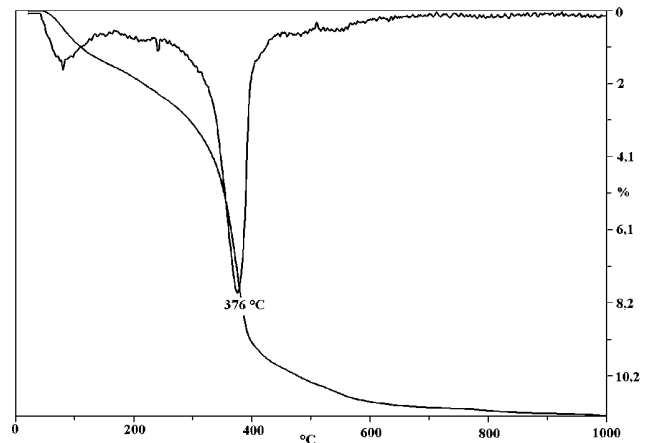
2. ábra. Uralkodóan nátrolitből álló minta röntgendiffraktogramja (91. minta)  
 Figure 2. X-ray powder diffraction pattern of a natrolite-rich sample (sample 91)

2. táblázat. A nátrolit termikus reakcióinak irodalmi adatai  
 Table 2. Thermoanalytical data for natrolite from the literature

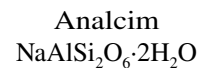
Irodalmi hivatkozás	A nátrolit vízvesztés hőmérséklete, °C		
	200-300	300-400	400-500
KOIZUMI 1953	210		405
PENG 1955			455
PÉCSINÉ DONÁTH 1963		300-350	400
PÉCSI-DONÁTH 1965			400
PANESZ et al. 1967			400-425
PÉCSI-DONÁTH 1968			
BATIASVILI 1972			440-450
REEUWIJK 1972		350	
BRECK 1973		350	
SMYKATZ-KLOSS 1974		350-370	
IVANOVA et al. 1974		300-420	
ÜLLRICH et al. 1987		380	425-480
PHADKE, APTE 1997		300-310	405-410, 455-460, 470
A vízvesztés mennyisége		2%	6,8%+1%

A táblázatban kiemelt hőmérsékleti adatok a fő vízvesztési reakciót jelzik.

A mért aktiválásienergia-értékek a kristályvízszzerűen kötött vizek tulajdonságaira utalnak (magas aktiválásienergia-érték: rendre 116, 151 és 111 kJoule/mol, tehát erősen kötődik a csatornában kicserélhető Na-hoz). REEUWIJK (1972) 89,5 kJoule/mol (21,3 kcal/mol) értéket mért a nátrolit dehidrációjára.

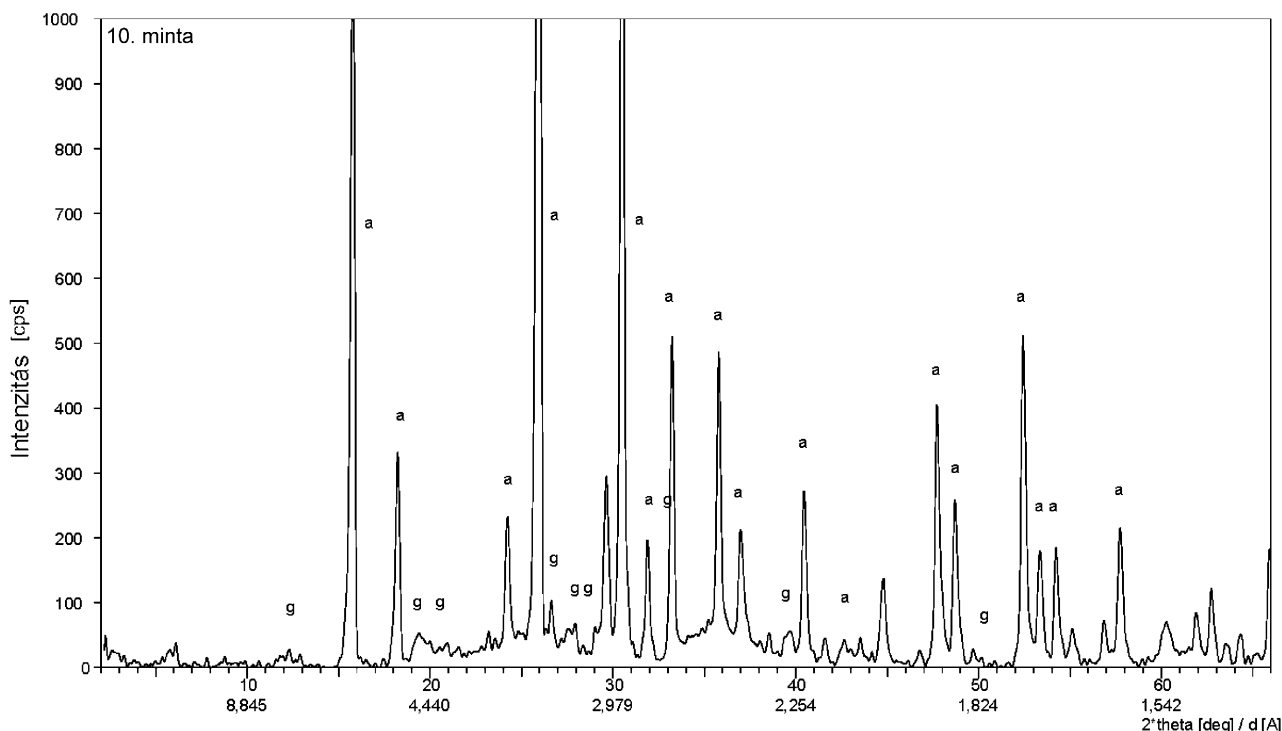


3. ábra. Uralkodóan nátrolitből álló minta termogravimetriai görbéi (1. minta)  
 Figure 3. Thermogravimetric curves of natrolite-rich sample (sample 1)



Az analcim jelenlétét röntgendiffrakciós (kalcit, kvarc, szmektit és gismondin kíséretében) és termoanalitikai vizsgálat (gismondinnal) is igazolta (4. és 5. ábra).

Az analcimkristályok halványzöldek, általában 1-3 mm-esek, szabályos alakúak, uralkodó kristályformájuk a (211) deltoidikozitetraéder, mely az (100) kocka lapjaival kombinálódik. Mészközárványok exo-kontaktusán kialakult üregek gyakori ásványa. Leggyakrabban phillipsittel együtt jelenik meg (I. tábla, 6. fénykép).

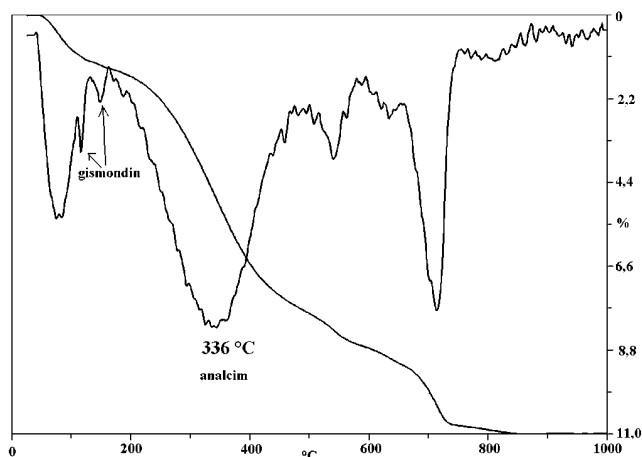


4. ábra. Analcim és gismondin röntgendiffraktogramja (10. minta)

Analcim (a) és gismondin (g)

Figure 4. X-ray powder diffraction pattern of analcime and gismondine (sample 10)

Analcime (a) and gismondine (g)



5. ábra. Kevés gismondint tartalmazó analcimminta termogravimetriai görbéi (10. minta)

Figure 5. Thermogravimetric curves of analcime with some gismondine (sample 10)

Az analcim termikus bomlása a nátrolitéhoz hasonlóan egylépcsős. A reakció hőmérsékletét illető irodalmi adatok azonban eltérők. GIAMPAOLO, LOMBARDI (1994) utalnak arra, hogy genetikailag különböző analcimeknél lényegesen eltérő bomlási hőmérsékletet tapasztaltak, bár az általuk felsorolt öt genetikai típusból csak kettőt vizsgáltak. A hidrotermális analcim bomlási hőmérséklete 350–370 °C, a leucitból keletkezetté 235–320 °C. A ná-

rolit és az analcim termikus dehidrációja abban is eltér, hogy a nátrolit szűk hőmérsékleti tartományon belül elveszti vízének uralkodó részét, az analcim vízvesztése viszont rendezetlen szerkezete miatt széles hőmérsékleti tartományban játszódik le. A különbséget jól jelzi az aktiválásienergia-érték is, melyre a 10. mintában 44,6 kjoule/mol-t mértünk. GIAMPAOLO és LOMBARDI hidrotermális analcimekre (11. minta) mért értéke 28–30 kjoule/mol, a leucitból keletkezett analcimekre (6 minta) 22 kjoule/mol. (Eredeti adatok kcal/mol értékben: 6,9–7,1, ill. 5,3).

#### Gismondin



A mészkőzárványokhoz kapcsolódó paragenezis egyik ásványa. Analcimmal együtt jelenik meg a 10. számú mintában nagyon kis mennyiségben. Jelenlétét röntgendiffrakciós és termoanalitikai (3. táblázat) vizsgálatok igazolták (5. ábra).

3. táblázat. A gismondin termikus reakcióinak irodalmi adatai

Table 3. Thermoanalytical data for gismondine from the literature

Irodalmi hivatkozások	Vízvesztés hőmérséklete, °C		
	100–200	200–300	300–400
PÉCSINÉ 1963	170	240 és 290	340
BRECK 1973	140, 160, 190	270	
SMYKATZ-KLOSS 1974		201	326

Thomsonit  
 $\text{NaCa}_2\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Mészközárványok exo-kontaktusán létrejött üregek kevésbé gyakori elegyrésze. Jelenlétét röntgendiffrakciós és

termoanalitikai vizsgálat is igazolta (1., 3., 6. és 12. minták; 4. táblázat; 6. és 7. ábra).

Szintelen, 4 mm átmérőjű gömbös halmazokat alkot phillipsiten (II. tábla, 1. fénykép). További gyakori kísérő ásványai a nátrolit és a gonnardit.

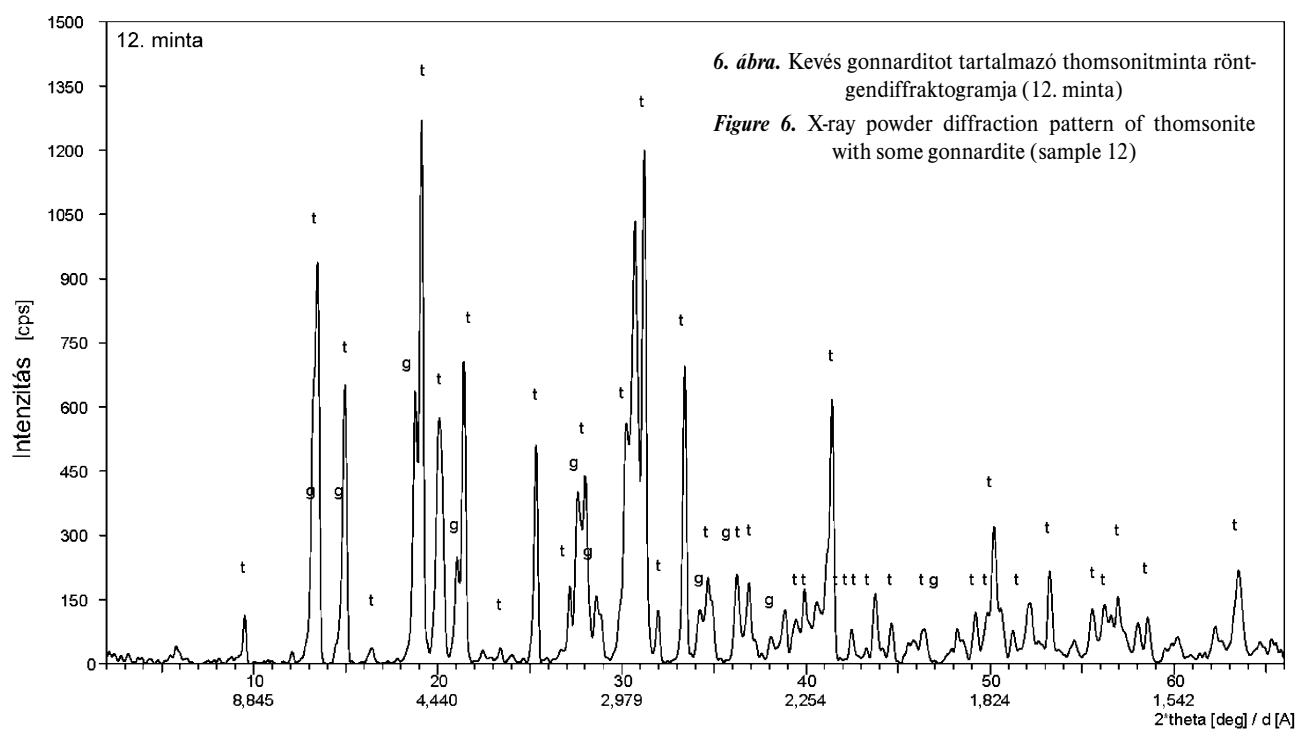
4. táblázat. A 12. minta adatainak összehasonlítása a thomsonit és gonnardit termikus reakcióinak irodalmi adataival

Table 4. Comparison of the thermoanalytical data of sample 12 and of the thomsonite and the gonnardite from the literature

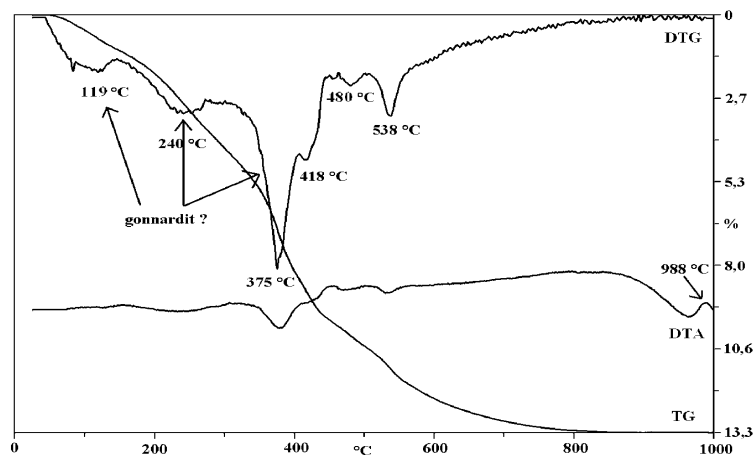
	Vízvesztés hőmérséklete, °C						Új fázis képződése*
	0-100	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	exoterm
12. minta	(83,4)	119	240	375	418, 480	538	988
<i>Thomsonit</i>							
KOIZUMI 1953	75			358	428	523	
PÉCSINÉ 1963	100			350-360	420-430, 460	520-550	930-960
PÉCSI-DONÁTH 1968			250		420, 460	560	
BATIASVILI 1972			120-300	310-470	470-520	550	980
A vízvesztés mennyisége			1.5 mol	2 mol	0,5	2 mol	
REEUWIJK 1972			200	350	425		
BRECK 1973		175		325	400, 440	520	
SMYKATZ-KLOSS 1974			208	371	425-449 és 477	544	889
IVANOVA et al. 1974			180-270	300-400		500-600	1000
A vízvesztés mennyisége			2 mol	2 mol			
DONÁTH 1974				340	420, 440	560	1000
SMYKATZ-KLOSS 1982		190		370	460	520	
ULLRICH et al. 1987			230-265		410-420, 440-460	520-560	980-100
YAMAZAKI et al. 1993		167-184		323-332 és 371-410, néha kettős		503-521	+
<i>Gonnardit</i>							
DONÁTH, SIMÓ 1966		140	250	380			950
REEUWIJK 1972	75		220		420, 450		900
IVANOVA et al. 1974			200-300	320-450		500-600	1000

\*A thomsonit esetében anortit és nefelin, + = érték nélküli exoterm csúcs.

\* In the case of thomsonite anortite and nepheline, + = exotherm peak without exact value.



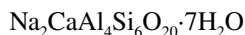




7. ábra. Kevés gonnarditot tartalmazó thomsonitminta termoanalitikai görbéi (12. minta)

Figure 7. Thermoanalytical curves of thomsonite with some gonnardite (sample 12)

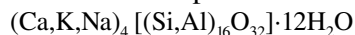
### Gonnardit



Jelenlétét röntgendiffrakciós (1., 12. és 16. minták) és termoanalitikai vizsgálat (12. minta) is igazolta (4. táblázat; 7. és 8. ábra). A 16. mintában röntgendiffrakciós módszerrel a gonnardit mellett thomsonit, kis mennyiségben pedig szerpentinásvány és szmektit mutatható ki.

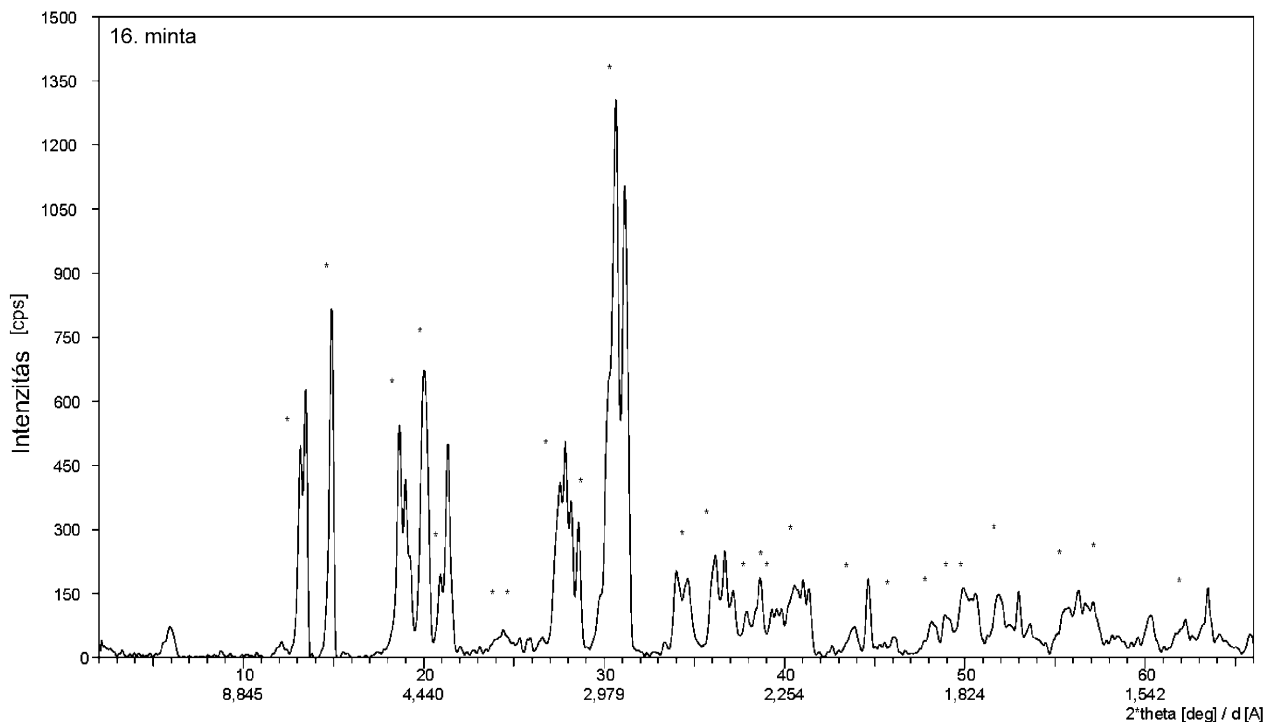
A gonnardit fehér, finom szálás-sugaras halmazokból álló, 0,9 cm-t elérő gömbös halmazok a bazalt hólyagüregeiben (II. tábla, 2. fénykép). Leggyakoribb kísérő ásványai a nátrólit és a thomsonit, ritkábban szmektitek és szerpentinek.

### Phillipsit



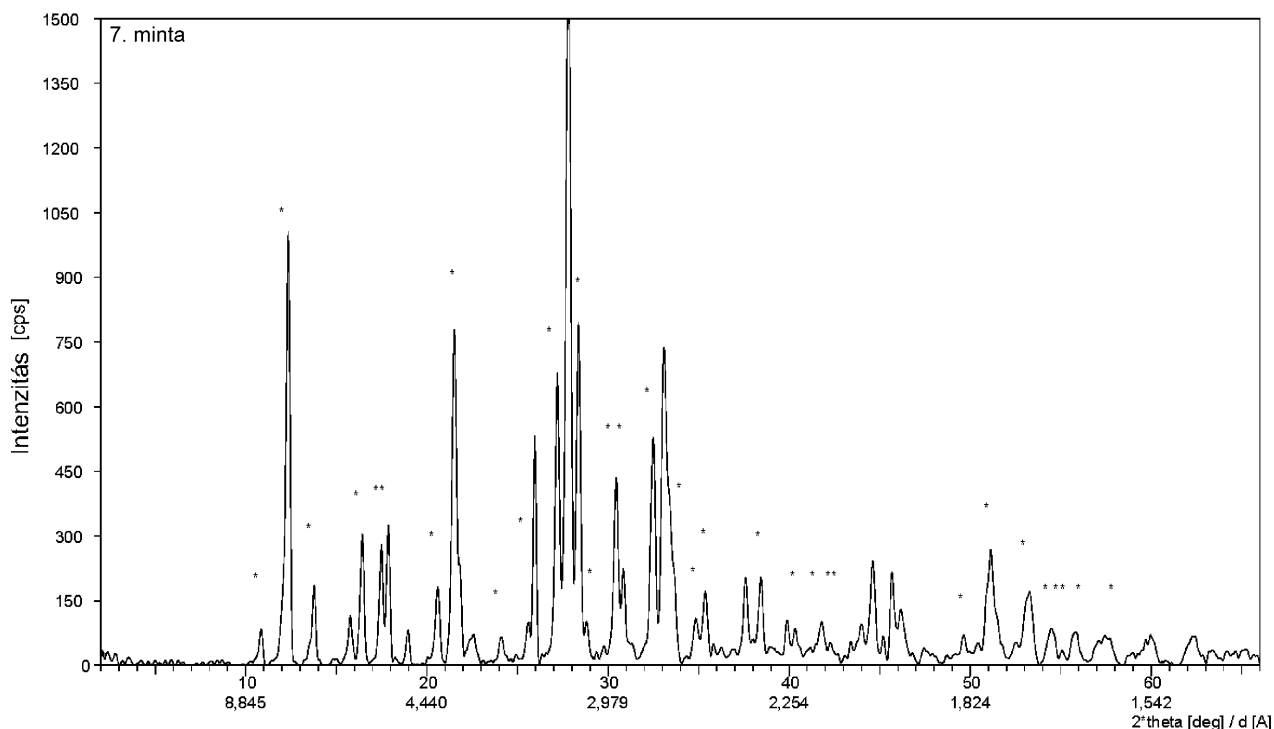
Színtelen, átlátszó, áltetragonális, prizmás termetű kristályok (négyes ikrek), melyek magányosan fordulnak elő, vagy sugaras csoportokat alkotnak (II. tábla, 3. és II. tábla, 4. fénykép).

Az ikerkristályok két csoportba sorolhatók: Marburg- és Stempel-típusú ikrek. Az áltetragonális négyes ikrek legnagyobb része Marburg típusú iker (II. tábla, 5. fénykép). A Stempel típusú ikrek (12-es ikrek) három Marburg típusú négyes iker összenövéséből állnak (KÓNYA 2006, illetve II. tábla, 6. fénykép). A ásvány rönt-



8. ábra. Uralkodóan gonnarditból álló minta röntgendiffraktogramja (16. minta)

Figure 8. X-ray powder diffraction pattern of gonnardite (sample 16)



9. ábra. Phillipsitminta röntgendiffraktogramja (7. minta)

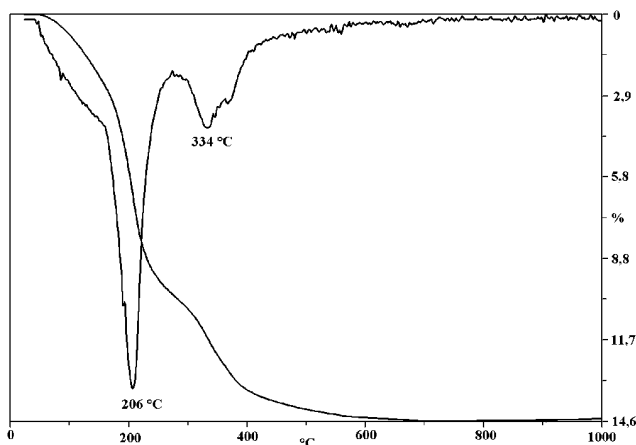
Figure 9. X-ray powder diffraction pattern of a phillipsite sample (sample 7)

gendiffrakciós és termikus vizsgálati eredményei a 9. ábra. és 10. ábrán láthatók.

A phillipsitre vonatkozóan kevés egyértelmű termoanalitikai adatot lehetett az irodalomban találni. A 7. minta görbéje viszonylag jellemző phillipsitnek tekinthető. A ter-

mikus adatok összevethetők BRECK (1973) számszerűen közölt adataival (5. táblázat).

EDS-méréseink alapján a Prága-hegyi phillipsit fajbesorolása (COOMBS et al. 1998) phillipsit-Ca (11. ábra).



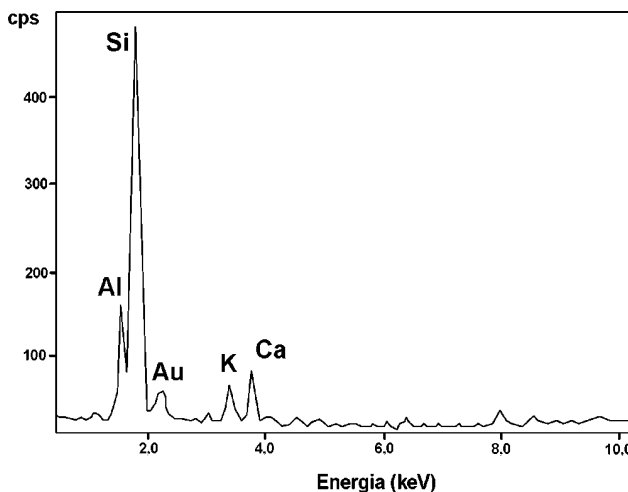
10. ábra. Phillipsitminta termogravimetriás görbéi (7. minta)

Figure 10. Thermogravimetric curves of a phillipsite sample (sample 7)

5. táblázat. A phillipsit termikus reakcióinak irodalmi adatai a 7. minta adataival összevetve

Table 5. Thermoanalytical data of phillipsite from the literature and those of sample 7

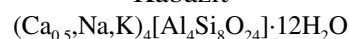
DONÁTH, SIMÓ 1966	BRECK 1973	7. minta	
°C		°C	Vízlépcső arányok
bevezető lejtő	100	bevezető lejtő	
250 kettős	200	206	4 mol
360	300	334 (kettős)	2 mol



11. ábra. Phillipsit elektronmikroszkopos felvétele

Figure 11. EDS spectra of phillipsite

### Kabazit



Szintelen, 0,2-0,5 mm-es álmorboédes megjelenésű kristályok (III. tábla, 1. fénykép). A bazalt hólyagüregeiben szmektitre települnek phillipsittel együtt (Szakáll Sándor — szóbeli közlés). A minta kis mennyisége miatt műszeres elemzésekre nem kerülhetett sor.

### Szerpentinásványok

A szerpentes üreget szilánkos hasadású, szabálytalan törési felületű, sötét olajzöld, fénytelen vagy viaszfényű, maximum 5 mm átmérőjű gömbök, illetve kérégek, táblák, csövek vonják be.

Ezeket sokszor apró fehér kalcitromboéderek ülnek, az üregek alján elszórtan piritet is találunk.

A szerpentinásványt tartalmazó mintákat röntgendiffrakciós (4., 8. és 9. minták) és temoanalitikai (4. és 9. minták) módszerrel vizsgáltuk. Bár a két módszer szerpentinásványok egyértelmű diagnosztizálására való használata korlátozott (PAPP 1988), a vizsgálatok adatait az alábbiakban közöljük.

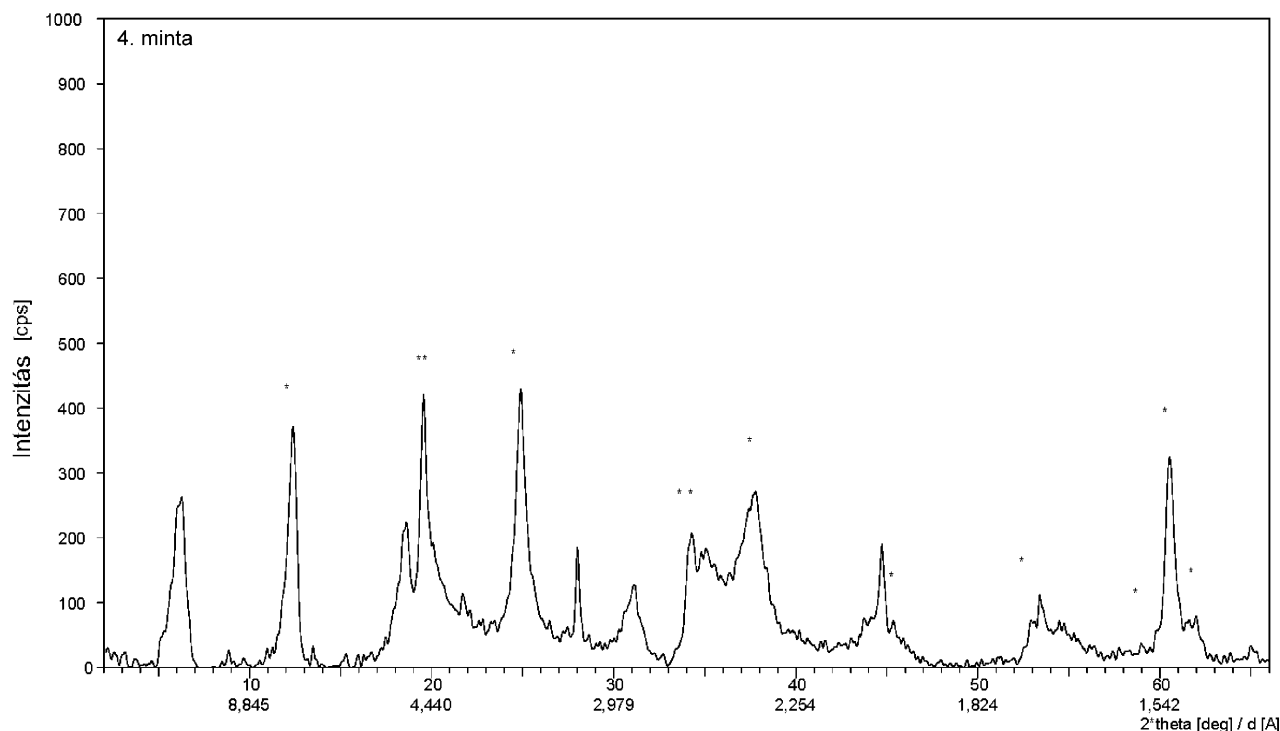
#### 4. minta

A bazaltban megjelenő üregek szerpentes kéregbevonata zöld színű, tömeges megjelenésű. A röntgendiffrakciós és a termikus vizsgálatok alapján a szerpentinásvány klorittal és szmektittel együtt jelenik meg. A diffraktogram (12. ábra) alapján valószínűnek látszik, hogy

határozó értékű csúcson kívül megjelenő reflexiók egyedileg egyes többrétegű szerpentinpolitípusok (pl. lizardit-6(3)T1), illetve kloritpolitípusok (pl. klinoklor Ib) felvételein is megjelenhetnek, így az ásványkeverék összetevőinek megnyugtató azonosítása és kapcsolatuk felderítése további (pl. analitikai transzmissziós elektronmikroszkópos) vizsgálatok igényét veti föl. A röntgendiffrakciós felvételen jelentkező 4,09; 3,19 és 1,71 Å-ös reflexiók a phillipsitet kísérő zeolithoz tartoznak. A vizsgált minta termikus adatait a 6. táblázat tartalmazza.

#### 9. minta

Ez a szerpentes kéregbevonat zöld vagy zöldesszürke színű, tömeges megjelenésű. Diffraktogramját (13. ábra) az előző mintáéval összevetve szembevetendő a határozott reflexiók számának csökkenése, illetve a bázisreflexiók eltolódása a Mg-dús szerpentineknél megszokott 7,3 Å felharmonikusai felé. Egyébként a 4,09; 3,19 és 1,71 Å-ös csúcs hiányától és az intenzitásarányok változásától eltekintve a diffraktogram az előző minta felvételével rokonítható, tehát a minta ásványos összetétele is ahhoz lehet hasonló.



12. ábra. A 4. minta röntgendiffraktogramja

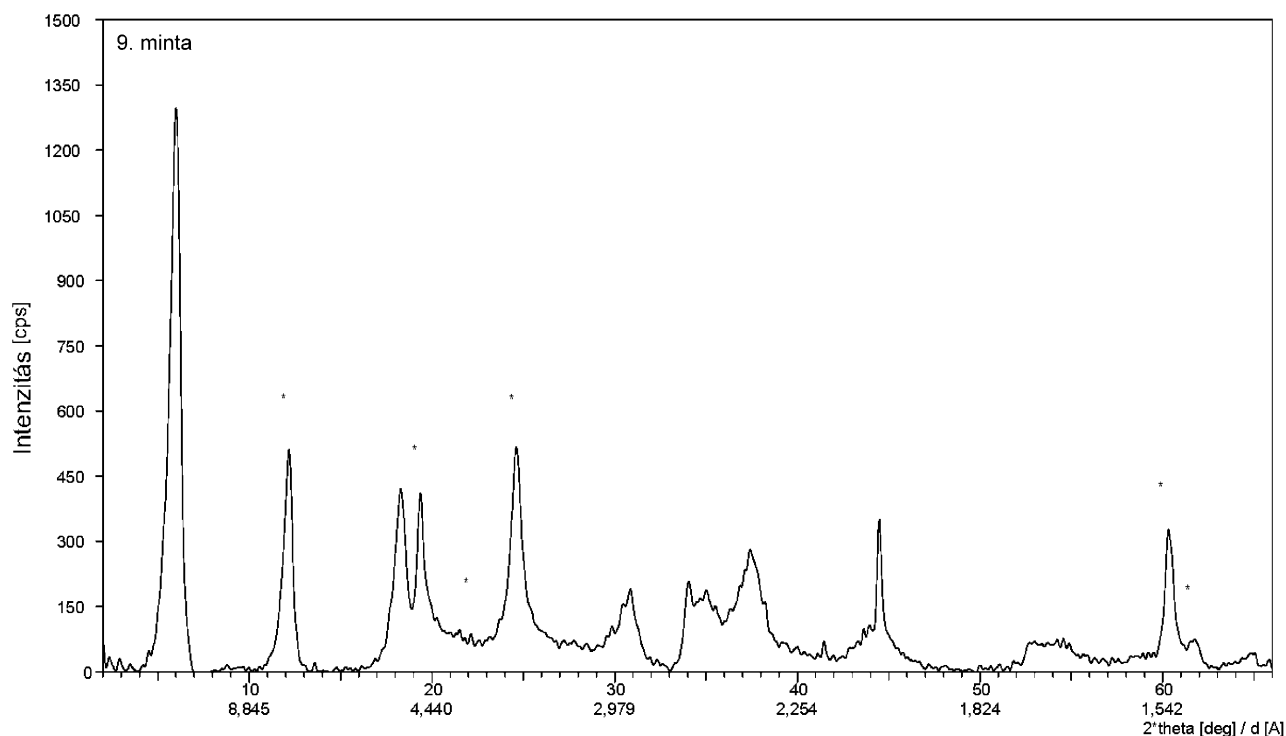
Figure 12. X-ray powder diffraction pattern of sample 4

nem „közönséges” Mg-dús szerpentinről van szó, mert a bázisreflexiók az ennél szokásos 7,3 Å-mel szemben kb. 7,15 Å felharmonikusai. Ezt az Al-dús szerpentinek (amesit és az amesit felé átmenetet jelentő, többrétegű lizarditpolitípusok), illetve a vastartalmú szerpentinek (cronstedtit) esetében figyelték meg. Ugyancsak hiányoznak a lizardit-1T és a krizotil-2Mc1 jellegzetes azonosító reflexió-sorozatai (vö. PAPP, SZAKÁLL 1999). A 00l és 06l típusú, nem

A vizsgált minta termikus adatait a 6. táblázat tartalmazza. A 4. (14. ábra) és a 9. minta temoanalitikai görbéje szmektitet, szerpentinásványt és kloritot jelez.

A jellemző dehidroxilációs és exoterm reakció hőmérséklete alapján a Mg-szerpentinek klasszikus temoanalitikai jellemzése a 7. táblázat szerint történt.

Ezen az alapon a minták adatai a krizotilhoz vagy lizardit-hoz állnak közel. Az eredmények fino-



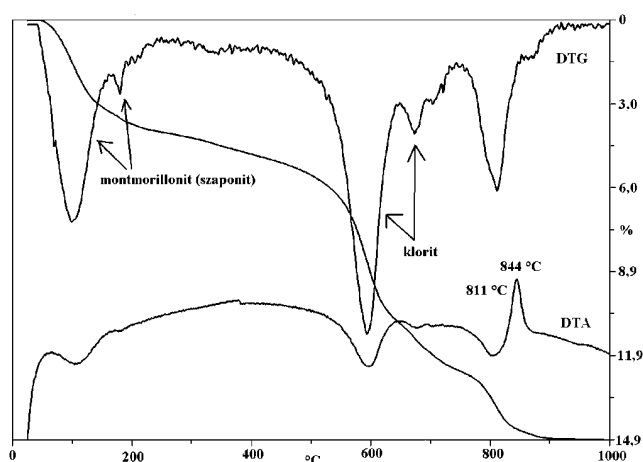
13. ábra. A 9. minta röntgendiffraktogramja

Figure 13. X-ray powder diffraction pattern of sample 9

6. táblázat. A vizsgált minták termoanalitikai adatai

Table 6. Thermoanalytical data of investigated samples

	Hőmérséklet (°C) reakciótípusonként				exoterm forsterit képződése
	endoterm			klorit és szaponit	
	klorit	szerpentin	dehidroxiláció		
4. minta	593	673	703	811	844
9. minta	599	669	702	812	841



14. ábra. Jelentős klorit- és szmekttartalmú szerpentinminta termoanalitikai görbéi (4. minta)

Figure 14. Thermoanalytical curves of serpentine with chlorite and smectite (sample 4)

7. táblázat. A szerpentinásványok termoanalitikai reakcióinak irodalmi adatai

Table 7. Thermoanalytical data of serpentines from the literature

	Hőmérséklet (°C) reakciótípusonként	
	endoterm (dehidroxiláció)	exoterm (forsterit képződése)
<i>Krizotil</i>		
VENIALE 1962	680-700	800-810
BASTA, KADER 1969	690-730	770-835
TODOR 1972	650-750	800-830
SMYKATZ-KLOSS 1974	640	822
IVANOVA et al. 1974	750	
<i>Lizardit</i>	*	
<i>Antigorit</i>		
VENIALE 1962	780-800	820-840
BASTA, KADER 1969	780-820	810-855**
TODOR 1972	750-800	800-840
SMYKATZ-KLOSS 1974	720	835
IVANOVA et al. 1974	800	850-880

\*hasonlít a krizotiléra, de alacsony hőmérsékletű ágán inflexion.

\*\*kisebb, mint a krizotilé, gyakran OH-vesztés takarja.

mításához ennél a mintánál is további vizsgálatokra van szükség.

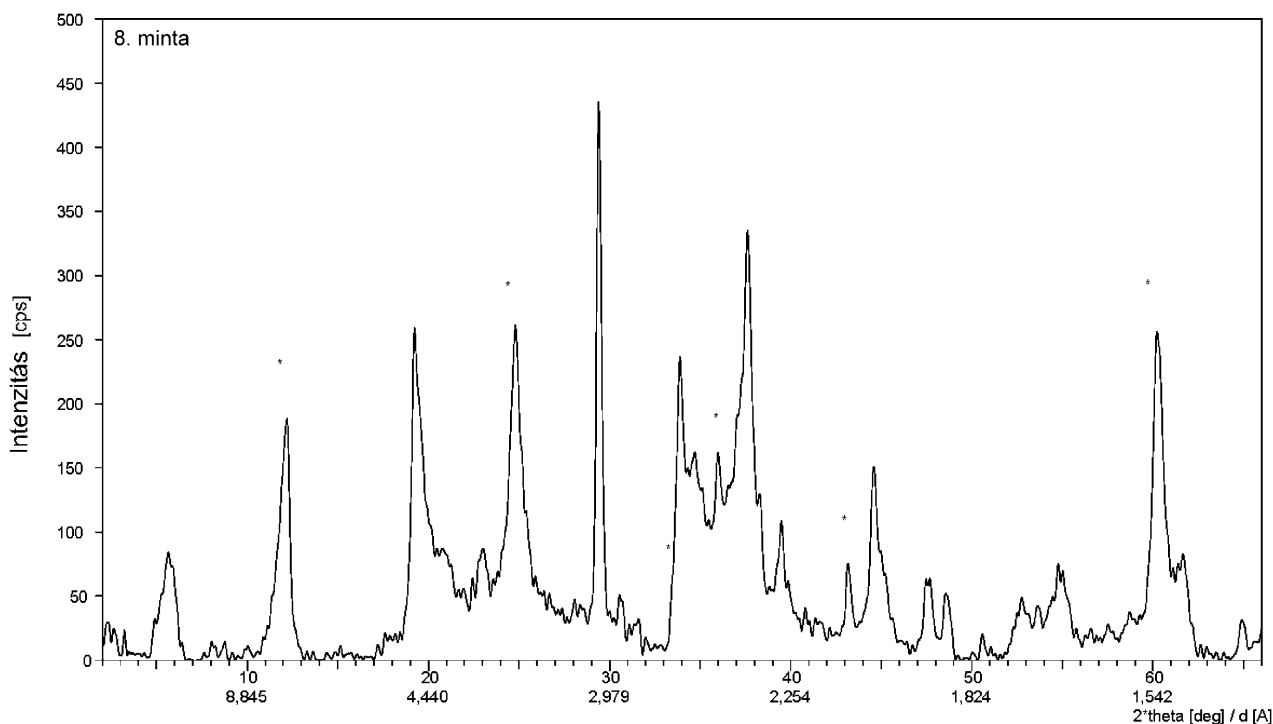
### 8. minta

A minta bazaltban található üregkitöltés, melynek falain zöldesfekete gömbök találhatóak 1-3 mm nagyságban, rajtuk fehér kalcitkiválás figyelhető meg.

A röntgendiffrakciós felvétel (15. ábra) kevés szmektit

nek el, annak ellenére, hogy a 003 és 005 reflexiókból számolt bázisreflexió-értékek a 4. mintában ( $\sim 14,3 \text{ \AA}$ ) a Mg-Al-kloritok, míg a 9. mintában ( $\sim 14,60 = 2 \times 7,30 \text{ \AA}$ ) a Mg-serpentinek értékeihez állnak közel.

A dehidroxiláció hőmérséklete a „proklorit” (klinoklor vas(II)-ben dús változata) és a klinoklor (Mg-klorit) közötti tartományban jelentkezik (RAHDEN, RAHDEN 1972, SMYKATZ-KLOSS 1974, SCHOMBURG 1987).



15. ábra. A 8. minta röntgendiffraktogramja

Figure 15. X-ray powder diffraction pattern of sample 8

és kalcit mellett egyértelműen a szerpentinásványok jellemző csúcsait mutatja:  $7,25 \text{ \AA}$  (001);  $3,58 \text{ \AA}$  (002) és  $1,53 \text{ \AA}$  (060). További reflexiók egy többretegű lizardit-politípus jelenlétére utalnak.

### Egyéb filloszilikátok

#### Klorit

Kloritszerű ásvány szerpentinásványokkal és szmektittel együttes előfordulását az üregek falán észlelt zöld, sötétzöld bevonatban (4. és 9. minták) röntgendiffrakciós és termikus vizsgálatokkal mutattuk ki. A rétegszilikátok együttes jelenléte, mint fentebb is utaltunk rá, nem teszi lehetővé a klorit-, valamint a szerpentinásvány pontosabb meghatározását röntgendiffrakciós módszerrel, kapcsolatuk felderítése egyértelműen transzmissziós elektronmikroszkópos vizsgálatokat igényel. A röntgendiffraktogramok feltűnő sajátosságai közül kiemelendő, hogy a klorit- és a szerpentinásvány  $7,2$ - $7,3$  és  $3,5$ - $3,6 \text{ \AA}$  körüli bázisreflexiói egymástól nem különül-

#### Szmeztitek

Általában kis mennyiségben találhatóak analcim, nátrolit és thomsonit, ill. szerpentin és klorit társaságában. Gyakran figyelhetők meg a mészköves- és agyagos-homokos kőzetzárványok exokontaktusán, valamint a bazalt üregeinek a falán, de előfordulhatnak a fentemlített ásványokra települve is.

Részletes vizsgálat, a rendelkezésünkre álló nagyobb mennyiségből adódóan, a 96. mintából volt lehetséges. A szmektit bársonyfényű, halványzöld, zöld, szürke bekérgezősek, cseppköves (III. tábla, 2. fénykép), gömbös vagy féregszerű halmazok (III. tábla, 3. fénykép) formájában jelenik meg hólyagüregek falán vagy más ásványokon. A röntgendiffrakciós vizsgálat alapján a mintában az uralkodó szmektit mellett kalcit is van.

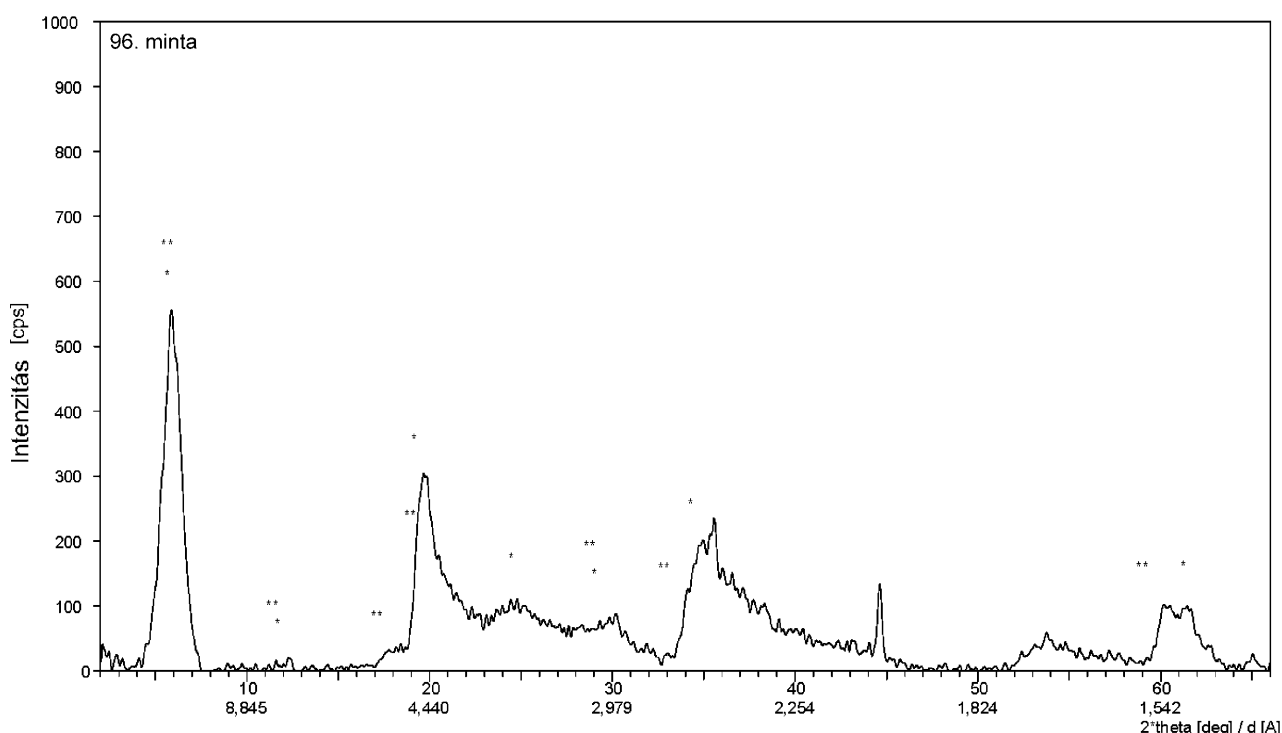
A kezeletlen porminta röntgendiffraktogramján a szmektit erőteljes 001 bázisreflexiója  $15,6 \text{ \AA}$   $d$ -értéknél jelentkezik. A 060 reflexió  $1,516 \text{ \AA}$   $d$ -értéknél eléggé diffúz, s mellette egy másodrendű csúcs is megfigyelhető  $1,528 \text{ \AA}$   $d$ -értéknél. Mindkét érték általában a trioktaédes szmektitre jellemző ( $1,52$ – $1,54 \text{ \AA}$ ), de mivel a dioktaédes

nontronit 060 reflexiójának a helye (1,52 Å) is itt van, e dif-fúz reflexiók megjelenése nem bizonyító értékű.

Az agyagásványos frakció orientált preparátumainak röntgendiffrakciós felvételein is egyértelműek a szmektit reflexiói. A 001 bázisreflexió  $d$ -értéke a következőképpen változik: 14,95 Å (kezeletlen) → 17,3 Å (etilénlikollal kezelt) → 10,0 Å (hevített).

A mintát  $\text{CH}_3\text{COOH}$ -kezelésnek vetettük alá, a kalcit eltávolítása érdekében. Az ezt követően készült porfelvételen a szmektit 001 reflexiója 15,10 Å  $d$ -értéknél jelentkezik, egy kisebb inflexióval 14,51 Å  $d$ -értéknél. A 060 reflexió erőteljesebben kettős jellegű, az egyik csúcs 1,53 Å (szaponit), a másik pedig 1,51 Å (nontronit)  $d$ -értéknél található (16. ábra).

A 840–850 °C tartományban jelentkező dehidroxilációs reakció egyértelműen szaponit jelenlétére utal. Az alacsonyabb hőmérsékletű reakció vasban gazdag oktaéderez rétegekhez kötött OH-csoportok eltávozását jelzi (SCHOMBURG 1988). Azt a termoanalitikai görbéről nehéz eldönteni, hogy a kétféle domináns kation egy ásványban van-e jelen (vasdús szaponit), vagy két önálló ásvány van-e a mintában, szaponit és nontronit közeli ásvány formájában. KOHYAMA et al. (1973) vasdús szaponitok esetében csak egyetlen dehidroxilációs reakciót jelez 700 °C körül. A karbonátmentesített 96. minta esetében az is szembetűnő, hogy az alacsony hőmérsékletű dehidroxiláció kb. 30 °C-al magasabb hőmérsékleten jelentkezik, ami azt jelzi, hogy savazáskor Fe oldódott ki a szmektitrácsból. A mintákban



16. ábra. Nontronit\* és szaponit\*\* röntgendiffraktogramja (96. minta)

Figure 16. X-ray powder diffraction pattern of nontronite\* and saponite\*\* (sample 96)

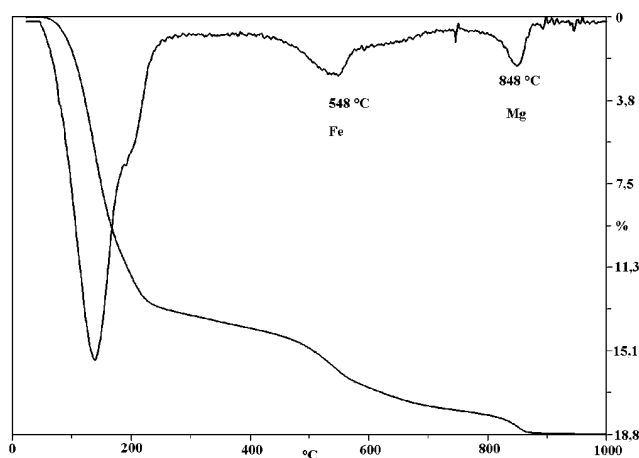
Három jelentősebb szmektittartalmú mintát vizsgáltunk termikusan. A szmektit dehidroxilációja több egymástól jól elkülönülő hőmérséklettartományban megy végbe (8. táblázat).

Az adatok illusztrálására a savazott 96. minta termoanalitikai görbét mutatjuk be (17. ábra).

8. táblázat. A szmektittartalmú minták dehidroxilációjának csúcshőmérsékleti adatai

Table 8. Temperature data for dehydroxylation of the investigated smectite-bearing samples

Minta	Csúcshőmérséklet, °C		
92. (savazott)	520	575	840
93. (savazott)	549		850
96.	518		karbonát zavarja
96. (savazott)	548		848



17. ábra. Szmektit termogravimetriai görbéi (96. minta)

Figure 17. Thermogravimetric curves of smectite (sample 96)

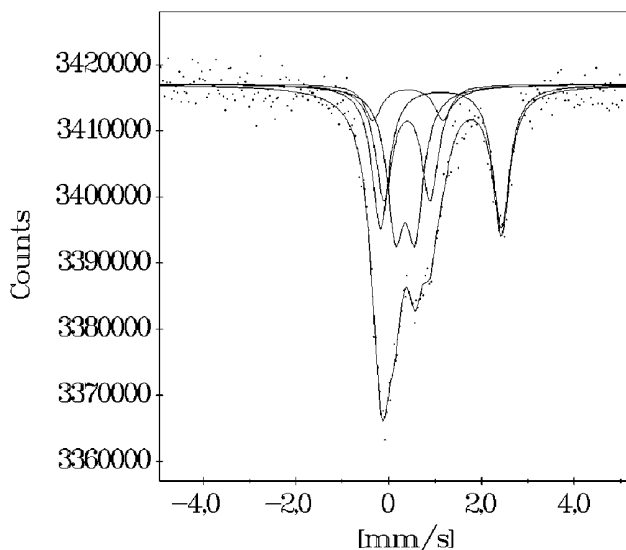
különbözik a Mg-hoz, illetve a Fe(Al)-hoz kötődő OH-csoportok aránya (9. táblázat).

Az oktaéderes réteg vastartalmát az EDS- és a Mössbauer-spektroszkópiás vizsgálat (18. ábra) is jelzi. Az

9. táblázat. A dehidroxilációs lépcső tömegvesztései

Table 9. Mass extinction of dehydroxilation

Minta	Tömegvesztés, %	
	Fe(Al)-hoz kötődő OH	Mg-hoz kötődő OH
92. (savazott)	1,02	0,9
93. (savazott)	1,67	2,56
96. (savazott)	3,6	1,03



18. ábra. A 96. minta szmektitásványának Mössbauer-spektruma  
Figure 18. Mössbauer spectrum of smectite mineral of sample 96

EDS-vizsgálat szerint a szmektitek külső kérge mindig Mg-dúsabb, míg belső része Fe-gazdag (III. tábla, 4. fénykép).

A Mössbauer-spektrum szerint a 96. minta vastartalmának kb. egyharmada Fe<sup>2+</sup> (10. táblázat). A kiértékelés négy komponensre kielégítően elvégezhető volt. Az egyik a Fe<sup>2+</sup>, a másik három komponens, melyek csak a kvadrupólusfelhasadás-paraméterben térnek el egymástól, a Fe<sup>3+</sup>-ionok ligandumkörnyezetét jelenti, amelyek vagy a kapcsolódó anionok minőségében vagy elrendezésében különböznek.

10. táblázat. A 96. mintában lévő „szmektit” Mössbauer-spektroszkópiás elemzési adatai

Table 10. Mössbauer parameters of „smectite” from the sample 96

Komponens	IS	QS	RK	LW	v. áll.
1.	0,35	0,42	31,4	0,43	Fe <sup>3+</sup>
2.	0,40	1,50	8,4	0,43	Fe <sup>3+</sup>
3.	0,38	0,99	26,3	0,43	Fe <sup>3+</sup>
4.	1,11	2,60	33,9	0,43	Fe <sup>2+</sup>

IS = izomereltolódás, QS = kvadrupólusfelhasadás, RK = relatív koncentráció, LW = vonalszélesség, v. áll. = az oktaéderes koordinációjú Fe vegyértékállapota  
IS = isomer shift, QS = quadrupole splitting, RK = relative concentration, LW = line width, v. áll. = valence state of iron in octahedral position.

11. táblázat. Magnézium és vas számított százalékos megoszlása a dehidroxilációs lépcsők és Mössbauer-spektroszkópiás vizsgálat alapján

Table 11. Calculated distribution of magnesium and iron cations based on the dehydroxilation steps and on the Mössbauer investigation

Komponensek	B-92	B-93	B-96	Csódi-hegy*
	%			
Mg	43	39	22	32
Fe	57	61	78	68
Fe <sup>2+</sup>	27		26	28
Fe <sup>3+</sup>	30		52	40

\*WEISZBURG et al. 1999 (kémiai elemzésből átszámolva).

\* (calculated from chemical analysis) WEISZBURG et al. 1999.

A Mössbauer-spektrum és a termogravimetrikus görbe Mg(OH), ill. Fe(OH) lépcsőinek arányai alapján a Fe/Mg-megoszlás a vizsgált fázisokban hasonlóságot mutat a dunabogdányi Csódi-hegyről vizsgált „vasszaponit” összetételével (11. táblázat).

A 92. és 93. mintából infravörös spektroszkópiás vizsgálat is készült. A két spektrum nagymértékben hasonlít egymásra, csak finom részleteiben különbözik (12. táblázat). A deformációs rezgések közt uralkodik a Mg–OH-rezgés, a vegyértékrezgések tartománya széles és kevert jellegű oktaéderes kationösszetételre utal (vasdús szaponit?) a 93., és önálló Fe–OH-rezgéssel (nontronit) a 92. mintánál (19. ábra).

### Karbonátok

#### Aragonit CaCO<sub>3</sub>

Szintelen, 1-2 centiméter hosszú tűi sugaras halmazokat alkotnak (IV. tábla, 1. fénykép). A vizsgált példányok legnagyobb részén vékony szmektitbevonat települ rá, néha a szmektitre fehér, romboéderes kalcit rakódik (IV. tábla, 2. fénykép).

#### Kalcit CaCO<sub>3</sub>

Általában fehér, ritkábban sárga, 2-3 mm átmérőjű romboéderek formájában jelenik meg. (IV. tábla, 3. fénykép). Morfológiai bélyegek alapján az ásványnak több generációja fordul elő.

### Egyéb ásványok

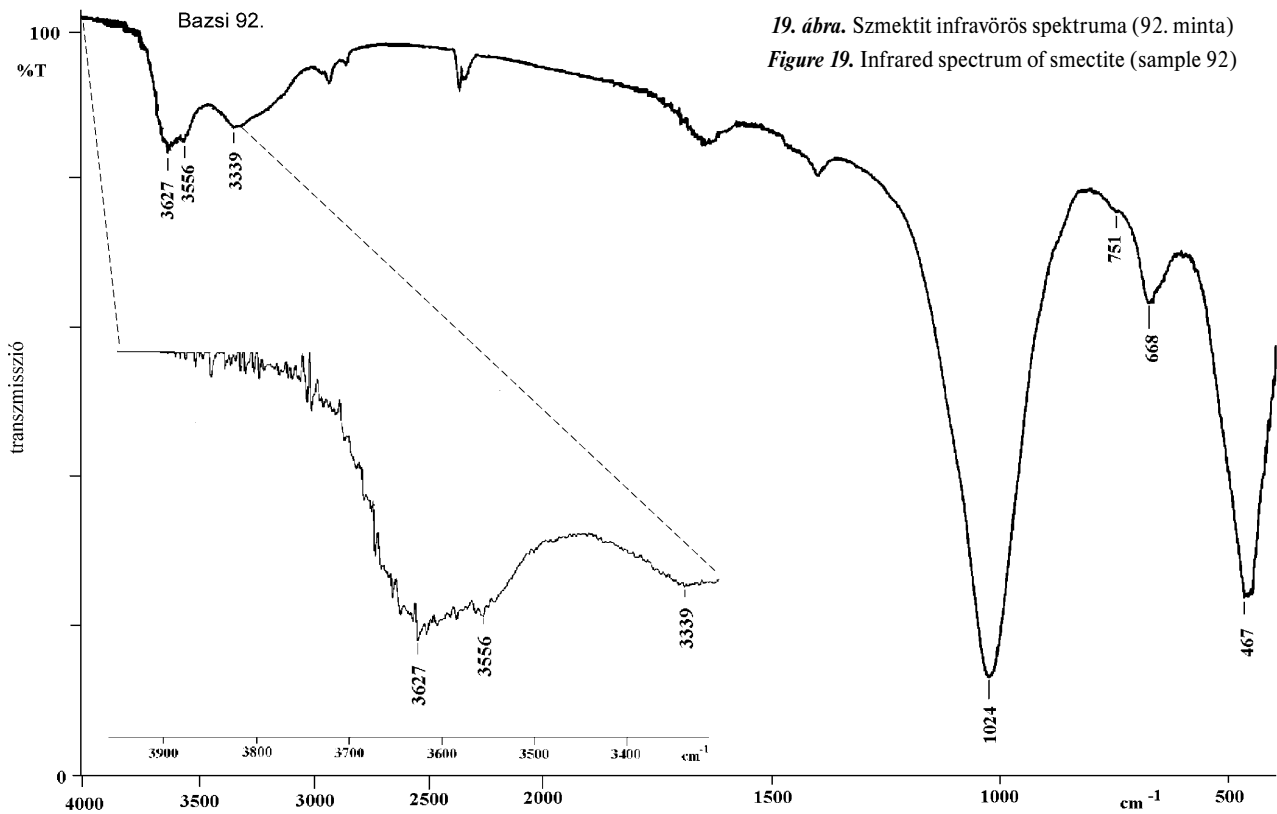
#### Tobermorit-11□ Ca<sub>5</sub>(OH)<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>16</sub>·4H<sub>2</sub>O

Szintelen, vékony táblás, végükön finom rostos kristályai sugaras halmazokat alkotnak (IV. tábla, 4. fénykép és IV. tábla, 5. fénykép). A bazaltban lévő mészkőzárványok exokontaktusán keletkezik. A feltárásban mindössze egy tobermorittartalmú minta (95.) került elő.

12. táblázat. A vizsgált szmektit infravörös spektrumának asszignációja  
 Table 12. Assignment of the infrared spectrum

Minta		2:1 rétegszilikát általános adatai	Sávok értelmezése			
92.	93.		hidroxil-csoport rezgései	vázrezgések	megjegyzés	
		$cm^{-1}$				
		3674	OH-vegyértékrezgések	vMg-OH		
3627	3674-3617			MgAl-OH, ill. RRR=(Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub>		
		3617		AlFe-OH (AlFe <sup>3+</sup> )		
3556		3565		v FeFe-OH		
3339	3339	3400		H <sub>2</sub> O OH-vegyértékrezgése		
		3250		H <sub>2</sub> O deformációs rezgés felhangja		
+	+	1630		H <sub>2</sub> O deformációs rezgés		
1024	1022	≈ 1040			vSi-O	A tetraéderez helyettesítés alacsonyabb hullámszám felé tolja Si/Al=3:1 helyettesítés 970 Si/Fe=3:1 - >950-960
		915-950	síkban deformációs rezgések (libráció)	Al-OH		
		890		Fe <sup>3+</sup> Al-OH		
		840		MgAl-OH		
		810-840 (néha kettős)		Fe <sup>3+</sup> -OH	δAl-O síkra ⊥	Fe a tetraéderben alacsonyabb hullámszám felé tolja
		800		Mg Fe <sup>3+</sup> -OH és Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> -OH		
		770			δFe-O síkra ⊥	
751 hajlat	749 hajlat	730-750			δAl-O-Si síkra ⊥	
		650-660			δAl-O-Si síkra ⊥ vagy δ Fe-O-Si síkra ⊥	
668	677	600-670		Mg-OH		
		535			Mg-O	
467	459	400-540 450 (helye függ az oktaéderez kation ionrádiusától)		δSi-O (Si-O-Mg <sup>VI</sup> 490) (Si-O-Al <sup>VI</sup> 540) egymás melletti sávok		

RRR = 3 kétértékű kation – three bivalent cations.



19. ábra. Szmektit infravörös spektruma (92. minta)  
 Figure 19. Infrared spectrum of smectite (sample 92)

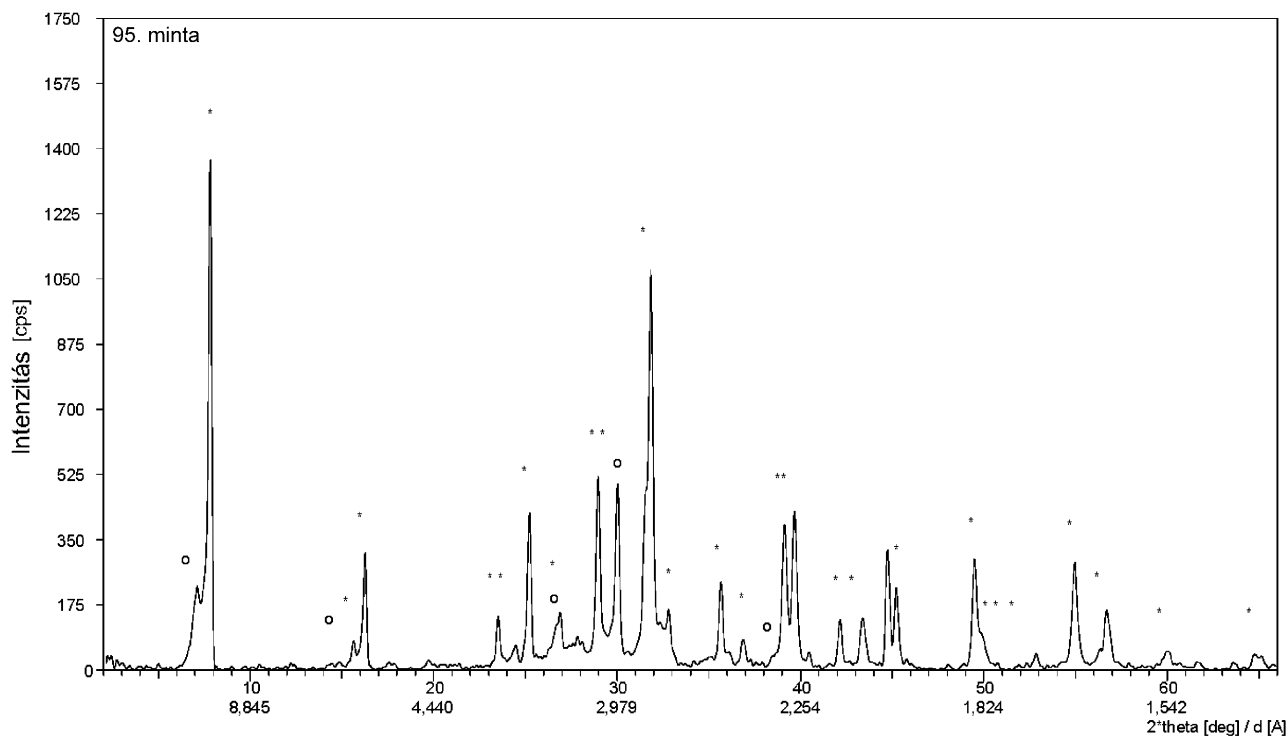


A tobermoritnak több változata ismert. A frissen kiváló tobermorit ásvány röntgenamorf. A mesterségesen előállított (pl. portlandcementben) lévő tobermorit (14 Å) rosszul kristályos. A természetes, jól kristályos változatnál — melyben a wollastonitszerű láncok rétegszerű egységeket alkotnak — a 002 reflexió 11,3 Å-nél jelentkezik.

Röntgendiffrakciós vizsgálataink alapján a mintát uralkodóan tobermorit-11 Å [ $\text{Ca}_5(\text{OH})_2\text{Si}_6\text{O}_{16}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ] alkotja (20. ábra). Mellette kis mennyiségben fibroferrit [ $\text{Fe}(\text{OH})\text{SO}_4\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ] (20. ábra), valamint kevés kvarc található.

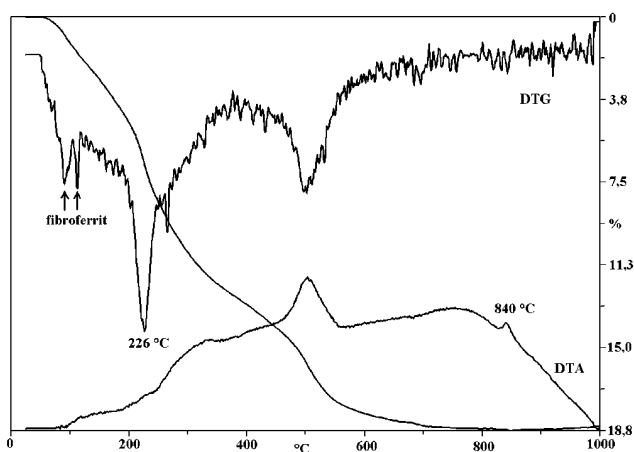
A természetes tobermorit termikus görbéjére jellemző a 250–300 °C tartományban széthúzó vízvesztési folyamat. Az exoterm reakció 800–850 °C-nál az ásvány wollastonittá való átkristályosodást jelzi (GLASSER 1970). Jól kristályos változatnál (mint esetünkben) az exoterm reakció gyenge, az amorf változatoknál éles, nagy intenzitású (21. ábra).

A mintáról IR-spektroszkópiás vizsgálat is készült (22. ábra). Tobermoritokat HENNING (1974) vizsgált részletebben. A mi spektrumunk a 11 Å-ös tobermorit spektrumához hasonlít leginkább, ezt a módosulatot ők a 14 Å-ös tobermoritból nyerték 90 °C-on történő hevítéssel. Ebben az



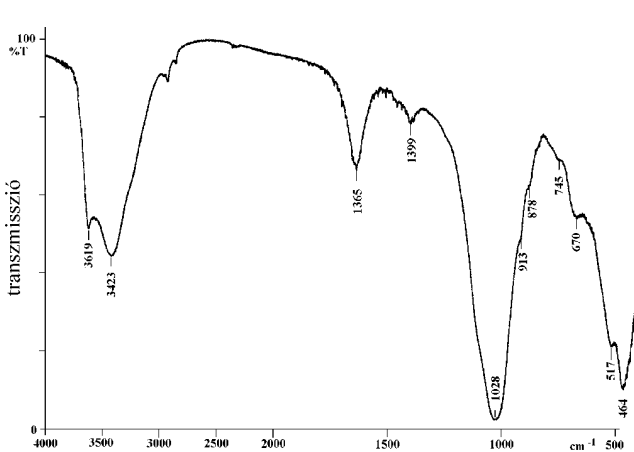
20. ábra. Uralkodóan tobermoritból (\*) álló, kevés fibroferritet (o) tartalmazó minta röntgendiffraktogramja (95. minta)

Figure 20. X-ray powder diffraction pattern of a tobermorite-rich (\*) sample with some fibroferrite (o) (sample 95)



21. ábra. Uralkodóan tobermoritból álló, kevés fibroferritet tartalmazó minta termoanalitikai görbéi (95. minta)

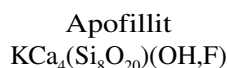
Figure 21. Thermoanalytical curves of tobermorite-rich sample with some fibroferrite (sample 95)



22. ábra. Uralkodóan tobermoritból álló, kevés fibroferritet tartalmazó minta infravörös spektruma (95. minta)

Figure 22. Infrared spectrum of tobermorite with some fibroferrite (sample 95)

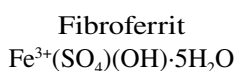
ásványban még van víz (1633 cm<sup>-1</sup>-es), és a jellegzetes Si–OH-sáv 3484 cm<sup>-1</sup>-nél van. A cementben lévő mesterséges tobermorit spektruma jelentősen különbözik a természetes ásványokétól. Mivel a kísérő kis mennyiségű fibroferrit szintén víz- és OH-tartalmú, valamint az SiO<sub>4</sub><sup>-</sup>, ill. SO<sub>4</sub>-csoportok vegyértékrezgéseai ugyanabban a tartományban jelentkeznek, a spektrumon a fibroferrit sávjait nem lehet önállóan észlelni.



Szakáll Sándor mikroszkópos vizsgálat alapján jelzi az ásvány jelenlétét pontosabb fajbesorolás nélkül (SZAKÁLL et al. 2005).



0,5 cm átmérőjű, fenn-nőtt ásványokként jelenik meg az üregek falán (92. minta, IV. tábla, 6. fénykép).



Az uralkodóan tobermorittartalmú 95. minta a röntgen-diffrakciós vizsgálat szerint kis mennyiségben fibroferritként azonosítható ásványt is tartalmaz (l. 20. ábra).

A kezdeti kétlépcsős vízvesztési reakció alapján a szulfátásvány jelenlétét a termikus görbe is (21. ábra) igazolja. A fibroferrit Fe(SO<sub>4</sub>)(OH)·5H<sub>2</sub>O termikus reakcióit lásd a 13. táblázatban.

13. táblázat. A fibroferrit endoterm reakcióinak irodalmi adatai

Table 13. Endotherm reactions of fibroferite from the literature

Irodalmi hivatkozás	Hőmérséklet, °C		
CVETKOV, VALJASIHINA 1953	75	525	740
	125		
	190		
CVETKOV, VALJASIHINA 1955	120	525	740
	190		
DUBANSKY 1956	150	530	745
	230		
GAZIZOVA, RUSZAKOV 1959	100	540	695
	225		810
IVANOVA et al. 1974	50-270	500-600	600-840
	kristályvíz dehidratációja		
AUGUST 1991	170 és 230	530	750
	kristályvíz dehidratációja	dehidroxiláció	szulfát- bomlás

### Következtetések

A Karikás-tető bazaltjának egyes üregeiben az alábbi ásványok voltak megfigyelhetők a feltüntetett kiválási sorrendben:

analcim+phillipsit→gismondin,  
phillipsit→thomsonit,  
szmektit→phillipsit+kabazit,

tobermorit+fibroferrit,  
aragonit→szmektit→kalcit,  
szmektit→kalcit,  
kalcit→szmektit,  
szerpentin+klorit+szmektit.

Bazaltos összetételű kőzetek átalakulásaira vonatkozóan különféle irodalmi adatok ismertek.

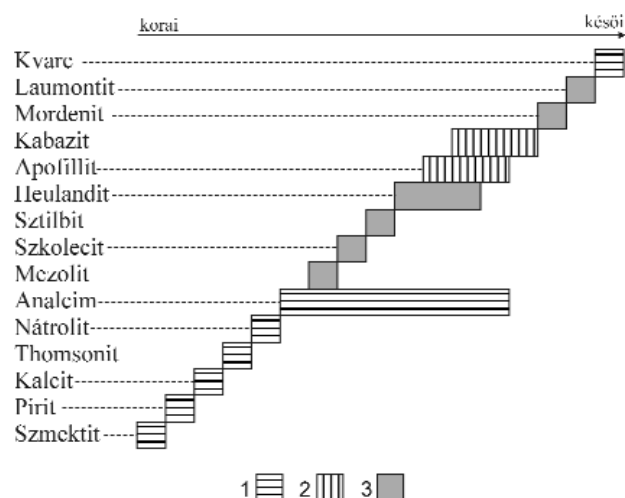
A *serpentine* ásványgyűjtésre vonatkozóan:

— HOFMANN, JÄGER (1959) bazalttufák átalakulási folyamataira az alábbi sorozatot adták: piroxén, olivin → szerpentin → klorit-montmorillonit kevert szerkezetű ásvány → szaponit.

— PAPP, SZAKÁLL (1999) a Csódi-hegyi szerpentinek és szmektitek keletkezését azzal magyarázzák, hogy a magma által áttört üledék leszakított és bezárt kőzetei először kontaktmetamorfózist szenvedtek, majd ezeket a képződményeket hidrotermális oldatok alakították át, melyekhez köthetők az említett ásványok.

A *zeolitos* ásványparagenezisre vonatkozóan:

— KEITH, STAPLES (1985) bazaltok alacsony hőmérsékletű átalakulására vonatkozóan (oxigén- és szénizotópos vizsgálat alapján vagy 60-70 °C-os hidrotermális átalakulás, vagy bazalttal kölcsönhatásba lépő hideg, 10 °C-os esővíz) a 23. ábrán bemutatott sorozatot adja. Ebbe a sorozatba beilleszthetők az általunk különböző módszerekkel kimutatott ásványok is.



23. ábra. Zeolitek és kísérő ásványok kiválási sorozata

Röntgen-diffrakciós és termoanalitikai (1), illetve mikroszkópos vagy elektron-mikroszkópos (2) módszerrel a Karikás-tetőn általunk kimutatott ásványok és (3) általunk nem talált ásványok

Figure 23. General paragenetic sequence of zeolites and associated minerals

Minerals determined from Karikás-tető with use by X-ray powder diffraction and thermoanalytical methods (1), by microscope and electron microscope respectively (2) and unfound minerals (3)

Különböző jelenleg is aktív hidrotermális területek bazaltjaiban található üregkitöltő ásványokra meghatározott konkrét kiválási hőmérsékleti adatokat foglalja össze a 14. táblázat.

14. táblázat. Bazaltokban lévő hidrotermális eredetű ásványok képződési hőmérséklete

Table 14. Crystallisation temperature of the hydrothermal minerals in basalts

	Hidrotermális ásványképződés hőmérséklete, °C						
	Surtsey	Izland HE-9	Izland HE-3	Izland NL-20	ÉK-Izland	Izland	Kenya
	JAKOBSSON, MOORE 1986	ESHAGHPOER 2003	GETANEH 2001	NOURALIEE 2000	FRIDRIKSSON et al. 2001	KRISTMANNSDOTTIR, TOMASSON 1978	LAGAT 2004
Phillipsit	55-99				50-60	60-85	
Analcim	55-99	40-60		<100	65-75	40-300	
Nátrolit						70-100	
Gismondin						80-90	
Kabazit	68-92				50-70	50-75	
Thomsonit					55-70	65-110	
Aragonit							
Kalcit	0-150			100-300			<320
Pirit							<400
Tobermorit	55-99						
Nontronit	115-125						
Szmektit		<200	<200				
Klorit		>230	>230				>200

A zeolitok esetünkben is a fentiekhez (2. ábra) hasonló hidrotermális folyamat kiválási sorait képviselik, azzal az eltéréssel, hogy esetünkben a szmektit képződése több ciklusban történhetett.

Jól megkülönböztethetők az eltérő zárványtípusok közelében lévő üregkitöltő ásványtársulások és ezek kiválási sorrendjei:

— A mészkőzárványok környezetében található üregek ásványainak elvi paragenetikai sorrendje: kőzetalkotók → pirit → szmektit → analcim → phillipsit → tobermorit+fibroferrit → kalcit → gonnardit → thomsonit → gismondin → nátrolit → másodlagos ásványok.

— Az agyagos-homokkőves kőzetzárványok környezetében megjelenő üregek kitöltő ásványainak elvi paragenetikai sorrendje: pirit → aragonit (vaskosabb) → szmektit → phillipsit → kabazit → kalcit → aragonit (vékonytűs) → másodlagos ásványok.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk Papp Gábornak (Magyar Természettudományi Múzeum) részletes és hasznos lektori észrevételeiért, kiegészítő információiért és tanácsaiért.

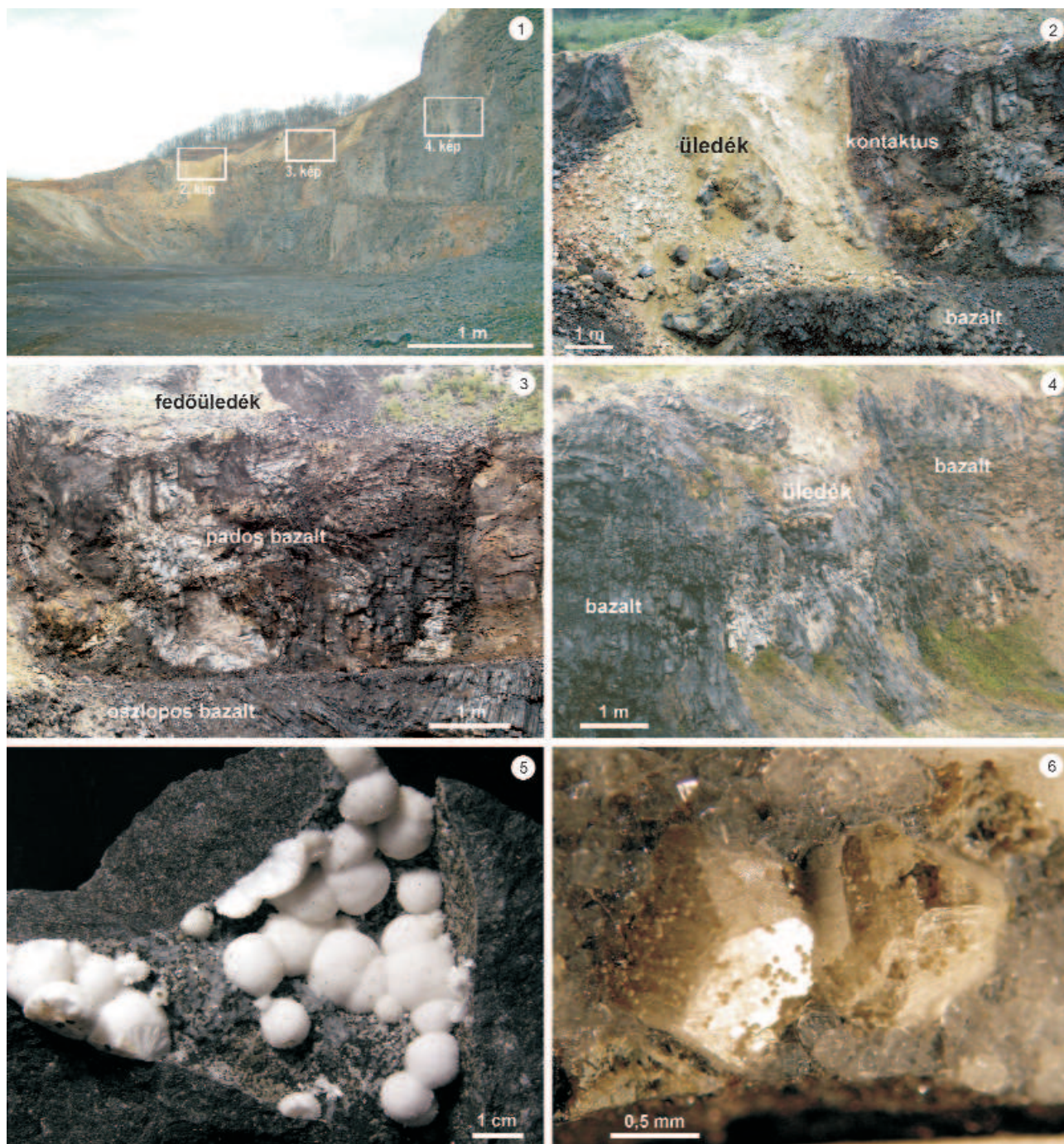
### Irodalom — References

- AUGUST C. 1991: The determination of hydrated sulphates in the weathered crystalline rocks by means of thermal analysis. — In: SMYKATZ-KLOSS W., WARNE S. ST. J. (eds). 1991: Thermal Analysis in the Geosciences. *Series of Lecture Notes in Earth*, Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - London - Paris - Tokyo - Hong Kong - Barcelona - Budapest, pp. 102-114.
- BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZ-BARANYAI L., SOLTI G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1980. évről*, pp. 243-259.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z., RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica Petrographica* 28, pp. 75-93.
- BASTA, E. Z., ABDEL KADER, Z. 1969: The mineralogy of Egyptian serpentines and talccarbonates. — *The Mineralogical Magazine* 37 (287), pp. 394-408.
- BATYIASVILI, T. V. 1972: *Tyermograficeszkoje iszszledovanyije ceolitov szrednyeeocenovih vulkanogennih tolsck Gruzii*. — Mecnyiereba, Tbiliszi, 80 p.
- BEUDANT, F. S. 1822: *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818*. Vol. I-III & Atlas — Verdier, Paris.
- BODORKÓS Zs. 1997: Adatok a Prágahegy (Veszprém megye) geológiai ismeretéhez. — *Folia Musei Historico Naturalis Bakonyiensis* 16, pp. 49-58.
- BODORKÓS Zs. 2007: A bazaltbányászat vázlatos története Sümeg környékén. — *A Magyar Olajipari Múzeum Közleményei* 31 (in press).
- BÖCKH J. 1875-78: A Bakony D-i részének földtani viszonyai II. A bazalt és tufái. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* III., pp. 93-108.
- BRECK, D. W. 1973: *Zeolite molecular sieves. Structure, chemistry and use*. — Wiley and Sons, New York, pp. 442-449.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS Gy. 1999: A Balatonfelvidék földtana. — Magyarázó a Balatonfelvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet 197. Alkalmi kiadványa*, Budapest, 257 p.
- COOMBS, D. S., ALBERTI, A., ARMBRUSTER, TH., COLELLA, C., GALLI, E., GRICE, J. D., LIEBAU, F., MANDARINO, J. A., MINATO,

- H., NICKEL, E., H. PASSAGLIA, E., PEACOR, D. R., QUARTIERI, S., RINALDI, R., ROSS, M., SHEPPARD, R. A., TILLMANN, E., VEZZALINI, G. 1998: Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. — *Mineralogical Magazine* 62 (4), pp. 533–571.
- CVETKOV, A. I., VALJASIHINA, JE. P. 1953: Fibroferrit i melanterit. — Dokladi Akademijskij Nauk SZSZSR 93 (2.). pp. 343–346. Hivatkozva: MACKENZIE, R. C. 1962: *Scifax Differential Thermal Data Index*. — Cleaver-Huma Press, London.
- CVETKOV, A. I., VALJASIHINA JE. P. 1955: Termoanaliticheszkije karakterisztiki szulfatnih mineralov. — *Trudi Instityuta Geologicszkij Nauk* 157, pp. 30–107.
- DETRICH B. 2002: MAZótúra. — *Geoda* 34 (1), pp. 22–31.
- DONÁTH, É. 1974: Thermal analysis in the investigation of water bonds in natural zeolites. — *Thermal Analysis, Proceedings of 4th International Confederation for Thermal Analysis Conference, Budapest*, pp. 629–638.
- DONÁTH, P.E., SIMÓ, B. 1966: Further studies into the relationship between lattice structure and water bond in phillipsite and gonnardite (in Russian). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* III., pp. 109–121.
- DRABANT A., MOZGAI Zs. 1989: Magyarország ásványlelőhelyeinek topográfiája I. Keszthelyi-hegység. — *Ásvány- és Őslénygyűjtő Hírek* 1 (5), pp. 8–11.
- DUBANSKY, A. 1956: Príspevky k poznání geochemie sekundárních sulfátů III. Sulfáty z Dubniku u Prešova. — *Chemické Listy (Praha)* 50 (5), pp. 1347–1361. Hivatkozva: MACKENZIE, R. C. 1962: *Scifax Differential Thermal Data Index*. — Cleaver-Huma Press, London.
- ERDÉLYI J. 1954: *Balaton bazalt-hegyek*. — Népművelési Minisztérium Múzeumi Főosztálya, Budapest, 46 p.
- ESHAGHPOER, M. 2003: Borehole geology and alteration mineralogy of well HE-9 in Hellisheidi Geothermal Field, SW-Iceland. — *Geothermal Training Programme, The United Nations University, Reykjavik, Iceland* 8, pp. 165–187.
- FRIDRIKSSON, TH., NEUHOFF, P.S., ARNÓRSSON, S., BIRD, D.K. 2001: Geological constraints on the thermodynamic properties of the stilbite – stellerite solid solution in low-grade metabasalts. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65 (21), pp. 3993–4008.
- GAZIZOVA, K. SZ., RUSZAKOV M. P. 1959: O fibroferrite iz Kounradzkovo mednovo mesztorozszenija. — *Zapiski Vseszojuznovo Minyeralogicszkovo Obszesztva* 88 (2), pp. 184–187. — Hivatkozva: MACKENZIE R. C. 1962: *Scifax Differential Thermal Data Index*. Cleaver-Huma Press, London.
- GETANEH, E. 2001: Borehole geology and alteration mineralogy in the upper half of well HE-3, Hellisheidi, SW-Iceland. — *Geothermal Training Programme, The United Nations University, Reykjavik, Iceland* 4, pp. 59–82.
- GIAMPAOLO, C., LOMBARDI, G. 1994: Thermal behaviour of analcimes from two different genetic environments. — *European Journal of Mineralogy* 6 ( ), pp. 285–289.
- GLASSER, F. P. 1970: Other silicates. — In: MACKENZIE, R. C. (ed.): *Differential Thermal Analysis*. Academic Press, London - New York, pp. 575–608.
- HENNING O. 1974: Cements; the hydrated silicates and aluminates: Tobermorite and related compounds. pp. 454–456. — In: FARMER, V. C. (eds) 1974: *The infrared spectra of minerals*. Mineralogical Society, London, 539 p.
- HOFMANN K. 1874: A déli Bakony bazaltjai. — *Földtani Közlöny* 4 (12), pp. 303–312.
- HOFMANN K. 1875–1878: A déli Bakony bazalt közetek. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* III, pp. 339–527.
- HOFMANN, F., JÄGER, E. 1959: Saponit als Umwandlungsprodukt im basaltischen Tuff von Karelien (Kanton Schaffhausen). — *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 39 (1–2), pp. 115–124
- IVANOVA, V. P., KASZATOV, B. K., KRASZAVINA, T. N., ROZINOVA, JE. L. 1974: *Termicseskij analiz minyeralov i gornih porod*. — Nyedra, Leningrad, 399 p.
- JAKOBSSON, S.P., MOORE, J.G. 1986: Hydrothermal minerals and alteration rates at Surtsey volcano, Iceland. — *Geological Society of America Bulletin* 97 (5), pp. 648–659.
- JÁMBOR, Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 65, 259 p.
- JUGOVICS L. 1948: Adatok a Tátika – Prága – Sarvaly-hegyek vulkanológiai felépítéséhez. — *Földtani Közlöny* 78 (1–12), pp. 196–205.
- JUGOVICS L. 1950: Geológiai és közettani szakvélemény Sarvaly-hegyről és a „Sümegei bazaltbánya” kőartalékáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JUGOVICS L. 1951: Zalaszántó-Zsidi-medence bazalt-hegyeinek (Tátika-csoport) felépítése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1945–47. évről*, 2, pp. 259–290.
- JUGOVICS L. 1955: Összefoglaló földtani beszámoló és készletszámítás a szebikei és a prágahegyi bazaltelfordulásról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JUGOVICS L. 1959: Újabb vulkanológiai és közettani megfigyelések a Tátika-csoport bazalt-hegyein. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1955–56. évről*, pp. 153–178.
- KEITH, T. STAPLES, L. 1985: Zeolites in eocene basaltic pillow lavas of the Siletz River Volcanics, Central Coast Range, Oregon. — *Clays and Clay Minerals* 33 (2), pp. 135–144.
- KOYAMA, N. S., SHIMODA, T., SUDO, T. 1973: Iron rich saponite (ferrous and ferric form). — *Clays and Clay Minerals* 21 (4), pp. 229–237.
- KOIZUMI, M. 1953: D.t.a. and dehydration curves of zeolites. — *Mineralogical Journal of Japan* 1, pp. 36–47. — Hivatkozva: MACKENZIE, R.C. 1962: *Scifax Differential Thermal Data Index*. Cleaver-Huma Press, London.
- KÓNYA, P. 2006: Twinned phillipsite crystals in the basalts of the Tatika Group, Balaton Highland, Hungary. — *3rd Mineral Sciences in the Carpathians Conference, Miskolc, Acta Mineralogica Petrographica, Abstract Series*, 5, Szeged, p. 58.
- KÖVÉCSÉS-VARGA L. 2004: Bazsi, Karikás-tető, bazalt köfejtő. — In: SZAKÁLL S.: *100 magyarországi ásványlelőhely*, pp. 29–30.
- KRISTMANNSDOTTIR, H., TOMASSON, J. 1978: Zeolite zones in geothermal areas of Iceland. — In: SAND, L. B., MUMPTON, F. M. (eds): *Natural Zeolite Occurrence, Properties and Use*. Pergamon Press, Oxford, United Kingdom, pp. 277–284.
- LAGAT, J. K. 2004: Geology, hydrothermal alteration and fluid inclusion studies of Olkaria Domes geothermal field, Kenya. — *MSc Thesis, Department of Geology and Geography University of Iceland, Reykjavik*, 71 p.
- LÓRÁNTH Cs. 1999: Bazsi '99. — *Geoda* 3, pp. 18–19.
- LÓRÁNTH, Cs. 2003: Offretite from the Balaton Highland, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series* 1, p. 64.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica, Series Geologica* 26, 191 p.

- MAURITZ B. 1948: A dunántúli bazaltok közetkémiai viszonyai. — *Földtani Közöny* 78 (1), pp. 134–169.
- MAURITZ, B. 1958: Újabb ásványközettani érdekességek hazánkban. — *Földtani Közöny* 88 (4), pp. 447–452.
- MOZGAI ZS. 1995: Adalékok a Bakony-hegység ásványlelőhelyeihez az 1980-as években. — *Acta Musei Papensis* 5, pp. 39–62.
- NOURALIEE, J. 2000: Borehole geology and hydrothermal alteration of well NL-20, Nesjavellir high-temperature area, SW Iceland. — *Geothermal Training Programme, The United Nations University, Reykjavik, Iceland* 15, pp. 303–330.
- PANESZ, V. I., NASZEDKINA, V. H., NASZEDKIN, V. V. 1967: Minyeralogo-petrograficeszkaja harakterisztika i oszobennosztii gyegidratácii minyeralov gruppi ceolitov. — In: PETROV, V. P.: *Vodnije vulkanyicseszkije sztyokla i posztvulkanyicseszkije minyerali*. Nauka, Moszkva, pp. 56–92.
- PAPP G. 1988: Szerpentinásványok mineralógiai vizsgálata különös tekintettel a honi előfordulásokra. Egyetemi doktori értekezés. — *Kézirat*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Budapest.
- PAPP G., DÓDONYI L., FÖLDEVÁRI M., LOVAS GY. 1999: A dunabogdányi „hidroantogorit”. — *Topographia Mineralogica Hungariae (Miskolc)* VI, pp. 127–136.
- PAPP G., SZAKÁLL S. 1999: A csódi-hegyi szerpentin kőzetásványok ásványai. — *Topographia Mineralogica Hungariae (Miskolc)* VI, pp. 103–125.
- PÉCSINÉ DONÁTH É. 1963: A zeolitok termikus bomlásának vizsgálata DTA módszerrel. — *Földtani Közöny* 93 (Agyagásványfüzet), pp. 32–39.
- PÉCSI-DONÁTH, É. 1965: On the individual properties of some Hungarian zeolites. — *Acta Geologica Hungarica* IX (3-4), pp. 234–257.
- PÉCSI-DONÁTH, É. 1968: Some contributions to the knowledge of zeolites — *Acta Mineralogica-Petrographica (Szeged)* 17 (2), pp. 127–141.
- PENG, C.J. 1955: D.T.A. of natrolite group. — *The American Mineralogist* 40 (9-10), pp. 834–856.
- PHADKE, A. V., APTE, A. 1997: Thermal behaviour of fibrous zeolites of the Natrolite group. — *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry* 50 (3), pp. 473–486.
- RAHDEN, VON, H. V. R., RAHDEN, VON, M. J. E. 1972: Some aspects of the identification and characterisation of 14□ chlorites. — *Minerals Science and Engineering* 4, pp. 43–66.
- REEUWIJK, VAN, L. P. 1972: High temperature phases of zeolites of the natrolite group. — *The American Mineralogist* 57 (3-4), pp. 499–510.
- SCHAFARZIK F. 1904: A Magyar Korona Országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. — Budapest, *Magyar Királyi Földtani Intézet, Alkalmi Kiadvány*, 413 p.
- SCHOMBURG, J. 1987: Kombinierte thermische Untersuchungen an eisenarmen trioktaedrischen Chloritmineralen. — *Chemie der Erde* 46 (3-4), pp. 337–344.
- SCHOMBURG, J. 1988: Trioctahedral smectite — results of thermal studies. — *Proceedings of Tenth Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Ostrava* 1986, pp. 343–349.
- SMYKATZ-KLOSS, W. 1974: *Differential thermal analysis. Application and results in mineralogy*. — Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 185 p.
- SMYKATZ-KLOSS, W. 1982: Application of DTA in mineralogy. — *Journal of Thermal Analysis* 23 (1-2), pp. 15–44.
- SZAKÁLL S., GATTER I. 1993: *Magyarországi ásványfajok*. — Fair System Kft., Miskolc, 211 p.
- SZAKÁLL S., GATTER I., SZENDREI G. 2005: *A magyarországi ásványfajok*. — Köország Kiadó, Budapest, pp. 217–298.
- SZAKÁLL S., JÁNOSI M. 1995: Magyarország ásványai. — *Kiállításvezető*, Herman Ottó Múzeum, Miskolc, pp. 88–97.
- SZAKÁLL, S., JÁNOSI, M. 1996: Minerals of Hungary. — *Topographia Mineralogica Hungariae (Miskolc)* IV, pp. 99–109.
- TODOR, D. N. 1972: *Analiza termică a mineralelor*. — Editura Tehnică, București, 279 p.
- TÖRÖK, K. 2002: Ultrahigh-temperature metamorphism of a buchitezed xenolith from the basaltic tuff of Szigliget (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* 45 (2), pp. 175–192.
- ULLRICH, B., ADOLPHI, P., SCHOMBURG, J., ZWAHR, H. 1987: Kombinierte thermoanalytische Untersuchungen an Zeolithen. Teil I. Minerale der Natrolith-Gruppe. — *Chemie der Erde* 47 (3-4), pp. 283–293.
- VENIALE, F. 1962: Effetto delle fibre sul comportamento all A.T.D. di un minerale de gruppo serpentino. — *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana* 18, pp. 277–290.
- VITÁLIS I. 1911: A balatonfelvidéki bazaltok. — In: LÓCZY L.: *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* I. kötet, I. Geológiai függelék II. Magyar Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest, 169 p.
- WEISZBURG T., TÓTH E., KUZMANN E., LOVAS GY. 1999: Vasgazdag trioktaéderes smektit a Dunabogdányi Csódi-hegyről. — *Topographia Mineralogica Hungariae (Miskolc)* VI, pp. 170–190.
- YAMAZAKI, A., INOUE, Y., KOIKE, M., SAKAMOTO, T., OTSUKA, R. 1993: Preparation and dehydration behaviour of thomsonite with ideal chemical composition — *Journal of Thermal Analysis* 40 (1), pp. 85–97.

I. tábla — Table I



1. fénykép. A karikás-tetői kőfejtő

Photo 1. Quarry of Karikás-tető

2. fénykép. Üledékbe nyomult bazalt

Photo 2. Basalt intrusion into the sediment (Sediment, Contact, Basalt)

3. fénykép. Bazalt-fedőüledék kontaktusa

Photo 3. Contact of basalt and cover sediment (Overlying sediment, Tabular basalt, Columnar basalt)

4. fénykép. Bazaltba ágyazott üledékes test

Photo 4. Sediment xenolith in the basalt (Basalt, Sediment)

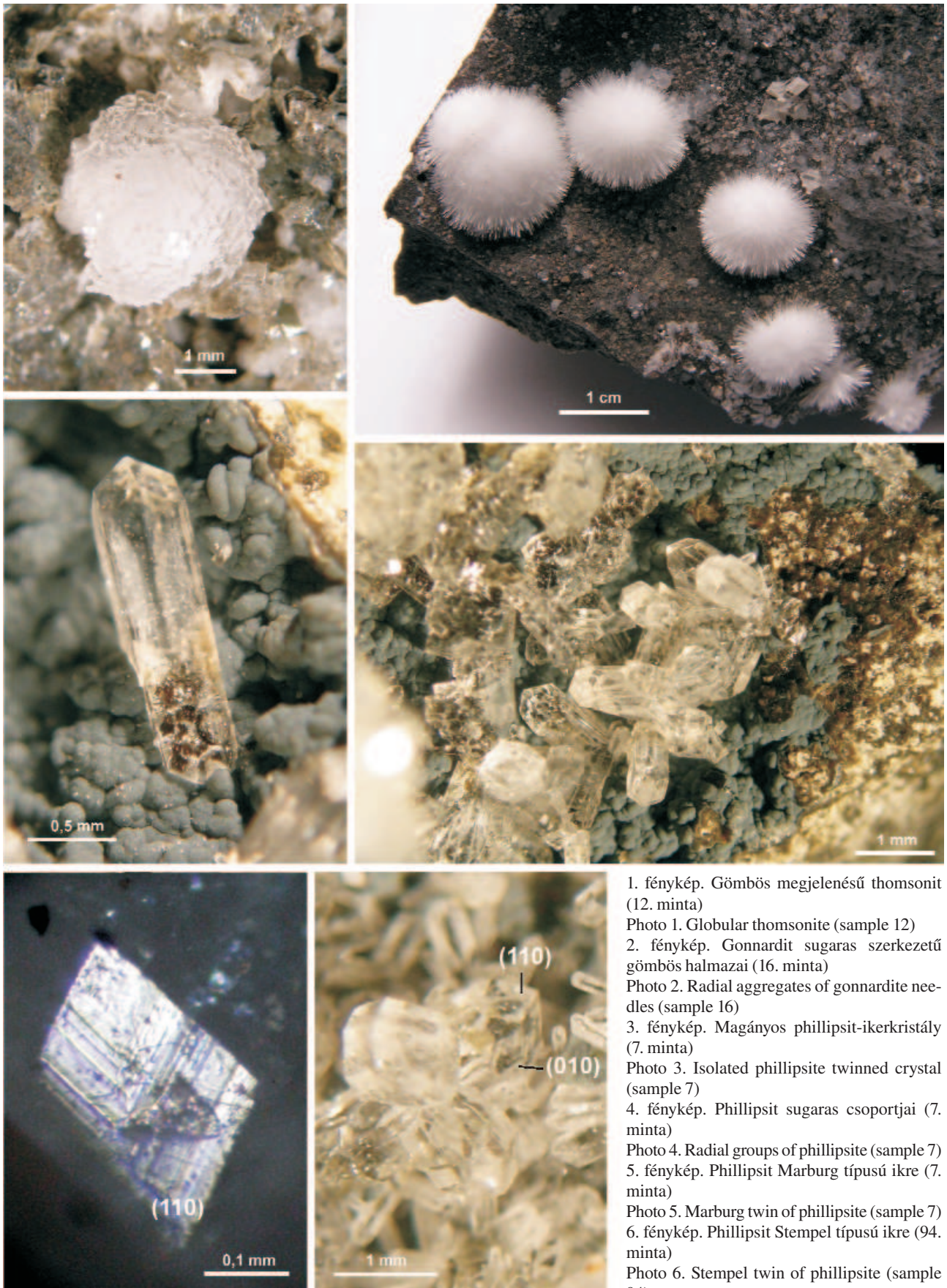
5. fénykép. Nátrolit sugaras szerkezetű gömbös halmazai (91. minta)

Photo 5. Radial aggregates of natrolite needles (sample 91)

6. fénykép. Halványzöld analcimkristályok phillipsittel (10. minta)

Photo 6. Light green analcime crystals with phillipsite (sample 10)

## II. tábla — Table II



1. fénykép. Gömbös megjelenésű thomsonit (12. minta)

Photo 1. Globular thomsonite (sample 12)

2. fénykép. Gonnardit sugaras szerkezetű gömbös halmazai (16. minta)

Photo 2. Radial aggregates of gonnardite needles (sample 16)

3. fénykép. Magányos phillipsit-ikerkristály (7. minta)

Photo 3. Isolated phillipsite twinned crystal (sample 7)

4. fénykép. Phillipsit sugaras csoportjai (7. minta)

Photo 4. Radial groups of phillipsite (sample 7)

5. fénykép. Phillipsit Marburg típusú ikre (7. minta)

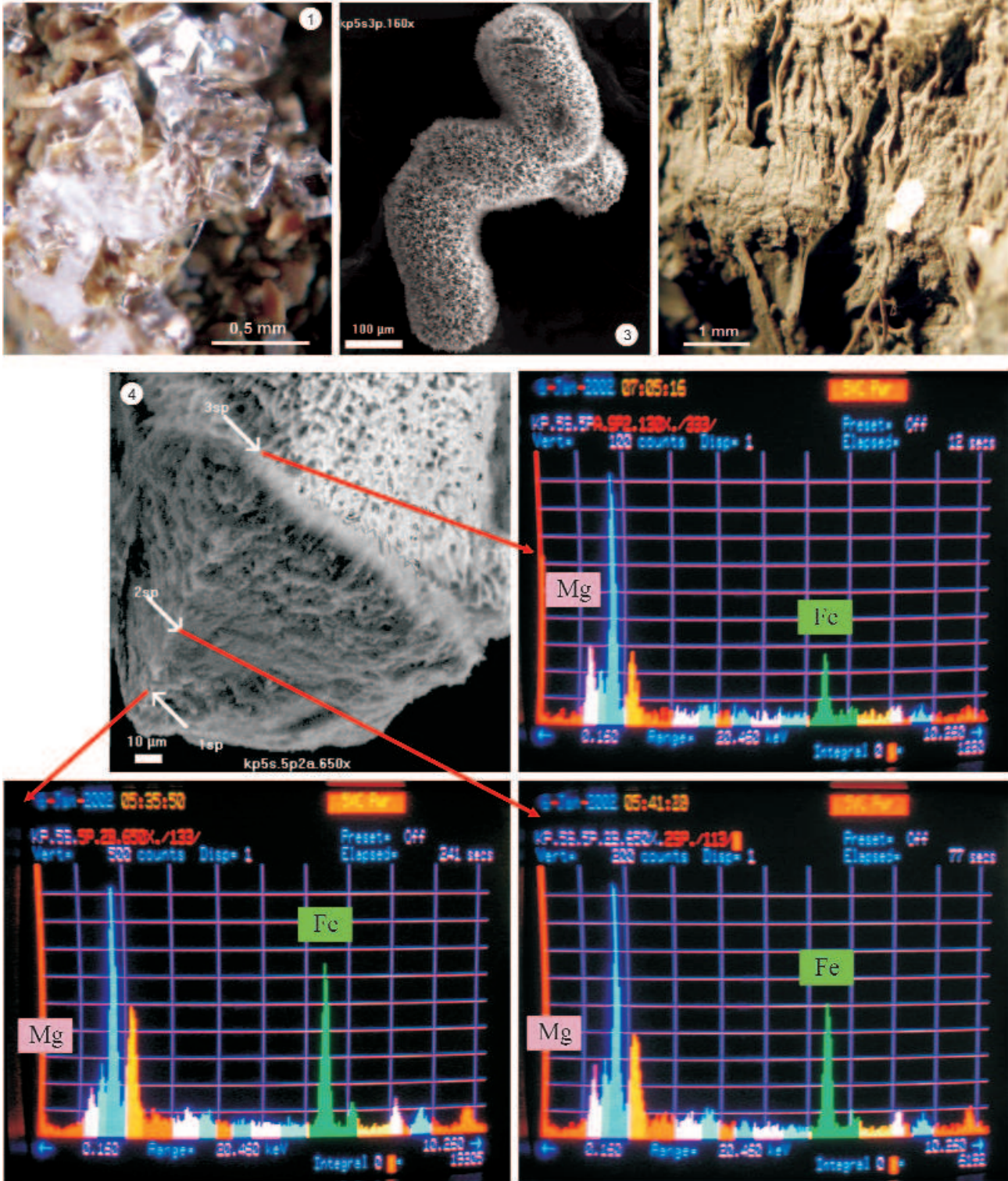
Photo 5. Marburg twin of phillipsite (sample 7)

6. fénykép. Phillipsit Stempel típusú ikre (94. minta)

Photo 6. Stempel twin of phillipsite (sample 94)

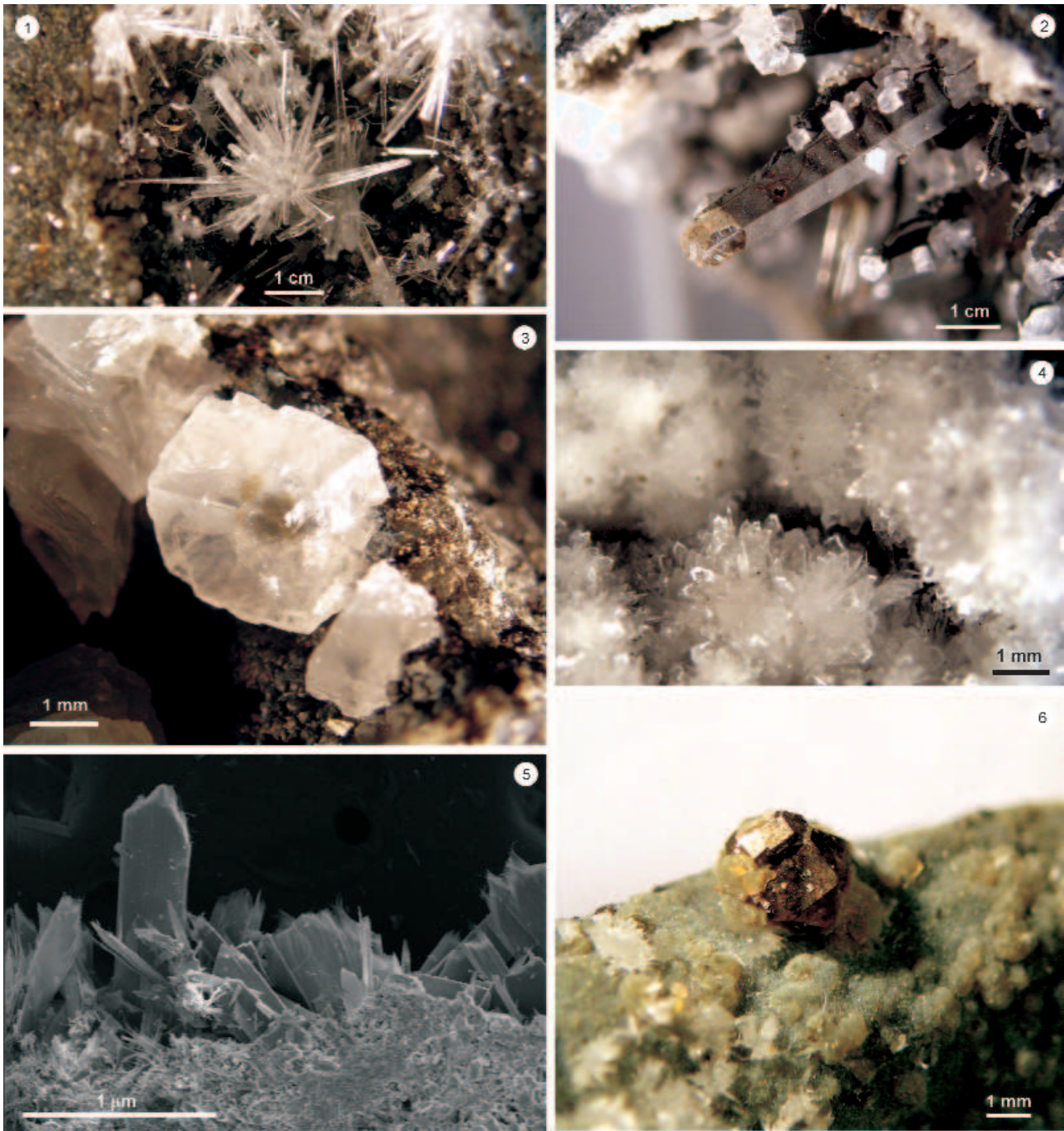
III. tábla — Table III

- 1. fénykép. Színtelen kabazitromboéderek  
Photo 1. Colourless chabazite rhombohedra
- 2. fénykép. Cseppköves megjelenésű szmektit (96. minta)  
Photo 2. Stalactite-like smectite (sample 96)
- 3. fénykép. Féregszerű szmektit halmaz (96. minta)  
Photo 3. Vermicular smectite aggregate (sample 96)
- 4. fénykép. Szaponit SEM képe és EDS felvételei (96. minta)  
Photo 4. SEM micrograph of saponite with the corresponding EDS spectra (sample 96)





## IV. tábla — Table IV



1. fénykép. Sugaras aragonit-kristálycsoport

Photo 1. Radiating aragonite crystal group

2. fénykép. Szmektit és kalcit aragoniton

Photo 2. Smectite and calcite on aragonite

3. fénykép. Kalcitromboéderek

Photo 3. Calcite rhombohedra

4. fénykép. Sugaras megjelenésű tobermorit (95. minta)

Photo 4. Radial aggregates of tobermorite (sample 95)

5. fénykép. Tobermorit elektronmikroszkópos képe (95. minta)

Photo 5. SEM micrograph of tobermorite (sample 95)

6. fénykép. Piritkristály (92. minta)

Photo 6. Pyrite crystal (sample 92)

## Az Aggtelek–Rudabányai-hegység édesvízimészke-előfordulásai

### *Travertine deposits of the Aggtelek–Rudabánya Mountains*

SÁSDI LÁSZLÓ

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

. ———

Tárgyszavak: édesvízi mészkő, karsztforrás, Aggtelek–Rudabányai-hegység, kora-pannóniai, pleisztocén, holocén

#### Összefoglalás

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység édesvízimészke-előfordulásairól eddig összefoglaló publikáció nem jelent meg, s a részlegesen is általános jellegűek. Jelen tanulmány – bár részletes vizsgálatok eddig nem készültek – ezt a hiányt pótolja. Az első tapasztalatok alapján a területen számos, a helyi erózióbázishoz viszonyított különböző magasságban elhelyezkedő, különböző korú édesvízimészke-szint mutatható ki. A Rudabányai-hegység DK-i és ÉNy-i és a Szalonnai-hegység DK-i oldalán és a Teresztenyei-fennsík Ny-i peremén a Bódva völgyétől mért 140–150 m-en tavi kifejlődésű, kora-pannóniai édesvízi mészkő található. Az Alsó-hegy déli lábánál. A Bódva völgyétől mért 55–115 m-en feltehetően kora-pleisztocén édesvízi mészkő van. A Kútfej-völgyben, valamint a Jósvafő melletti Kaffka-réten a Jósva és a Kecő völgyétől mért 25–45 m-en vélhetően középső-pleisztocén édesvízimészke-szint fordul elő. Eltérő tszf. magasságú, 2–10 m vastag édesvízimészke-előfordulások ismertek a karsztforrások előterében, koruk feltételeesen késő-pleisztocén–holocén. A legalsó szintet a jelenlegi patakok tataratás jellegű édesvízimészke-kiválásai jelentik.

Keywords: travertine, karstic spring, Aggtelek–Rudabánya Mountains, Lower Pannonian, Pleistocene, Holocene

#### Abstract

So far nobody publish synthetic paper about the travertine deposits of the Aggtelek–Rudabánya Mts, and the published papers are too general. This paper makes up this shortage. After the first observations in the mountains there are numerous level of the travertines on variant high above the local base of erosion, and with variant age. At the SW and NE edge of the Rudabánya Mts, and SE edge of the Szalonna Mts and the W edge of the Teresztenye Highland at 140–150 m high from the Bódva Valley there are Lower Pannonian travertine. On the southern foothill of the Alsó Hill At 55–115 m from the Bódva Valley can be found Early(?) Pleistocene travertine. In the Kútfej Valley, and near Jósvafő (Kaffka meadow) at 25–45 m from the Jósva and Kecő Valley there are Middle(?) Pleistocene travertine. Near the karstic springs can be seen 2–10 m thick travertine. These high above sea level variant, depend from the high of the spring. The age of this travertine Late Pleistocene – Holocene. The bottom level of the travertine is on the benches in the water-course.

. ———

#### Bevezetés

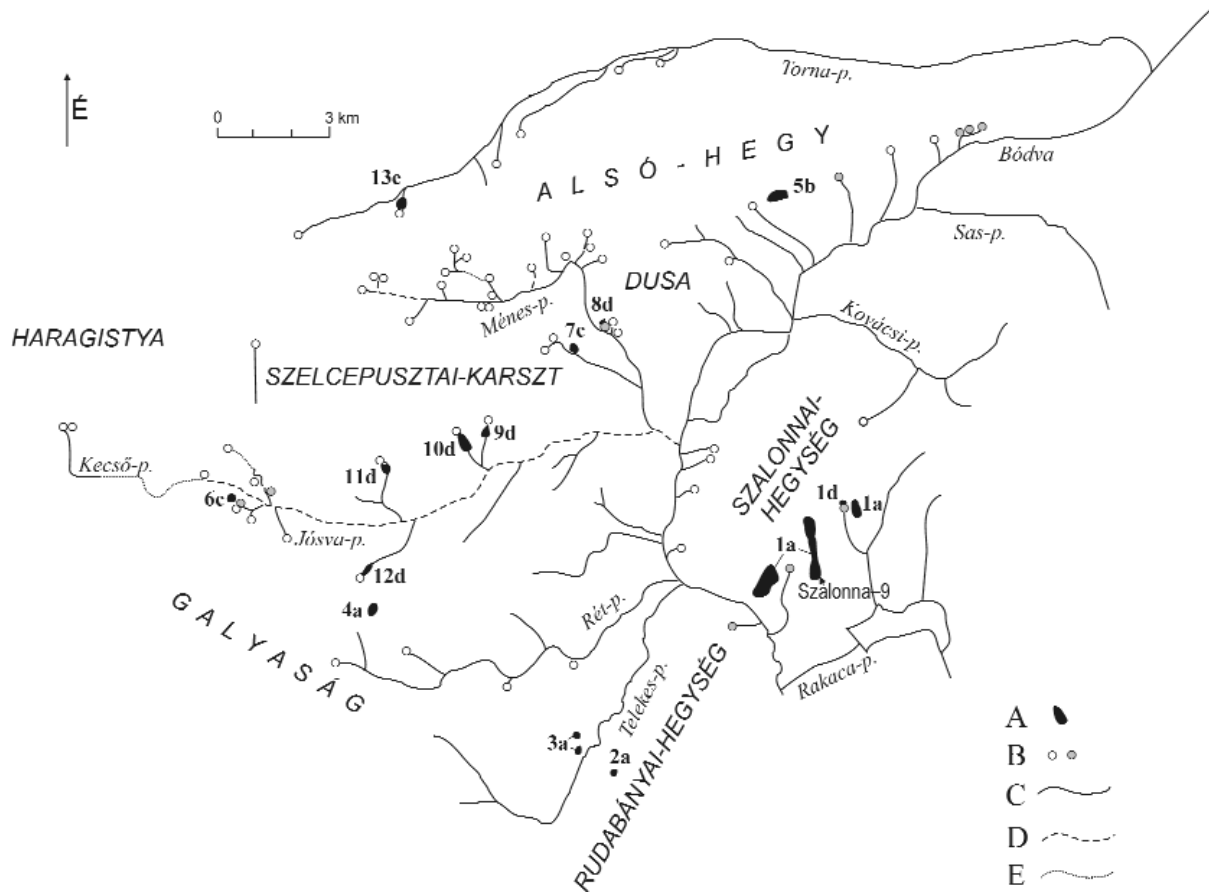
Az Aggtelek–Rudabányai-hegység édesvízi mészköveinek első említése a Rudabányai-hegység ÉK-i részét képező Szalonnai-hegység DK-i oldalán elhelyezkedő Szalonna és Martonyi környéki édesvízi mészkövek csigafaunájának leírásához köthető (SÜMEGHY 1924). KESSLER (1936) a Kopolya-völgy 300 m széles mésztufájáról tett pár soros

említést a Kopolya-zsomboly felfedezése kapcsán. A Szalonna melletti előfordulásokat később térképen is rögzítették, melyet BALOGH (1955) tett közzé az ún. egységesített, 1:25 000-es méretarányú földtani térképen. A Magyar Állami Földtani Intézet által 1965-ben megjelentetett földtani térképmagyarázóban ALFÖLDI et al. (1965) a pleisztocén és holocén édesvízi mészköveknek egy-egy bekezdést szenteltek, ezek azonban általános leírások. SZENTE (1972) az

Alsó-hegy déli lábánál a Vecsem- és Pasnyag-források között elhelyezkedő édesvízi mészköveket kutatta kézi fúrásokkal is, eredményeiről azonban csak kézirat, magánkézben levő beszámoló áll rendelkezésre. SCHEUER, SCHWEITZER (1981) Magyarország édesvízi mészköveivel foglalkozó tanulmányukban a terület édesvízi mészköveinek mindössze 8 sort szenteltek, melyben pannóniai, pleisztocén és recens édesvízi mészkövek előfordulásairól írtak az ismert publikációk alapján, de név szerint csak a szalonnai előfordulást említették. A MÁFI által megjelentetett 1:25 000-es (LESS et al. 1985), illetve 1:100 000-es (LESS 1996) méretarányú földtani térképeken a kora-pannóniai korú előfordulásokon kívül csak négy fiatalabb korú előfordulást (Alsó-hegy déli perem, Kútfej-völgy, Kopolya-forrás, Bolyamér-forrás) tüntettek fel. Az addig ismert előfordulásokon túl SÁSDI (1991, 1998a–b) pleisztocén édesvízi mészkő-előfordulásokat említett Terezstenye és Szögliget környékén. Az 1996-ban megjelent Szlovák-karszt 1:50 000-es méretarányú térképén (MELLO 1996) csak a Jabloncai-forrásnál ismert előfordulást tüntették fel.

### Az édesvízmészkő-előfordulások ismertetése

Alábbiakban az általam jelenleg ismert édesvízi mészkő-előfordulásokat (1. ábra) feltételezett keletkezési koruk szerint, fiatalodási sorrendben írom le. Mivel részletes laboratóriumi vizsgálatok eddig nem történtek, csak a terepi előfordulások leírását adom közre helyszíni bejárásaim nyomán, kataszter jellegűen. A részletes — anyag-, vékonycsiszolat-, radiokarbon-, keletkezési hőmérséklet- — vizsgálatok a jövő feladatai közé tartoznak. Jelenleg csak a mészlerakó források szórványos, néhány esetben 3 éven át



1. ábra. Édesvízmészkő-előfordulások az Aggtelek-Rudabányai-hegységben

Kora-pannóniai édesvízi mészkő: 1a – Szalonna-Martonyi, 2a – Korlát-hegy, 3a – Cinegés-puszta, 4a – Terezstenyei-fennsík. Kora-pleisztocén édesvízi mészkő: 5b – az Alsó-hegy déli lába. Középső-pleisztocén édesvízi mészkő: 6c – Kaffka-rét, 7c – Kútfej-völgy. Késő-pleisztocén édesvízi mészkő: 8d – Szögliget, 9d – Kis-Kopolya-forrás, 10d – Kopolya-forrás, 11d – Bolyamér-forrás, 12d – Kecsekút-völgy. Késő-pleisztocén-holocén: 13e – Jabloncai-forrás. A = édesvízi mészkő, B = jelentősebb karsztforrás (hideg, langyos), C = mészkiválásmentes aktív vízfolyás, D = aktív vízfolyás mészkiválással, E = időszakos vízfolyás mészkiválással

Figure 1. Travertine deposits in the Aggtelek-Rudabánya Mts

Early Pannonian travertine: 1a – Szalonna-Martonyi, 2a – Korlát Hill, 3a – Cinegés barren, 4a Terezstenye Highland. Early Pleistocene travertine: 5b – the southern foothill of Alsó Hill. Middle Pleistocene travertine: 6c – Kaffka meadow, 7c – Kútfej Valley. Late Pleistocene travertine: 8d – Szögliget, 9d – Kis-Kopolya spring, 10d – Kopolya spring, 11d – Bolyamér spring, 12d – Kecsekút Valley. Late Pleistocene – Holocene travertine: 13e – Jablonca spring. A = travertine, B = significant karstic spring (cold, temperate), C = active stream without travertine, D = active stream with travertine, E = periodic stream with travertine

hetente vett vízmintáinak a teljes vízkémiai elemzése állnak rendelkezésre (OFG Adattár).

### Kora-pannóniai előfordulások

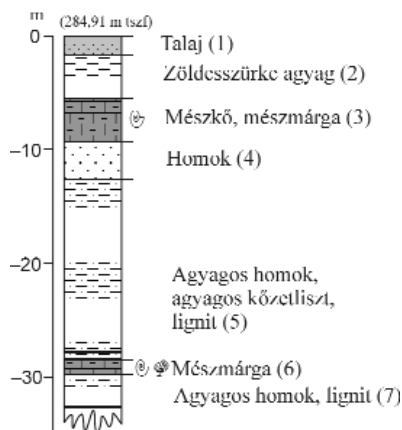
#### Szalonna–Martonyi

(Szalonnai-hegység DK-i pereme; 1. ábra: 1a)

A legjelentősebb előfordulások a hegység délkeleti peremén található Szalonna és Martonyi környezetében:

— A Szalonnai-hegység déli sarkánál a Borzlyuk-tető térségében található előfordulás. Az édesvízi mészkő középső-triász Steinalmi Mészke felszínére rakódott le kb. 300 m tszf. magasságban (SÜMEGHY 1924).

— A Szalonnai-bércről Martonyi Ny-i részéig húzódó előfordulás. DK-i része legalább 300 m vastag pannóniai üledéken nyugszik, a mészkövet az 1986-ban lemélyített Szalonna Sz-9 fúrás harántolta, 284,91 m tszf. magasságról indulva. Az édesvízi mészkő itt 1,7 m talaj és 3,8 m vastag agyag alatt fekszik (2. ábra). 5,5-től 9,7 m-ig mészhomokos, mészmárgás mészkőrétegek váltakoznak, majd homok következik. Újabb vékony mészmárgaréteget csak 28,6–29,0



2. ábra. A Szalonna-9 fúrás felső részének szelvénye az édesvízmészke- és mészmárgarétegekkel

Figure 2. Lithological column of the upper part of borehole Szalonna Sz-9 with travertine and marl beds

- 1 – soil, 2 – greenish grey clay, 3 – limestone, marl, 4 – sand, 5 – clayey sand, clayey aleurite, lignite, 6 – marl, 7 – clayey sand, lignite

m mélységben harántolt a fúró. Kémiai vizsgálat csak egy mintából történt, ennek oldási maradéka 2,5% (Sz-9 fúrás földtani naplója). A terepi előfordulások mintái csigahéjakat (illetve a helyüket elfoglaló kalcitkitöltéseket) és növény-maradványokat tartalmaztak (BALOGH 1955).

— Egy hasonló tszf. magasságban levő előfordulás Martonyitól ÉK-re ugyancsak pannóniai üledékek fedőjében található (BALOGH 1955).

Az elsőként említett előfordulás csigafaunája SÜMEGHY (1924) szerint egyértelműen édesvízben élt, melynek hőmérséklete 30 °C körüli volt.

A Sz-9 fúrás magmintáit 2004 októberében átnéztem. Sajnos ekkor a kiépítési méterközök már olvashatatlanok voltak, emiatt csak néhány pontatlan mélységű mintát sikerült a gyér magmintadarabokból vennem. Ezek friss törési felületén számos csigafaj lenyomatát és rossz megtartású kőbeleit tudtam megfigyelni (3. ábra). Ezekről Krolopp E.



3. ábra. Csigamaradványok a Szalonna-9 fúrás magmintájában

Figure 3. Mollusc shell in the core of borehole Szalonna Sz-9

(szóbeli közlés) csak annyit állapított meg, hogy pleisztocénnél idősebbek.

#### Korlát-hegy

(Rudabányai-hegység; 1. ábra: 2a)

A hegyvonulat DK-i oldalán — 300 m tszf. magasságban — található egy kis kiterjedésű előfordulás (LESS et al. 1985, LESS 1996). A mészkő ugyancsak kis kiterjedésű pannóniai üledék fedőjében helyezkedik el. Környezetében középső-triász Gutensteini Dolomit, Steinalmi Mészke, valamint opponyi-hegységi típusú, szilur metamorf radiolarit és agyagpala (Tapolcsányi Formáció) található, melyek öböl-szerű morfológiai alakzatába települtek a fiatal üledékek.

#### Cinegés-pusztá

(Észak-borsodi-dombvidék; 1. ábra: 3a)

A területen számos, feltehetően nem in situ előfordulás található a pannóniai üledékek felett. Ezek a törmelékdarabok a pannóniai után kerülhettek jelenlegi helyükre, feltehetően a Borsodi Kavicsot szétterítő folyóvizek munkája nyomán.

#### Teresztenyei-fennsík

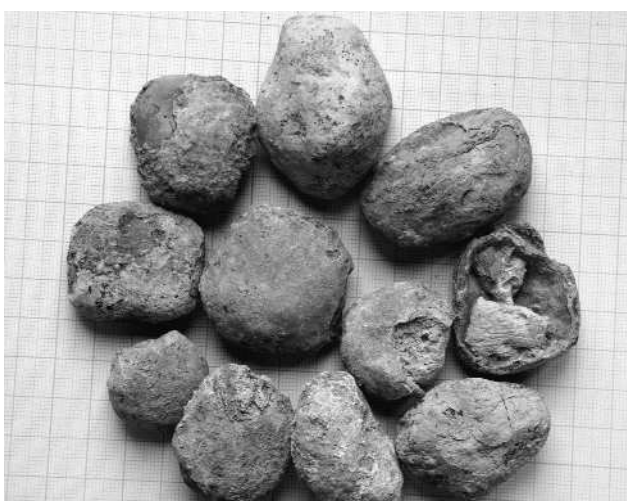
(1. ábra: 4a)

A fennsík ÉNy-i peremén kis kiterjedésben fehér, pizoidos kifejlődésű édesvízi mészkő található, 300 m tszf. magasságban (SASDI 1991). Bázisát pannóniai abráziós kavics, fedőjét pliocén kavics (Borsodi Kavics Formáció) alkotja. Az anyag a felszíni elszórt törmelékén és pizoidalmazain kívül kis méretű vízmosásban és két kisméretű kőfejtőben (4. ábra) ismert. Utóbbi helyen a nagyobb törmelékdarabok pados, törmelék szemcsékből felépült édesvízi mészkőből állnak. A pizoidok átlag 1-2 cm átmérőjűek, de gyakoriak a 4-5 cm-es darabok is (5.



4. ábra. Pisoidos édesvízi mészkő feltárása a Teresztenyei-fennsík nyugati peremén

Figure 4. Pisoidic travertine at the western edge of Teresztenye Highland



5. ábra. Pisoidok a Teresztenyei-fennsík édesvízi mészkő előfordulásából

Figure 5. Pisoids from the travertine of the Teresztenye Highland

ábra). Ez utóbbiak magját fekete (alsó?-triász) mészkő, olykor édesvízi mészkő törmeléke, illetve meszesedett növényi maradvány töredéke alkotja.

Az üledék területi lehatárolása az elemi pisoidszemcsékre szétterjedt anyag elterjedése, illetve a felette levő talaj fehér színe alapján történt, ami megkülönbözteti a kavicsos agyag vörös és a pannóniai üledékek világossárga színétől.

A terepi tapasztalatok alapján az alsó-pannóniai édesvízi mészkő előfordulásainak anyaga nagy valószínűséggel a kora-pannóniai üledékképződés (Edelényi Tarkaagyag Formáció) legfelső rétegeként értelmezhető. Keletkezése feltehetőleg elsősorban nem karsztforrások működésének — bár a tó szintjében működhetek karsztforrások a Szalonnai-hegység peremén —, hanem a Pannóniai-beltenger mészkiválásának tulajdonítható. Az elterjedési területen kimutatható egységes 300 m-es tszf. magasság alapján utólagos elmozdulás a Szalonnai-hegység tömegéhez képest nem történt. Az akkori beltenger szintje egyben a

karszterület mészkőzeteiben a karsztvíz szintjét is meghatározhatta, amire a hegység ÉNy-i részén levő Esztramos ezen a szinten nyíló nagyméretű, jórészt már lebányászott barlangjáratai, valamint a Földvári Aladár-barlang azonos tszf. magasságon kimutatható oldási főtesszintje utal. A kőzet hasonló környezetben — beltengerperemi lagúnában — képződhetett, mint a Dunántúli-középhegység hasonló korú édesvízi mészkővei (Kapolcsi Mészkő és Nagyvázsonyi Mészkő Formáció). A képződés korát pontosabban meghatározni egyelőre nem tudjuk.

A teresztenyei előfordulás pisoidos jellege alapján az eddig ismertetett előfordulások anyagaitól eltér. A pisoidok hosszú időn át mozgatott vízre utalnak, ami hullámzást vagy forrásvíz vízszint alatti áramlását egyaránt jelentheti. Jelentős hozamú források működése ellen szól, hogy az előfordulás legfelső szintje felett már csak néhány méternyivel magasabb az alig 2 km<sup>2</sup> kiterjedésű karszterület, a Teresztenyei-fennsík, s ez a mészképződés időszakában sem lehetett sokkal magasabb és nagyobb kiterjedésű. Utólagos elmozdulás itt is kizárható.

### *Kora-pleisztocén előfordulások*

#### **Alsó-hegy déli lába (1. ábra: 5b)**

Az Alsó-hegy déli lejtőjének lábánál néhány száz méter hosszúságban édesvízi mészkő mutatható ki, kb. 215–275 m tszf. magasságban a Vecsem-forrástól keletre 400 m-re (SZENTE 1972, LESS et al. 1985 és LESS 1996 térképén). Az erősen porózus szerkezetű anyagot csak a fennsíkra felvezető, mára már használaton kívüli szekérút bevágásában lehet tanulmányozni, nem túl jó feltárásokban. Ezen kívül néhány kézi fúrással sikerült harántolni az agyagos törmelékes talajtakaró alatt (SZENTE 1972). Helyzete egyelőre nem magyarázható egyértelműen, mivel éppen a Vecsem- és Pasnyagforrások között helyezkedik el, s ennek ellenére egykori forrásra, barlangra utaló objektumot jelenleg nem ismerünk a háttérben. A terepviszonyok alapján nem zárható ki, hogy egykori karsztforrás vízből rakódott le.

### *Középső(?) -pleisztocén előfordulások*

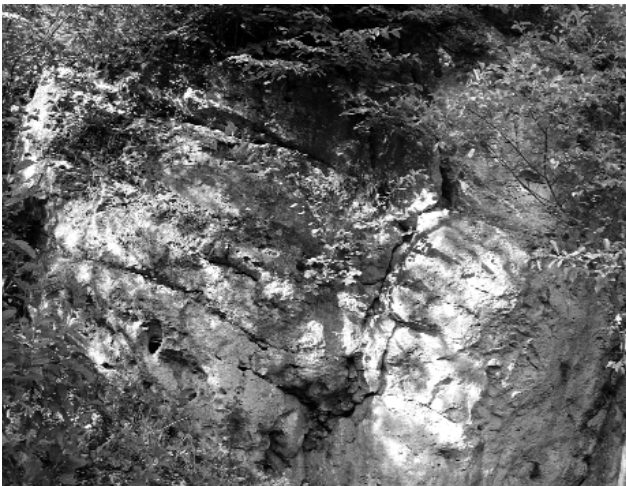
#### **Kaffka-rét (1. ábra: 6c)**

A Jósvafő melletti Jósfa-forrás felett a Kecső-völgy felé lejtő Kaffka-réten törmelékes megjelenésű, erősen porózus szerkezetű mésztufa kevés törmeléke található kb. 50×50 m-es területen, 265–270 m tszf. magasságban (LESS et al. 1985). Ez a jelenlegi forrásszint felett és a Kecső-völgy ottani talpszintje felett 45–50 m-el helyezkedik el. Az anyag a magas, dús aljnövényzet miatt nem szembetűnő. Az előfordulás egy magasságban helyezkedik el a Baradla ősi járatával, mely az Óriások-terme felől a Labirintusig húzódik, így minden valószínűség szerint itt volt a Baradla ősi forrása. Az egykori karsztforrás Gutensteini Mészkőből fakadt, a vizet a Kaffka-réten NyÉNy–KDK irányú tektonikai pásztában áthúzó felső-perm–alsó-triász vörös homokkő és aleurit (Perkupai Evaporit Formáció) kény-

szeríthette felszínre.

### Kútfej-völgy (1. ábra: 7c)

A Szögliget alatt a Ménes-völgybe torkolló Kútfej-völgyben a baloldalon a völgytalp felett 20 m-rel (SÁSDI 1991, LESS et al. 1985 és LESS 1996 térképén) 230–250 m tszf. magasság között mára már beerdősödött, 10 m-es sziklafalak találhatóak (6. ábra), melyeket nagy részben erősen tömött, kis részben porózus szerkezetű édesvízi mészkő alkot. Anyagában eddig csak növényi szálakat sikerült talál-



6. ábra. Édesvízi mészkő a Kútfej-völgyben  
Figure 6. Travertine in the Kútfej Valley

nom, egyéb, kormeghatározásra alkalmas ősmaradvány nem került elő. A völgyoldali forráskúp jellegű előfordulás alsó-triász Szinpetri Mészkövön helyezkedik el. Ez meglepő, mert kb. 200–300 m-el északabbra már jól karsztosodó, középső-triász Wettersteini Mészke található nagy kiterjedésben, ezzel azonban a terepi megfigyelések alapján semmiféle kapcsolat nem mutatható ki.

### Késő-pleisztocén-előfordulások

#### Szögliget (1. ábra: 8d)

A község ÉK-i részén a faluból a templom mellett kivezető úton Wettersteini Mészke vöröses kalcittal cementált törmeléke található kb. 180 m tszf. magasságban (7. ábra, SÁSDI 1991). A 0,2–2 cm méretű cementált szemcsékből álló, pados megjelenésű kőzet csak 1–1,5 m vastagságban, s az út mellett kb. 10 m hosszban tanulmányozható. Jelentősebb bizonyíték híján csak jellege alapján nyilvánítottam forrásbreccsának, mivel tőle néhány 10 m-re, fakad a hidegvízű Papkerti-forrás, valamint a 16–18 °C-os vízű Melegvíz-forrás.

#### Martonyi Mosó-forrás (1. ábra: 1d)

A községtől É-ra levő forrás jelenleg a vízműhöz tartozik. Az utóbbi hegy felőli végében az egyik forrásfoglalásnál, néhány sziklabörc formájában, a szögliget-hez hasonló kalcitos breccsát lehet találni, melyet forrásbreccs-



7. ábra. Édesvízi mészkő (forrásbreccsa) Szögligeten  
Figure 7. Travertine (spring breccia) near Szögliget

csaként (forrásvízből kivált mésszel cementált hegylábi törmelék) lehet értelmezni. A foglalás tereprendezése és a vastag talajtakaró miatt további előfordulásokat nem sikerült találni.

### Késő-pleisztocén–holocén előfordulások

#### Torna-völgy

*Jabloncai-forrás (1. ábra: 13e):* A nagy hozamú Jabloncai-forrás a Torna-völgyben lévő Silicka Jablonica nyugati végétől délre található. A karsztforrás előtti térségben a Torna völgyétől 10 m magasságban, kis kiterjedésű platót alkot az édesvízi mészkő, melynek kiválása napjainkban is tart (MELLO 1996).

#### Jósua-völgy

*Kis-Kopolya-forrás (1. ábra: 9e):* A Kopolya-völgytől keletre oldalvölgyként húzódik a Kis-Kopolya-völgy, melynek felső végében, Wettersteini Mészkeből, 275 m tszf. magasságban fakad a közepes hozamú Kis-Kopolya-forrás. A fakadás alatt közvetlenül 20×30 m-es kiterjedésű mésztufaplató található, mely a völgy alsó-triász Szinpetri Mészke kőben kialakult szurdokáig tanulmányozható. Az előfordulás jellege hasonlít a Bolyamér-forrásihoz (1. ábra: 11e), kiterjedése annál valamivel kisebb.

*Kopolya-forrás (1. ábra: 10e):* A Szinpetritől északra 1 km-re ÉÉNy–DDK-i irányban húzódó Kopolya-völgyben 205 m tszf. magasságban fakad a több mint 1000 l/min vízhozamú Kopolya-forrás. A helyenként 100 m széles völgyben, azt teljes szélességében kitöltve, kb. 2–3 m vastagságú mésztufa található 300 m hosszúságban (KESSLER 1936), melynek DK-i végét 2 m-es mésztufán kialakult vízesés jelzi. A mésztufa (LESS et al. 1985, LESS 1996) a völgy két szélétől lankásan lejt a meder felé, jelezve, hogy pár méterrel magasabb szinten vált ki, de a későbbi patakvizek az erősen porózus anyagot a jelenlegi szintre pusztították le.

*Bolyamér-forrás (1. ábra: 11e):* A Bolyamér-völgy-

főben 262 m tszf. magasságban fakadó közepes hozamú áradásos karsztforrástól lefelé, fákkal és aljnövényzettel erősen benőtt területen a völgyet teljes szélességében kitöltő édesvízi mészkő található (LESS et al. 1985, LESS 1996). Az előfordulást a forrástól enyhén lejtő sík jellemzi, majd kb.



8. ábra. Mészufalépcsők a Bolyamér-forrás melletti édesvízímész-kő előfordulás nyugati oldalán

*Figure 8.* Travertine steps at the western side of the Bolyamér spring

100 m múlva meredek, kb. 10 m szintkülönbségű lépcsővel éri el a tulajdonképpeni völgy alját.

Az idősebb mésztufa aprótörmelék, porózus anyaga csak állatok üregásása nyomán válik láthatóvá. A jelenlegi mésztufaképződés az előfordulás Ny-i peremén folyó patak mentén látható (8. ábra), ahol kisméretű lépcsőrendszer ismerhető fel.

A forrás mögött a szűk járatrendszerrel jellemezhető Eötvös Loránd-barlang emeletes, alsó szintjén aktív vizes járatrendszere húzódik.

*Kecskekút-völgy (1. ábra: 12e):* A Jósva-völgy jobb oldali mellékvölgye a Szin előtt beletorkolló Kecskekút-völgy. Ennek felső részén fakad a Kecskekút-forrás, mely a



9. ábra. Talaj alól kibukkanó édesvízi mészkő a Kecskekút-forrásnál  
*Figure 9.* Travertine outcrop under the soil at the Kecskekút spring

Dász-töbri-víznyelőtől majdnem a forrásig ismert Szabadság-barlang és térségének vizeit hozza felszínre. A forrás alatt közvetlenül kb. 100 m hosszú, 40 m széles mésztufa-előfordulás található, melynek nagy részét akár 1 m vastag talaj fedi (9. ábra). A mésztufa csak az aktív patakon kívül, az újabb vízmosások medrében, illetve árvizek által kimosott mederszakaszokban kerül felszínre, így pontosan jelenleg képződő és már pusztulófélben levő előfordulásai tanulmányozhatók.

### *Jelenkori előfordulások*

#### **Ménes-völgy és mellékvölgyei**

*Ménes-völgy:* A Ménes-völgy az Aggteleki-hegység második leghosszabb völgye. Mészufakiválást csak a Patkós-völgy és a Sárogkerti-völgy közötti meredek szakaszon ismerünk, lépcsők formájában (10. ábra). A Patkós-völgy alatti szakaszon a völgy lapossá, és lényegesen kisebb esésűvé válik, benne mesterséges tavakkal, kiterjedt alluviális síkkal. Ezen a szakaszon csak vékony kéregződések fordulnak elő a mederben levő fatörzsek, gyökereken.

*Sárogkerti-völgy:* A Sárogkerti-völgy a Ménes-völgy első jelentős bal oldali mellékvölgye. Völgyfőjében fakad a két forrásfakadásból összetett, olykor árvízi hozamokat is produkáló Sárogkerti-forrás csoport. Közepes hozamú, árvízi hozamai együttesen 2-3 ezer l/min-t érnek el. A források alatt vastag talajjal fedett füves terület van a perm–alsó-triász homokkőből felépült térszínen, s a patakmederben levő mészkéregződések alapján feltételezhető, hogy a talaj alatt mésztufa található. A rét után a víz meredek V alakú völgyszakaszon folyik, ahol apró lépcsőkön bukik egyre lejjebb (11. ábra), míg a Medvekerti-forrás nagy hozamú patakvizébe torkollik.

*Mocsolyás:* A Ménes-völgy harmadik bal oldali mellékvölgyében fakad a Kecskekút-, a Rémiás-oldali-, az Éles-tetői-, a Káposztáskerti-, valamint a Mocsolyás-forrás.



10. ábra. Mészufalépcső a Ménes-völgy felső szakaszán  
*Figure 10.* Travertine step at the upper part of the Ménes Valley



11. ábra. Mészufalépcsők és -lejtők a Sárosgert felől folyó patak medrében

Figure 11. Travertine steps and slopes on the bottom of the stream, which run from Sárosgert



12. ábra. Mészufakiválás a Mocsolyás-völgyben

Figure 12. Travertine in the Mocsolyás Valley

A völgy meredek esésű, szurdok jellegű szakaszain a kisebb eséslépcsőknél fonatos jellegű mészkiválások, a mederben pedig a köveken mészkéregződés, illetve meredek lejtésű mésztufakötegek (12. ábra) található. Hasonlók a Szlovák-Paradicsom (Slovensky Raj) vízeséseinek falain láthatók — lényegesen nagyobb méretekben.

**Patkós-völgy:** A Patkós-völgy a Ménes-völgy egyetlen jobb oldali mellékvölgye, melynek középső szakaszán fakad a dolomitos vízgyűjtővel rendelkező Patkós-forrás. A forrástól induló patakmederben kis esésű lépcsők és mészkéregződés található.

**Vályús-kút:** A Ménes-völgy negyedik bal oldali mel-

lékvölgyének végében fakad a közepes hozamú, Vályús-kút karsztforrása, melyet Zúgó-forrásnak is neveznek. A forrástól meredek esésű völgyben, a morfológia alapján, széles mésztufakiválás feltételezhető, felszínen azonban csak a patak mentén látható. A területet dús vízi növényzet és fiatal fákból álló erdő borítja.

**Bába-szurdok:** A Ménes-völgy Szádvár alatti kanyarjában torkollik bele a Bába-völgy, melynek mészkőterületen kialakult szurdokát Bába-szurdoknak nevezik. Ennek felső végében fakad a kis hozamú Diós-kút, valamint az ennél nagyobb vízhozamú Lakatos (Borz)-forrás. A szurdokban a források vizéből mészanyag válik ki, mely a Mocsolyás-völgyben ismert, kötegjellegű mésztufakiválásokhoz hasonló megjelenésű (13. ábra).

**Csurgó-forrás:** A Bába-völgy alsó szakaszának oldalában fakad a Gutensteini Mészke vízgyűjtő területű Csur-



13. ábra. Mészufakiválás a Bába-völgy szikláján

Figure 13. Travertine on the cliff in the Bába Valley



14. ábra. Mészufakiválás aljnövényzettel takart kúpja a Bene-bérc nyugati végében fakadó Csurgó-forrásnál

Figure 14. Travertine cone covered by vegetation at the Csurgó spring (western end of the Bene pítion)



gó-forrás. Vízhozama csekély. Fakadása alatt erősen porózus szerkezetű mésztufakiválás figyelhető meg, mely az esők által bemosott talajjal keveredik. Formája lapos forráskúp jellegű (14. ábra), háromszög alapú területe kb. 200 m<sup>2</sup>, vastagsága 1 m körüli.

### Kecső-Jósva-völgy

*Kecső-völgy:* A szlovákiai Kecső (Kečovo) falutól É-ra 400 m-re fakad a Kecső- és a Nagy-forrás, melyek a falu vízellátását szolgálják. Ezek vize kis vízhozam idején még szlovákiai területen a völgyben elnyelődik, csak közép- és nagyvíz alkalmával jut el hazánk területére. Az időszakos mederben számos helyen találunk mésztufával bekérgezett kőzettörmelék (a Baradla-völgy torkolatától lefelé), helyenként ezek összementálódtak. A völgyben állandó vízfolyás csak a 260 m tszf. magasságban fakadó Babotkút forrástól indul. A forrás után 200 m-el a völgy kiszélesedik, inentől a patak mentén számos helyen tapasztalható intenzív mésztufakiválás, amit a vízben levő ágak bekérgezése mellett helyenként 2-4 tatarata-lépcső igazol, néhány 10 m-en keresztül a mésztufába vájt meder is követhető.

*Törőfej-völgy, Jósva-forrás:* A Jósvafőtől Ny-ra levő Törőfej-völgyben fakad az Aggteleki-hegység legnagyobb hozamú karsztforrása, a Jósva-forrás. Az 1950-es évek első felében még egyetlen fakadás volt ismert, amelynek árvizek idején iszaposodó ún. szőkevényforrása is volt (JAKUCS 1952). Az 1955. évi augusztusi árvíz során a heglábi törmelék a kitörő víz ereje elmosta, s akkortól ismert, hogy lényegében 2 forrás fakad itt (JAKUCS 1975). 1957-ben Jakucs L. irányításával tárót hajtottak mindkét forrásnál a reménybeli barlangjárat megtalálására, de ez akkor csak az egyik esetben sikerült (JAKUCS 1975). A vízvezető barlangot végül teljes, 1 km-es hosszában 1982 nyarán sikerült feltárni (Rövid-Alsó-barlang), míg a másikat (Hosszú-Alsó-barlang) még napjainkban is csak erősen omladékos, 150 m hosszú járatként tarthatjuk számon (SZÉKELY 2003).



15. ábra Édesvízi mészkő a Rövid-Alsó-barlang bejárata előtt (Jósvapatak Táró-forrása 1982-ben)

Figure 15. Travertine at the Táró spring of Jósva stream (1982)



16. ábra. Édesvízi mészkő a Rövid-Alsó-barlang bejratánál, (a Jósvapatak Táró-forrása) 2005-ben

Figure 16. Travertine at the Táró spring of Jósva stream (2005)

A Rövid-Alsó-barlangot feltáró táró kihajtása óta annak bejratán folyik ki a barlangi patak. A víz alaphozama kb. 100 l/min, árvízkor azonban a táró teljes szelvényében ömlik az iszapos áradat, ennek hozama 350 000 l/min is lehet. A táró előtti kétméteres lépcsőn létesítése óta történik mészkiválás (15–16. ábra), melynek térfogatát a mohákon kívül a ráhulló levelek is növelik. Alján két ponton is tanulmányozható a szingenetikus mésztufai képződése. Az 1957 óta kivált mésztufa térfogata 2005-ben kb. 2 m<sup>3</sup>, így a mészkiválás intenzitása kb. 0,0425 m<sup>3</sup>/év.

Érdekeség, hogy a barlangban is több helyen tapasztalható mésszel cementált kavicsok jelenléte a hordalékban, sőt, a negyedik szifon után tatarata-lépcsőkkel tagolt 3 m magasságú mészkiválás is található. A barlang (táró) szájánál a felszínen az alig lejtő betonmeder is kialakultak néhány cm-es lépcsők, ezek magját feltehetően ágtöredékek és az azokon felgyűlő falevelek alkotják. Ugyanakkor a Hosszú-Alsó-barlang forrásaként ismert Medence-forrás-



17. ábra. Mésztufalépcsők a Jósvapatak medrében a Bolyamér-völgy torkolata közelében

Figure 17. Travertine steps on the bottom of the Jósva stream near the mouth of the Bolyamér Valley

nál nem, a Cső-forrásnál pedig csak elhanyagolható mennyiségű mésztufát ismerünk.

A Tengerszem-tó gátjánál, a vízesés két oldalán tapasztalható kevés mészkiválás. Itt már a két forrás vize egyesülve folyik tovább. A Jósva-patak mentén a völgyben több helyen is találunk 1-2 dm-es mésztufalépcsőket (17. ábra). A Jósva-völgyben a völgykitöltés több helyen tartalmazhat mésztufát, ezeket azonban feltárás hiányában nem ismerjük.

**Törőfej-völgy, Komlós-forrás:** A 218 m tszf. magasságban, lényegében a Törőfej-völgy oldalában fakadó forrásnak csak a medrében ismerünk mészhomokjellegű kiválást. A



18. ábra. A Komlós-forrás vizéből kivált mésztufa

Figure 18. Travertine near the Komlós spring

volt Bányász Üdülő mellett a mederben egykor négyszögletes medencéket létesítettek, pisztrángtenyésztés céljából. Ezek kifolyó lépcsőinél kis mértékű mésztufakiválás figyel-

hető meg (18. ábra), ami nem meglepő, hiszen a forrás mögött húzódó Béke-barlangban számos tetarata jellegű mésztufa van (JAKUCS 1953).

**Tohonya-völgy:** A Jósva-főtől ÉNy-ra húzódó Tohonya-völgy a Kis-Tohonya-forrásnál kezdődik, mely a Vass Imre-barlang járatain át a Haragistya területének vizét hozza felszínre. A völgy mentén lejjebb, ahol az szurdok jellegűvé válik, a mederben mészkéregződések figyelhetők meg. A völgynek ez a szakasza medernyelős, így itt az év nagy részében nem találunk aktív vízfolyást. A forrás mögötti Vass Imre-barlangban is több ponton képződik mésztufagát.

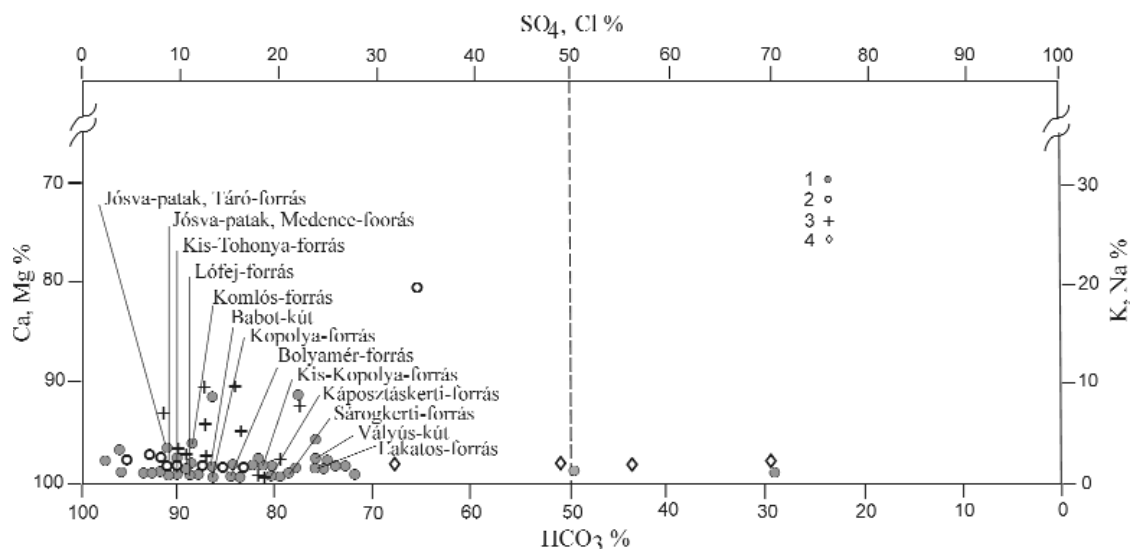
**Lófej-völgy:** A Tohonya-völgy bal oldali mellékvölgye a Lófej-völgy, melynek völgyfőjében fakad a szivornyás kitöréseiről is nevezetes Lófej-forrás 452 m tszf. magasságban. Állandó működésű, de kb. 400 m-re a forrástól a víz teljes egészében elnyelődik a mederben. Az aktív patakos meder alján mészkéregződések figyelhetők meg, a víz lényegében ezek között nyelődik el.

### Rét-patak-völgy

**Nagy (Barlangi)-forrás (Teresztenye):** A jelentős hozamú karsztforrás Tereszténye É-i végében fakad, s a Teresztényei-fennsík, valamint az azt körbeölelő víznyelőkön elnyelődő állandó (Vizetes) és időszakos vízfolyások vizeit vezet a felszínre. A víz egykor magasabban fakadt, jelenleg azon az árkon folyik ki az alluviális síkra, melyet a barlang feltárása során, a vízszint csökkentése érdekében az 1950-es években létesítettek (JAKUCS 1975). Mésztufát csak ezen a magasabb szinten, a forrás elé rakott köveken találhatunk, igen kis mennyiségben.

### Bódva-völgy

**Szalonnai Vízmű:** Kisebb előfordulás van a langyos vizű Szalonnai Vízmű forrásánál.



19. ábra. Az Aggteleki-hegység forrásainak kémiai összetétele (OFG adattári adatok alapján)

Csak a megnevezett források mészlerakóak. 1 – hidegvizű karsztforrás, 2 – langyosvizű karsztforrás, 3 – rétegforrás, 4 – szulfátos vizű rétegforrás

Figure 19. Chemical content of the water of springs in the Aggtelek Mountains (after data from the OFGA)

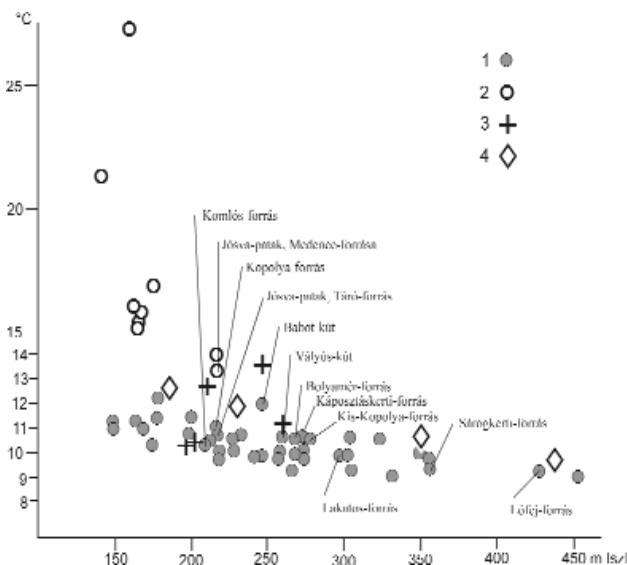
The springs named on the figure excrete travertine only. 1 – karstic spring with cold water, 2 – karstic spring with temperate water, 3 – confined water, 4 – confined water with sulphate

## A források jellemzése

Az édesvízi mészköveket lerakó források vize kalcium-hidrogénkarbonátos (19. ábra) kb. 450-550 mg/l  $\text{CaCO}_3$ -tartalommal, a  $\text{Mg}^{2+}$  1–10 mg/l mennyiségű (OFG Adattár). (A mésztufát nem rakó források vizének jellege ezekével megegyezik.)

A forráskilépések helyén jelentős mértékű nyomáscsökkenés nincs, ami indokolná a mészkiválást, hiszen a barlangokban maximum 10 m mélységről származik a víz, a töménység hasonlóan mellékes szerepet játszik. Nyomásváltozás szempontjából eltérés a csak langyos vizet felszínre hozó források esetében lehetséges (Jósva-, Nagy-Tohonya-forrás), itt feltehetően a karsztrendszerben a forrászónában különböző hőmérsékletű és töménységű vizek keveredése miatt szabad széndioxid keletkezik, így nincs lehetőség a mészanyag kiválására.

A mészlerakó források vízhőmérséklete 9–11 °C között van (20. ábra).



20. ábra. Az Aggteleki-hegység forrásainak hőmérséklete (OFG adattári adatok alapján) és tengerszint feletti magassága

Csak a megnevezett források mészlerakóak. 1 – hideg vízü karsztforrás, 2 – langyos vízü karsztforrás, 3 – rétegforrás, 4 – szulfátos vízü rétegforrás

Figure 20. Temperature of the water and the high above sea level of springs in the Aggtelek Mountains (after data from the OFGA)

The springs named on the figure excrete travertine only. 1 – karstic spring with cold water, 2 – karstic spring with temperate water, 3 – confined water, 4 – confined water with sulphate

A mészkiválás tehát a helyi patakmedrek esésviszonyaitól függ, ahol az elég meredek eséslépcsőknél megfelelő a víz kiszellőzése, ott megindul a mészkiválás. A kiválást fokozhatja a felszínen a patakvizek melegedése, ami természetesen csak nyáron számottevő, amikor a meleg

a tartósan alacsony vízhozamok mellett jobban kifejtheti hatását. A növényi  $\text{CO}_2$ -elvonás jelentőségét alárendeltnek tekinthetjük, a növények jelenlétét inkább a víz közelségének tulajdoníthatjuk, ugyanakkor jelenlétük a víz párolgási felületének növekedését jelenti, ami a mészkiválás lehetőségét — másodlagosan — elősegíti. Emellett természetesen a növények a térfogatot — a későbbi porozitást — megnövelő szerepet is játszanak. A növényeknek az elsődleges mészkiválást segítő szerepe eszerint elvethető, mert a barlangi mésztufagátak jelenlegi ismereteink szerint teljesen növényzettől mentesen képződnek.

## Összefoglalás

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység édesvízimészkő-előfordulásairól eddig összefoglaló publikáció nem jelent meg, tanulmányom ezt a hiányt pótolja. A hegységben az alábbi édesvízimészkő-szinteket sikerült elkülönítenem:

— 290–300 m tszf. magasságban (140–150 m magasságban a Bódva-völgyétől) tavi kifejlődésű, alsó-pannóniai édesvízi mészkő a Rudabányai-hegység Dk-i és ÉNy-i, a Szalonnai-hegység DK-i oldalán. Kialakulása a Pannóniai-beltenger pereméhez kötődik (az Edelényi Tarkaagyag Formáció zárótagja), karsztforrás-tevékenység szerepe kevésbé valószínű. Ez a hasonló magasságban levő Teresztenyei-fennsíki törmelékes–pizoidos kifejlődésű előfordulásra is érvényes.

— 215–275 m tszf. magasságban az Alsó-hegy déli lábánál ismert előfordulás a Pasnyag- és Vecsem-források között. Kora, jellege nem tisztázott, feltételezem kora-pleisztocén. A helyi erózióbázistól (Bódva-völgy) mért magassága 55–115 m.

— 240–270 m tszf. magasságban a Jósvalő melletti Kaffka-rét, valamint a Kútfej-völgy forrásvízi édesvízi mészkő. A helyi erózióbázistól (Jósva- és Kecő-völgy) mért 25–45 m. Koruk feltételezem középső-pleisztocén.

— Édesvízimészkő-előfordulások különböző tszf. magasságokban fakadó karsztforrások előterében — 0,5–10 m vastag porózus szerkezetű, tetarítás kifejlődésű mésztufalépcsők. Koruk feltételezem késő-pleisztocén–holocén, mivel képződésük jelenleg is tart.

— A jelenlegi patakszintek édesvízimészkő-kiválásai a jelenlegi vízfolyásokban.

A terület édesvízi mészköveinek kiválásában elsősorban a patakmedrek esésviszonyának van szerepe. A hegységben ismert források kémiai összetételének nincs meghatározó szerepe. A növények  $\text{CO}_2$ -t elvonó hatása elvethető, ugyanakkor a vízkedvelő növényzet párolgási felület, porozitás- és térfogatnövelő hatása jelentős szerepet játszik a mészkiválás kialakulásában.

## Irodalom — References

- ALFÖLDI L. 1965: *Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképéhez. Miskolc.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, pp. 190–192.
- BALOGH K. 1955: *Magyarország egységesített földtani térképe. M = 1:25 000. Szendrő.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- JAKUCS L. 1952: Aggteleki cseppkőbarlang. — *Művelt Nép*, Budapest, 118 p.
- JAKUCS L. 1953: A Békebarlang felfedezése. — *Művelt Nép*, Budapest, 94 p.
- JAKUCS L. 1975: *Aggteleki-karsztvidék útikalauz.* — Sport Kiadó, Budapest, p. 405.
- KESSLER H. 1936: Egy új barlang a Gömör-Tornai-karszthegységben. — *Búvár* 1936 (március), pp. 199–200.
- LESS GY., GRILL J., SZENTPÉTERY I., RÓTH L., GYURICZA GY. 1985: *Az Aggtelek-Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. 1:25 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- LESS GY. 1996: *Az Aggtelek-Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. 1:100 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- MELLO, J. (ed.) 1996: *Geologicka mapa Slovného Krasu. 1:50 000.* — Geologická Služba Slovenskej Republiky, Bratislava.
- SÁSDI L. 1991: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. — *Karszt és Barlang* 1990 (I), pp. 3–8.
- SÁSDI L. 1998a: Az Aggtelek-Rudabányai-hegyvidék vízföldtana, vízrajza. — In BAROSS G.: *Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, Budapest*, pp. 118–154.
- SÁSDI L. 1998b: Az Aggtelek-Rudabányai hegyvidék karsztjának fejlődéstörténete. — In BAROSS G.: *Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, Budapest*, pp. 154–157.
- SÜMEGHY J. 1924: Szalonna és Martonyi (Borsod m.) forrásmészke faunája. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* 26 (2), pp. 25–27.
- SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1981: A hazai édesvízi mészkőösszetek származása és összehasonlító vizsgálatuk. — *Földtani Közlöny* 111 (1), pp. 67–97.
- SZENTE I. 1972: Előzetes jelentés az 1971. évi alsó-hegyi kézi fúrásokról. — *Kézirat*, Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium Barlangtani Osztály adattár.
- SZÉKELY K. (szerk.) 2003: *Magyarország fokozottan védett barlangjai.* — Mezőgazda Kiadó, Budapest, 426 p.

## Neotektonika és klímaváltozás együttes hatása a Körös-medence késő-pleisztocén vízhálózat-fejlődésére

### *Neotectonic and climatic control on the Late Pleistocene drainage pattern development of the Körös Basin, Great Hungarian Plain*

NÁDOR ANNAMÁRIA<sup>1</sup>, THAMÓNÉ BOZSÓ EDIT<sup>1</sup>, MAGYARI ÁRPÁD<sup>1</sup>, BABINSZKI EDIT<sup>1</sup>,  
DUDKO ANTONYINA<sup>1</sup> és TÓTH ZOLTÁN<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, 1143, Budapest, Stefánia u. 14.

<sup>2</sup> Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet, 1145, Budapest, Kolombusz u. 17–23.

Tárgyszavak: késő-pleisztocén, Pannon-medence, Körös-medence, folyóhálózat-elemzés, légifotó-elemzés, optikai lumineszcens kormeghatározás, klímaváltozások, neotektonika

#### Összefoglalás

A Körös-medence alluviális síkságának 2500 km<sup>2</sup>-nyi területén az egykori folyóhálózat nyomait rekonstruáltuk légifotó-elemzések és a folyószabályozás előtti természetes vízhálózatot mutató 18. századi topográfiai térképek alapján. Az elemzések azt mutatták, hogy a területen egy északkelet felől érkező nagy, meanderező folyó folyt, amely két ágra bomlott, és egy kisebb ártéri medencét fogott közre, míg a déli részen egy fonatos folyó maradványai azonosíthatók. A különböző mederrajzolatú zónákba hét folyamatos magvételű sekélyfúrást mélyítettünk, illetve homok- és agyagfejtők szelvényeit is megvizsgáltuk. 25 homokminta optikai lumineszcens kormeghatározása (OSL), illetve négy minta radiokarbon-vizsgálata alapján megállapítottuk, hogy a vizsgált folyóvízi üledékek a késő-pleniglaciális és a késő-glaciális során rakódtak le. A minták nehézsúlyú-vizsgálata alapján az egykori meanderező folyó az Ős-Tiszával azonosítható, amely az ÉK-DNy-i csapású Érmellék süllyedéke mentén folyt a késő-pleniglaciálisban. A fonatos folyó a Fekete- és Fehér-Körös ősenek tekinthető, amely csak a késő-glaciálisban jelent meg a területen. Szeizmikus szelvények újraértelmezése, neotektonikai terepi mérések, valamint a fúrásszelvényekben észlelhető eltérő vastagságviszonyok alapján az Érmellék vidéke 14-16 ezer évvel ezelőttig jelentős mértékben süllyedt, ami a folyófejlődés fő tektonikai meghatározója volt. A vizsgált rétegsorok bizonyos mértékben az Ős-Tisza és az Ős-Körös késő-pleisztocén klímaváltozásainak hatásait is tükrözik. A meanderes zónák mederhomokjainak nagy része a Bülling-Allerød és a Ságvár-Lascaux interstadiálisok alatt rakódott le, míg a fonatos folyórendszer homokjai főleg az idős és fiatal Dryas időszak termékei. Ugyanakkor az OSL-mérések ezer éves léptékű hibahatára az ugyancsak ezer éves nagyságrendű késő-pleisztocén klímaingadozásokkal való pontosabb korrelációt nem tette lehetővé. Fonatos és meanderes folyótevékenység egymás mellett is létezhetett ugyanazon a klímán, de a fő mederzónák helyzetét a tektonikus süllyedések mindenkorai helyzete irányította.

Key words: Late Pleistocene, Pannonian Basin, Körös Basin, river network analysis, airborne photographic interpretation, optical luminescence dating, climate changes, neotectonics

#### Abstract

The palaeo-drainage network pattern on a 2500 km<sup>2</sup> part of the Körös Basin was reconstructed on the basis of airborne photographic interpretation combined with the analysis of historical topographic maps from the 18th century, showing natural river patterns before river regulation schemes were introduced. The investigation showed that a large meandering river system was coming from the north-east with two main channel belts, surrounding a floodbasin, and a braided river entered the alluvial plain from the southeast. Different alluvial units are characterised by detailed sedimentary logs of seven continuous cored boreholes and several sand- and clay-pit sections. Optical luminescence dating (OSL) of 25 quartz samples and four <sup>14</sup>C datings showed that the sediments have Late Pleniglacial to Late Glacial ages. Transport directions inferred from heavy mineral analyses combined with the OSL ages demonstrate that the large meandering river system can be identified most likely with the palaeo-Tisza, which was supposed to flow along the north-east-south-west striking Érmellék depression during the Late Pleniglacial. The braided river can be regarded as a precursor to the Fekete- and Fehér-Körös rivers which entered the alluvial plain from the south-east during the Late Glacial. A combined interpretation of seismic profiles, neotectonic field measurements and variations in thickness of sediments along the studied profile revealed that there was a remarkable tectonic control on river development, driven by subsidence along the Érmellék depression until 14-16 ky and uplift of the south-eastern part of the catchment area. The studied fluvial successions also document the response of the palaeo-Tisza and palaeo-Körös system to the climate changes of the Weichselian Late Pleniglacial - Late Glacial period. Much of the sand from the meandering zones deposited during the Bülling-Allerød and Ságvár-Lascaux interstadials, while some dated sand units from the braided zone represent the Older and Younger Dryas. However the unambiguous correlation of the studied sections with the millennial-scale climate changes of the last

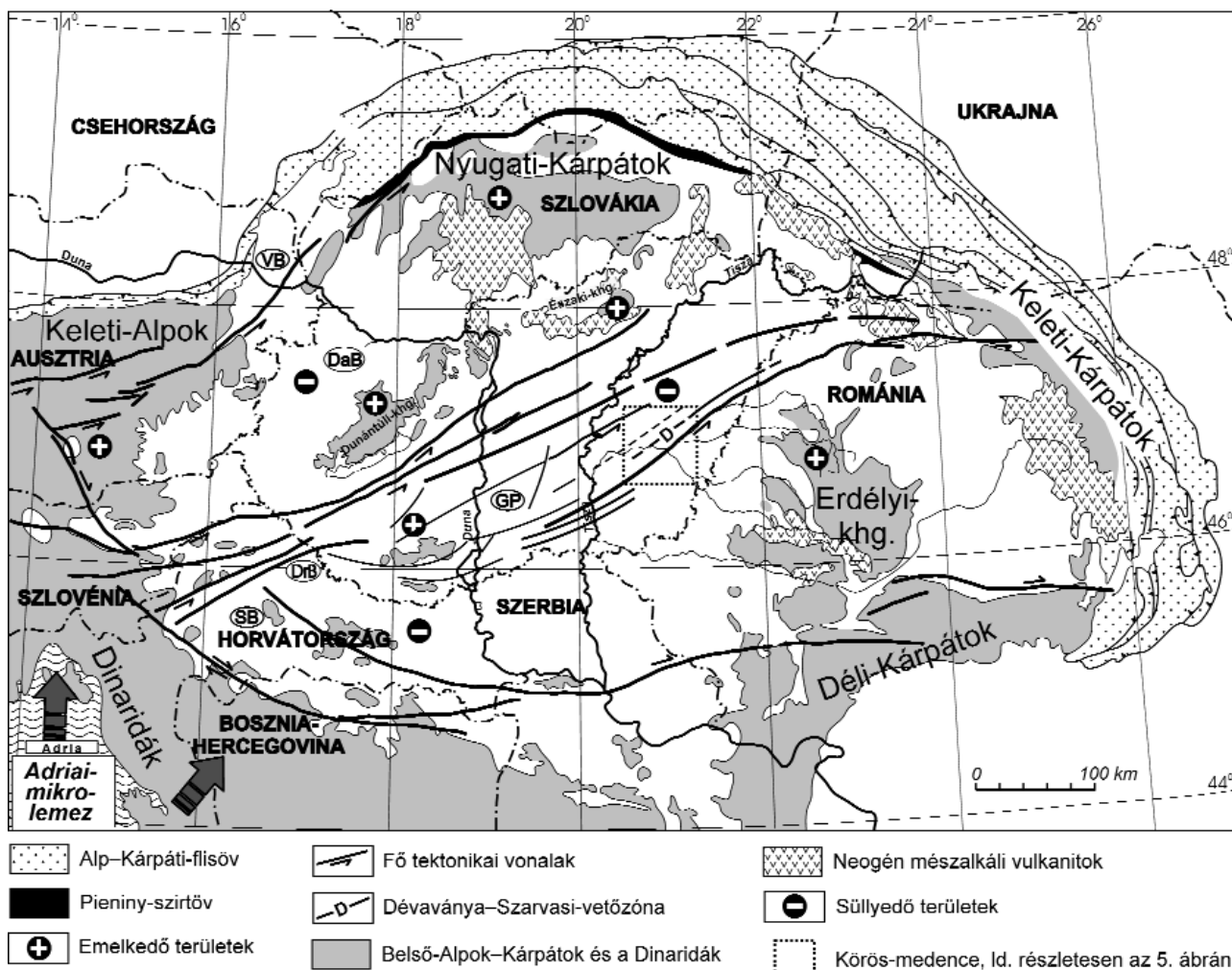
25 ky is hindered by the error range of OSL dates, which often exceeds the duration of Weichselian sub-stages and sub-divisions. The final conclusion is that meandering and braided river activity co-existed under a given climate and the main channel systems are related to subsidence anomalies, thus tectonics was the primary control on river development.

## Bevezetés

Az elmúlt évtizedben számos tanulmány látott napvilágot a klíma, a tektonika és a tengerszintváltozások folyóhálózat-fejlődésre, folyóvízi üledékképződésre gyakorolt hatásáról a negyedidőszak folyamán. Ezek a tanulmányok rendszerint északnyugat-európai folyókon végzett különböző vizsgálatok eredményeit mutatják be. A klíma szerepét hangsúlyozó tanulmányok jelentős része kiemelt térszínnel jellemzett területekről származik, ahol a vízhozamban és szállított üledékanyagban bekövetkezett glaciális–interglaciális ciklusoknak megfelelő változások folyóteraszok kialakulását eredményezték (pl. Rajna: BOENIGK 2002; Temze: GIBBARD 1985, MADDY, BRIDGLAND 2000; Meuse: VANDENBERGHE 1993, VAN DEN BERG 1994; Szajna és

Somme: ANTOINE et al. 2000). Ezekből gyökeresen eltérő folyamatok uralkodnak azonban a süllyedő medenceterületeken, ahol a felszín esése túl kicsi a folyók bevágódásához, és a süllyedést a folyók feltöltő jellege ellensúlyozza. Ez utóbbi típus klasszikus példája a rendkívül részletesen vizsgált a Rajna–Meuse-rendszer (pl.: KASSE et al. 1995, TÖRNQUIST 1995, BERENDSEN, STOUTHAMER 2000, WALLINGA et al. 2004, BUSSCHERS et al. 2005). Ezen a területen az észak-atlanti klímaváltozások (JOHNSEN et al. 1992) mellett a tengerszintváltozások (TÖRNQUIST et al. 2000; WAELBROEK et al. 2002), valamint a fennoskandináviai jégtakaró előrenyomulásai és visszahúzódásai (EHLERS, GIBBARD 2004) jelentősen befolyásolták a folyófejlődést.

Vizsgálatainkat a Pannon-medence keleti részén elhelyezkedő Körös-medencében végeztük (1. ábra), illetve

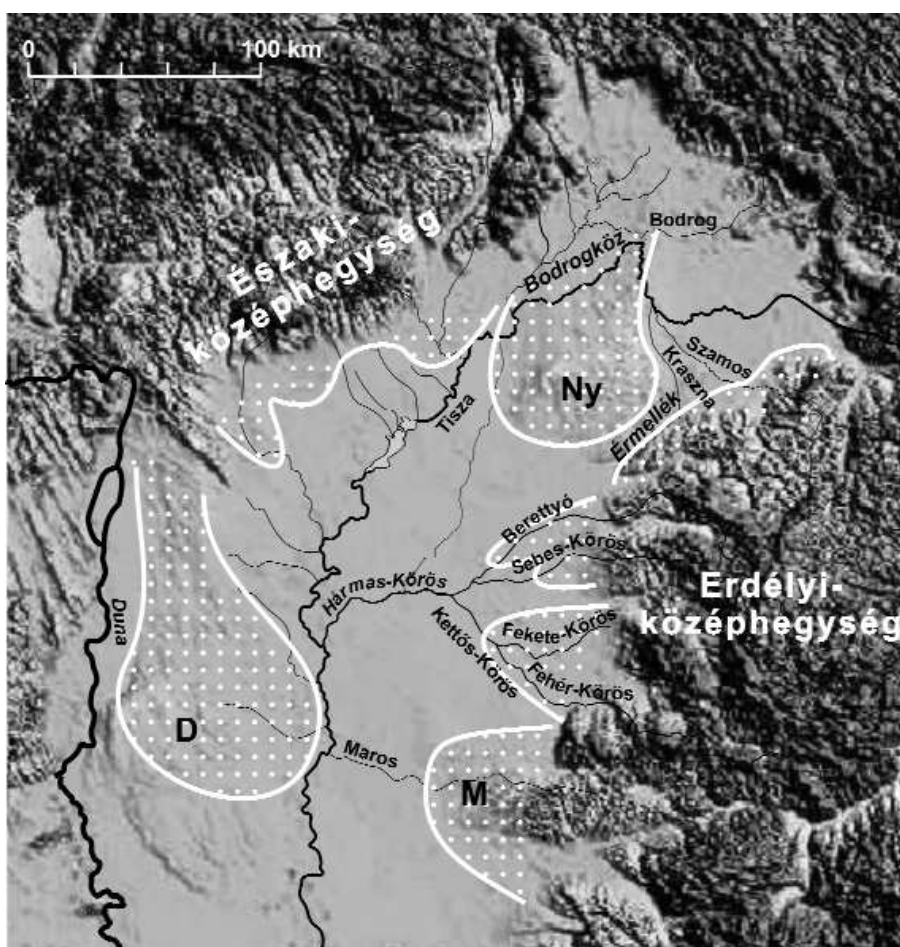


1. ábra. A Pannon-medence főbb geotektonikai egységei (BADA, HORVÁTH 2001 után)  
 VB = Bécsi-medence, DaB = Kisalföld, DrB = Dráva-medence, SB = Száva-medence, GP = Alföld  
 Figure 1. Major geotectonic setting of the Pannonian Basin (after BADA, HORVÁTH 2001)  
 VB=Vienna Basin, LP=Little Plain, DB= Drava Basin, SB=Sava Basin, GP=Great Plain

végezzük jelenleg is. Ezen a folyamatosan süllyedő területen az üledékképződés a teljes pleisztocén időszak során folyamatos volt (NÁDOR et al. 2003). A folyófejlődést befolyásoló tényezők itt jelentősen eltérnek az északnyugat-európai területeken tapasztaltaktól, így vizsgálataink új adatokkal egészítik ki, árnyalják a folyófejlődésről — már-már rutinszerűen — kialakított eddigi képet. A Pannon-medence intramontán jellegéből adódóan a tengerszintváltozásoknak értelemszerűen elhanyagolható a folyóvízi üledékképződést befolyásoló szerepe. A terület bonyolult tektonikai felépítése, kompressziós jellegű negyedidőszaki szerkezeti inverziója — eltérő mértékű kiemelkedésekkel és süllyedésekkel — erős tektonikai kontrollt feltételez az itt vizsgált folyók fejlődésében. Ehhez hozzáadva a klíma nem elhanyagolható szerepét, a vizsgált kérdés meglehetősen komplex feladatnak tűnik. Ráadásul a Pannon-medence

három nagyobb éghajlati zóna — óceáni, kontinentális és szub-mediterrán — találkozási zónájában helyezkedik el (BACSÓ 1959) amelyek egymásra hatása kulcsfontosságú volt a negyedidőszaki klíma alakulása során is.

Munkánk célja a Berettyó–Körös-folyórendszer késő-pleisztocén fejlődésének vizsgálata volt, összefüggésben a Tisza negyedidőszak végi jelentős helyváltoztatásának régóta vitatott kérdésével. A Berettyó–Körös-rendszer folyói az emelkedő Erdélyi-középhegységben erednek, és a mai napig is folyamatosan süllyedő Alföldre tartanak, annak legmélyebb részmedencéjén, a Körös-medencén keresztül. A mai Berettyó meglehetősen kicsi folyó, amely az Érmélték délnyugati pereme mentén halad. Medrét feltehetően a nála jóval nagyobb Ős-Tiszától örökölhette, amely a késő-pleistocén glaciális folyamán még itt folyt (GÁBRIS 1998, 2002). Vizsgálataink fő célja, hogy azonosítsuk a hajdani folyó-



2. ábra. Az Alföld és a környező hegyvidék domborzati modellje

A pöttyözött területek a legfőbb pleisztocén hordalékkúpok elterjedését mutatják. D = az Ős-Duna hordalékkúpja, M = a Maros hordalékkúpja, Ny = Nyírség (az Északkeleti-Kárpátokból és az Erdélyi-középhegység északi részét megcsapoló folyók hordaléka). Kisebb összefüggő hordalékkúpok épültek az Északi-középhegység előterében, valamint az Erdélyi-középhegység nyugati lábánál is, ez utóbbiakat a Körösök és a Berettyó, illetve a Szamos és Kraszna ősei rakták le

Figure 2. Digital Elevation Model of the Great Hungarian Plain and the surrounding mountains

Dotted areas show the extent of the major alluvial fans. D = alluvial fan of the paleo-Duna, M = alluvial fan of the river Maros, Ny = Nyírség (sediments deposited by the rivers discharging the north-east Carpathians and the northern part of the Apuseni Mountains). Smaller alluvial fans developed in the foreland of the North Mid-Mountains and at the western foothill of the Apuseni Mountains. The latter was deposited by the ancestors of the Körös-, Berettyó, Szamos and Kraszna rivers

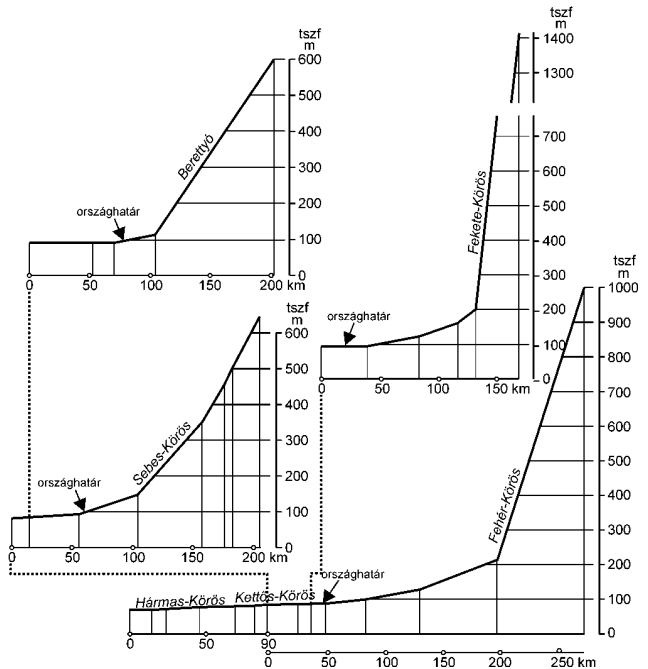
medrek nyomait, azok tér- és időbeli változásait az Érmelék délnyugati peremétől a Körösök torkolatáig terjedő területen. Ehhez az egykori medernyomok rekonstruálásán túlmenően részletesen vizsgáltuk a felszín közeli rétegek anyagát, szedimentológiai jellegét. A vizsgálatok közép-pontjában az optikai lumineszcens kormeghatározások álltak (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2007; THAMÓNÉ BOZSÓ 2005), amely adatok alapján pontosan korolni tudtuk az egyes medergenerációkat. Ezek eredményeként az öskörnyezeti, szerkezeti és klimatikus hatások folyófejlődésre gyakorolt együttes hatását próbáltuk értelmezni a vizsgált területen.

### Földtani felépítés

A Pannon-medence, mint ív-mögötti típusú terület a kora-, középső-miocén folyamán a Kárpátok ívének felgyűrődésével egy időben alakult ki (ROYDEN, BÁLDI 1988; 1. ábra). A késő-miocéntől kezdve a sülyledéket a brakk-édesvízű Pannon-tó töltötte, amelyet északnyugat és északkelet felől a medence belsejébe érkező és progradáló delta-rendszerek üledékei töltötték fel (BÉRCZI, PHILLIPS 1985, POGÁCSÁS et al. 1988). A késő-miocéntől kezdve az üledék-behordás mértéke meghaladta a medence termális sülyledésének mértékét, így annak teljes területe a feltöltődés irányának megfelelő léptékben mocsári-folyóvízi-szárazföldi üledékképződési környezetű alakult át a pliocén idejére (JÁMBOR 1991, JUHÁSZ 1994, MAGYAR et al. 1999). Ezzel egy időben a medence termális sülyledését kompressziós fázis váltotta fel, amely a mai napig aktív (HORVÁTH, CLOETINGH 1996). A szerkezeti inverzió hatására óriási területek, mint pl. az Északi-középhegység vagy a teljes Dunántúl, gyors emelkedésnek indult. Ezen intenzíven emelkedő területek között — továbbra is — folyamatosan sülyledő medencék helyezkedtek el, amelyekben folyamatos folyóvízi üledékképződés folyt a negyedidőszak folyamán és folyik ma is (Nagyalföld, Kisalföld, Dráva- és Száva-medence, Bécsei-medence; 1. ábra). A sülyledő és emelkedő területek térbeli elrendeződése nagy hullámhosszú litoszféra-redőződés eredménye (HORVÁTH, CLOETINGH 1996, CLOETINGH et al. 1999, BADA, HORVÁTH 2001).

A Körös-medence a maga 84-85 méteres tengerszint fölötti magasságával az egyik legalacsonyabban fekvő területe a Pannon-medence keleti részének. A Körös-medence egy folyamatosan sülyledő alföldi részmedence klasszikus példája, ahol a sülyledést kompressziós jellegű medenceinverzió alakította ki, illetve alakítja a mai napig is. A terület jelenlegi folyói a Berettyó, továbbá a Sebes-, Fekete- és Fehér-Körös az Erdélyi-középhegységben ered, és hozzávetőlegesen kelet-nyugati irányban folyik a Pannon-medence belseje felé (2. ábra). Összefolyás után a folyók, mint kis esésű Hármaskörös folytatják útjukat a Tisza felé. A négy folyó hossza közel azonos, annak ellenére, hogy erdélyi-középhegységbeli vízgyűjtő területük mérete, földtani- és morfológiai felépítése eltérő (3. ábra). A hegyvidéki területekre jellemző meredek (10-25 m/km) esés hirtelen csökken le a jelenlegi magyar határ közelében és innen a

Folyó	Hossza (km)	Vízgyűjtő területe (km <sup>2</sup> )	A vízgyűjtő terület legmagasabb pontja (m)	Átlagos vízhozam a határon (m <sup>3</sup> /s)	Átlagos vízhozam a Körös-medencében (m <sup>3</sup> /s)
Berettyó	203,8	6095	915	11	16
Sebes-Körös	209,3	2788	1838	20	38
Fekete-Körös	167,7	4729	1849	40	60
Fehér-Körös	235,6	4275	1541	33	50



3. ábra. A Körös-medence folyóinak hidrológiai jellemzői és esésgörbéi (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2002)

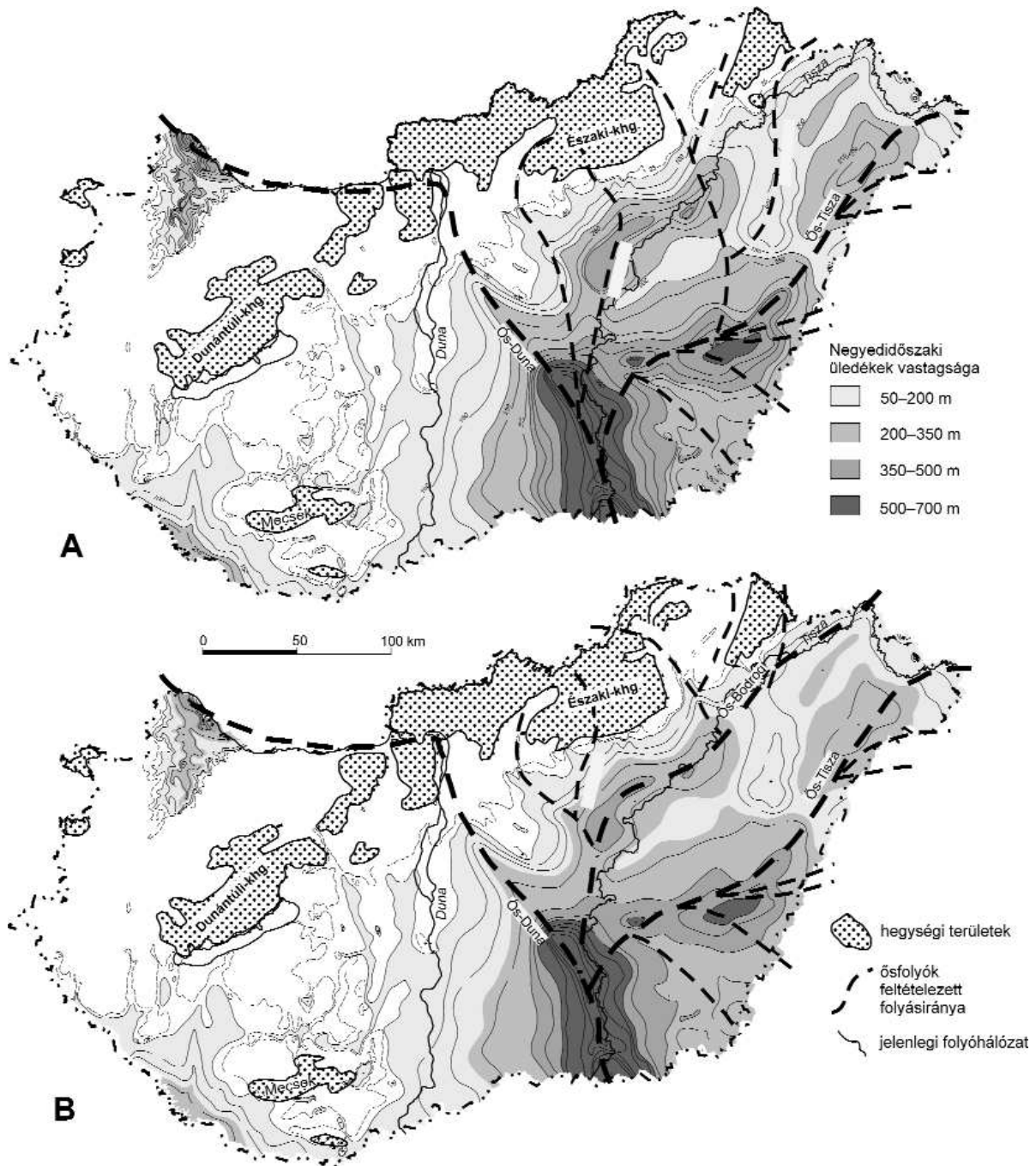
Figure 3. Hydrological characteristics of the rivers of the Körös Basin and stream gradients (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2002)

folyók 5-10 cm/km-es eséssel tartanak a Tisza felé. A négy folyó közül a Fekete- és a Fehér-Körösnek a legnagyobb a hegyvidéki területeken mért esése, és az alluviális síkságon is viszonylag nagyobb energiával haladnak keresztül, mint a Berettyó és a Sebes-Körös (3. ábra). A hazai területeken mind a négy folyó csak lebegtetett üledékanyagot szállít.

### Az Alföld vízhálózat-fejlődése a negyedidőszak folyamán

A negyedidőszak folyamán az Alföldet a Duna és a Tisza, valamint azok mellékfolyói töltötték fel üledékükkel. A folyók az emelkedő területek felől a sülyledő medencék irányába tartottak, amelyek egyben a helyi erózióbázis szintjét is jelentették. A medencesülyledés a negyedidőszak folyamán térben és időben egyenlőtlenül zajlott, ami a vízhálózat teljes átrendeződését eredményezte, amelyet legutóbb Gábris és Nádor foglalt össze (GÁBRIS, NÁDOR 2007). A kora- és középső-pleisztocén folyamán az Alföld gyorsan sülyledő központi része az Ős-Dunát a Pesti-síkságról délkelet felé terelte (4. ábra, A), s ezzel egy időben a folyó a Duna-Tisza közén egy hatalmas alluviális hordalékküppöt épített ki (2. ábra).





4. ábra. Egykori folyóhálózat a pleisztocénben (GÁBRIS, NÁDOR in press)

A – Kora- és középső-pleisztocén. Az Alföld középső süllyedő része az Ós-Dunát északnyugat, az Ós-Tiszát északkelet felől vonzotta, mint fő erózióbázis. B – Késő-pleisztocén. Három tengelyű vízhálózat. Az Ós-Bodrog megjelenése a Jászsági-medence süllyedésével hozható összefüggésbe

Figure 4. River network during the Pleistocene (after Gábris, Nádor in press)

A – Early- and Middle Pleistocene. The rapidly subsiding central part of the Great Plain dragged the palaeo-Danube from the north-west and the palaeo-Tisza from the north-east. B – Late Pleistocene. Three-axis palaeodrainage system of the Great Plain. The appearance of the paleo-Bodrog was resulted from the subsidence of the Jászság Basin

Egy másik nagy hordalékkúpot a Kárpátok északkeleti és az Erdély északi részéből kilépő folyók raktak le a Nyírség területén (2. ábra). Az Északkeleti-Kárpátokból és az Erdélyi-középhegységéből származó Ós-Tisza a nyírségi alluviális hordalékkúp délkeleti peremén folyhatott. A korawürm folyamán a folyó egy 10-15 km széles eróziós síksá-

got alakított ki a mai Érmellék területén, amely egy ÉK–DNy-i csapású süllyedék volt a Nyírség és a Kárpátok északkeleti részéből kilépő kisebb folyók (Szamos, Kraszna) alkotta alluviális hordalékkúpok között (2. ábra). Az Alföld területének legdélebbi nagy alluviális hordalékkúpját a Maros folyó őse építette (2. ábra) miközben a Keleti-Kárpátok,

illetve az Erdélyi-középhegység láncolatából kilépve az Alföld felé tartott (BORSY 1990).

A felsorolt nagyméretű alluviális hordalékkúpok között a Körös-medence egy folyamatosan süllyedő terület volt, amely mintegy csapdázza a kelet-északkelet felől folyó Berettyót és Körösöket, valamint az északkelet felől érkező Ós-Tiszát. Mindezek együttes eredményeként közel 500 méter vastag, folyamatos, ciklusos folyóvízi üledék rakódott le a pleisztocén folyamán (NÁDOR et al. 2003).

A késő-pleisztocén és a késő-glaciális folyamán egy harmadik jelentős folyó (Ós-Bodrog) is megjelent (4. ábra, B) az Alföld központi süllyedéke felé átlósan folyó Ós-Duna és Ós-Tisza mellett (GÁBRIS 1998, 2002), amelynek kialakulása az Északi-középhegység előterének újbóli süllyedésével lehetett kapcsolatos.

A pleisztocén végére az Alföld-peremi fiókmedencék süllyedése a korábbi vízrajzi hálózat teljes átrendeződéséhez és ennek következményeként a mai vízrajzi kép kialakulásához vezetett (SOMOGYI 1961). A jelenlegi Duna-völgy déli részének (Kalocsai- és Bajai-süllyedékek) süllyedése hatására az Ós-Duna eredeti hordalékkúpját elhagyta és a késő-pleisztocén során elfoglalta mai helyzetét. (SÜMEGHY 1953). Erre utal a késő-würmnél (II/a számú) idősebb teraszok hiánya a jelenlegi Duna-völgyben (PÉCSI 1959). Ugyanekkor a Bodrogköz süllyedésének és a Nyírség emelkedésének együttes hatására a Tisza a késő-glaciális folyamán elhagyta az Érmellék vidékét (GÁBRIS 1998, 2002), először a Bodrogköz felé folyt, majd innen hirtelen délkeleti irányba fordult és elfoglalta a korábbi Ós-Bodrog medrét (4. ábra, B).

### Alkalmazott kutatási módszerek

A Berettyó–Körös-rendszer vízhalózat-fejlődését több kutatási módszer integrált alkalmazásával tanulmányoztuk. A terület földtani felépítésének vizsgálata alapját a Magyar Állami Földtani Intézet 1:100 000 méretarányú földtani térképsorozata adta (GYALOG 2005). A legjelentősebb folyóvízi morfológiai elemeket (különböző medertípusok, övzátony-sorozatokat, lápok, árterek) 2500 km<sup>2</sup> területen végzett, 1:60 000 méretarányú légifotók értelmezésén alapuló, digitális állományú, ősvízrajzi térképvázlaton ábrázoltuk (5. ábra). Az ábrázolás során külön figyelmet szenteltünk az egymást metsző medrek vizsgálatának. Ezt az „ősvízrajzi” térképet összevetettük a 19. század közepe előtt kezdődött folyószabályozások előtti topográfiai térképekkel, amelyek már az 1782–1785. esztendőktől kezdve rendelkezésre állnak. Ezekből a szabályozás előtt készült térképekből kiderült, hogy a teljes terület mocsaras környezet volt, ahol a folyók gyakori meder-áthelyeződésekkel változtatták folyásirányukat.

Annak érdekében, hogy az alluviális síkságon észlelt különböző mederformák anyagát is megismerjük, hét új, folyamatos, teljes szelvényű magfúrás mélyítettünk (Eijkelkamp kézi ütvefúróval) a különböző típusú fosszilis medrekbe, és azok rétegsorait részletes litológiai, szedimentológiai

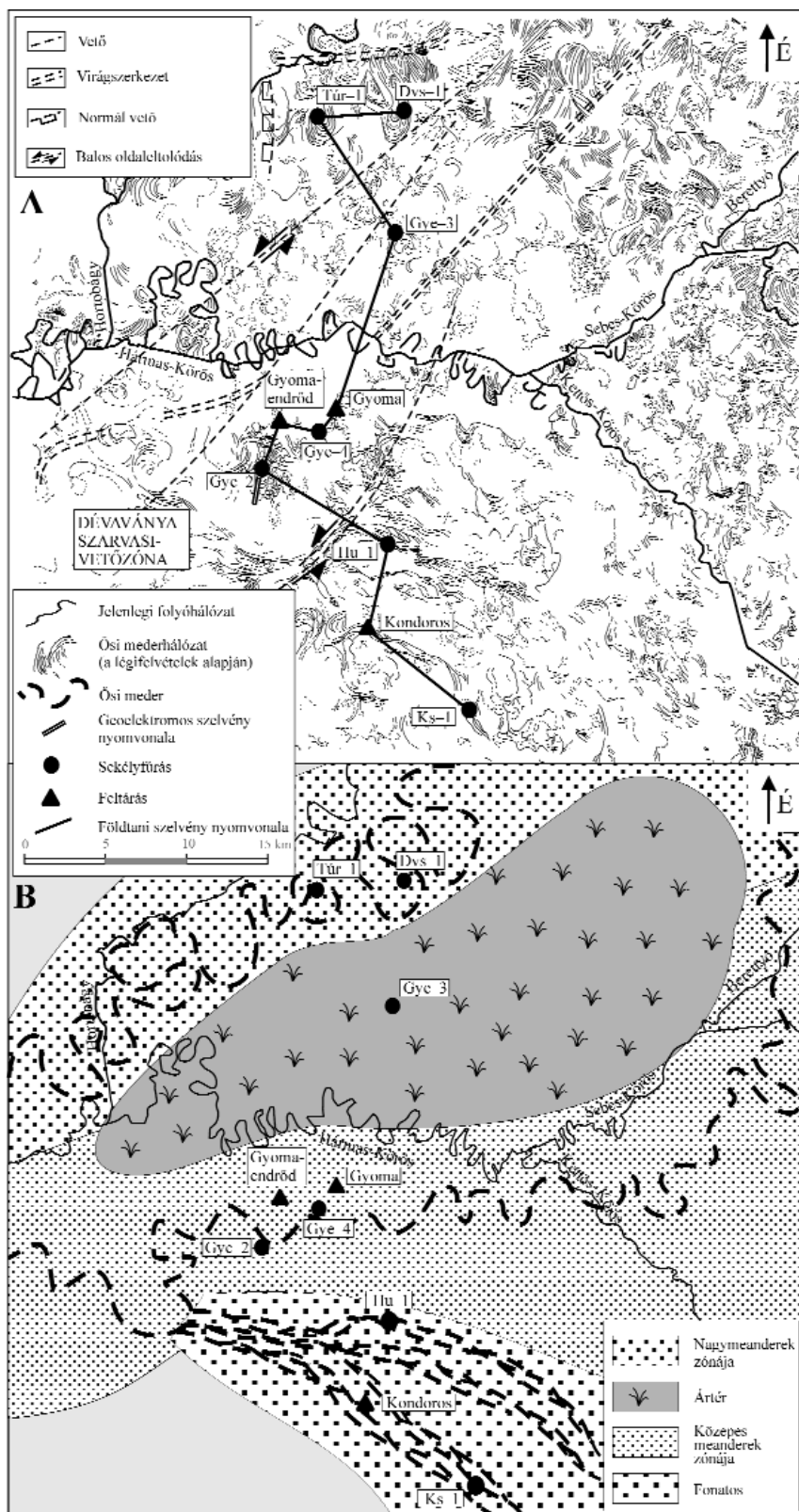
és geokronológiai (OSL, <sup>14</sup>C-izotóp) vizsgálatoknak vetettük alá. A fúrások során zavartalan, 1 méter hosszú, 5 cm átmérőjű PVC-csővekben kiserelt, folyamatos rétegsorokkal rendelkező magmintákat kaptunk. Leírtuk az üledék anyagát, szemcseméretét, színét, szervesanyag-tartalmát, valamint a megfigyelhető üledékes szerkezeteket. A hét magfúrás közel észak–déli szelvényirány mentén mélyítettük és korreláltuk egymással (5. ábra, A). A szelvény mentén néhány kisebb homokfejtő gödrének feltárásait is figyelembe vettük.

Az optikai lumineszcens (OSL) vizsgálatokhoz 25 mintát elemeztünk, melyek részben a magfúrásokból, részben a felszíni feltárásokból származtak. A feltárásokból a mintákat 20 cm hosszú, 5 cm átmérőjű sötétszürke PVC-csővel vettük, úgy hogy az üledéket ne érje fény. A minta-előkészítést sötétben, gyenge vörös fény mellett végeztük. A 80–200 µm-es frakciót nedves szitálással különítettük el. A szerves anyagot 30%-os hidrogén-peroxiddal, a kalcitot 10%-os sósavval távolítottuk el, a kvarcdús frakciót nehézfolyadék (nátrium-poliwolframát vizes oldata) segítségével különítettük el. A földpátok eltávolítása és a kvarcsemcsék felszínének lemaratása egy órás időtartamú, koncentrált hidrogén-fluoridos kezeléssel történt. Az így előállított tiszta kvarcfrakciót 10 mm átmérőjű rozsdamentes acél mintatartó korongok közepére ragasztottuk fel szilikon-spray segítségével 8 mm átmérőjű kör alakú területre, úgy hogy a szemcsék ne fedjék egymást, azaz egy szemcse vastagságú réteget kapjunk.

A lumineszcens méréseket a MÁFI dán gyártmányú RISŔ TL/OSL DA–15C/D típusú mérőberendezésével végeztük kék fényű megvilágítás és laboratóriumi α-sugárzás (<sup>90</sup>Sr/<sup>90</sup>Y sugárforrás) alkalmazásával, a jelenleg leginkább alkalmazott és elfogadott SAR (Single Aliquot Regenerative Dose) protokoll (MURRAY, WINTLE 2000, 2003) szerint. Az üledéket erős radioaktív sugárdózis rátájának meghatározásához szükséges nagy felbontású gamma-spektrometriai mérések az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Radiometriai Laboratóriumában készültek. A minták OSL-kor meghatározásának további részleteit THAMÓNÉ BOZSÓ (2005), THAMÓ-BOZSÓ et al. (1997) tárgyalják.

A forrásterületek, illetve lehordási irányok meghatározásához a fenti módszereket nehézsavány-vizsgálatokkal egészítettük ki, úgy hogy minden OSL-vizsgálatnak alávetett mintán egyben nehézsavány-vizsgálat is készült. A minták nehézsavány-tartalmát mai alföldi folyóink üledékeinek nehézsavány-összetételével vetettük össze klaszteranalízis segítségével, feltételezve, hogy a lehordási területek földtani felépítése és morfológiája a késő-pleisztocénben hasonló volt a mai állapothoz. Azaz, ha egy minta nehézsavány-összetétele hasonló egy mai alföldi folyó üledékének összetételéhez, akkor az utóbbihoz hasonló forrásterületet, illetve beszállítási irányt feltételeztünk. Ezt a módszert sikeresen alkalmaztuk a Körös-medence pleisztocén beszállítási irányainak meghatározása esetén is (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2002).

Az ELGI Térképezési Főosztálya együttműködő partnerként vesz részt a körös-vidéki vízhalózat fejlődésének



közvetlisztes képződményekből állt. Ennek megfelelően az ELGI geofizikus szakemberei 2 méteres elektródátávolsággal multielektrodás geoelektromos méréseket végeztek a folyóvízi üledékek lehatárolására. A területek összes hossza 1,7 km volt, 4 szelvényszakaszra bontva. A méréseket Syscal Jr mérőrendszerrel végezték, dipól-dipól elrendezésben. A feldolgozás alapmódszere simított inverzió volt. Ez a leképzési mód megfelelő az ellenállás-eloszlás meghatározására, és elegendő a priori ismeret birtokában alkalmas a földtani felépítés kutatására is. A behatolási mélység 10-12 méter volt. A szelvények szélső 30 métere a mérés jellegéből adódóan kisebb behatolással bír és kevésbé megbízható.

A területen korábban szénhidrogén-kutatási célból készített, több mint száz ipari szeizmikus szelvény tektonikai újraértékelése (DUDKO 2002) volt az alapja annak, hogy a folyófejlődés tektonikus meghatározottságát vizsgáljuk. Bár ezek a szeizmikus szelvények nem bontják fel az üledékösszlet legfelső részét, nagyon jól tükrözik az aljzatban — és

megismerését célzó kutatásainkban. Ennek keretében 2005 nyarán Gyomaendrod térségében a felszín közeli képződmények megismerésére közösen geoelektromos méréseket végeztünk, melyek célja a fiatal üledékek felső — a fúrési rétegsorok mélységével azonos — 8-10 méterre minél jobb tagolása volt. A felmért terület agyagos-

esetenként a fedő negyedidőszaki üledékekben is — található nagyobb vetőzónákat (pl. virágszerkezeteket, normál vetőket, eltolódásokat). Ezek segítségével jól lehetett jellemezni a nagyobb negyedidőszaki szerkezeteket, illetve a terület negyedidőszaki tektonikai fejlődésének egyes bélyegeit.

## Az ősvízrajzi hálózat rekonstrukciója

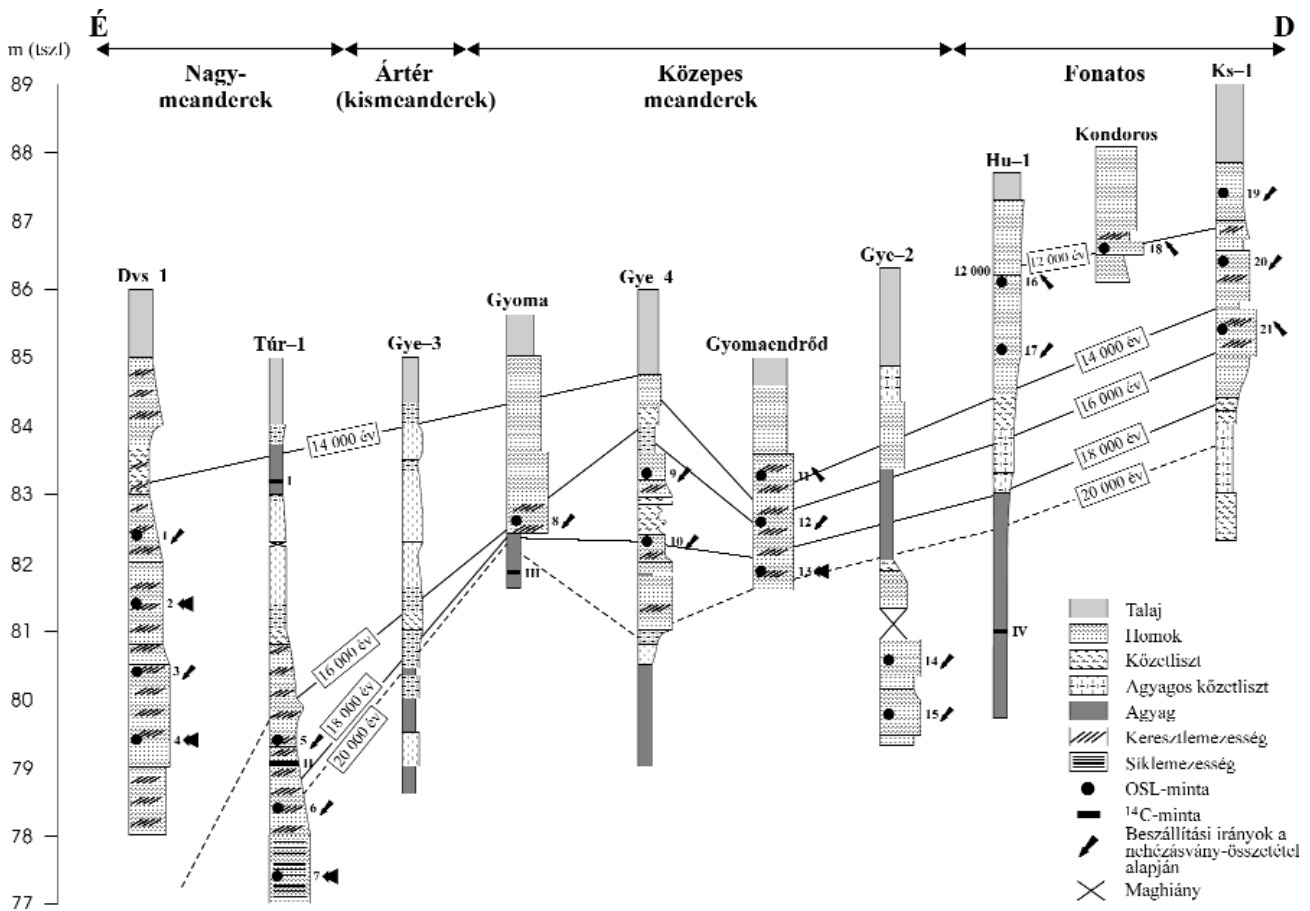
### A légifotó-elemzések eredményei

A légifotók értelmezésén alapuló alluvialis paleomorfológiai elemzés során több eltérő mederrajzolattal jellemezhető területet különítettünk el (5. ábra, A). Északon, a mai Hortobágy és Berettyó között nagy, km-es kanyarokat mutató meandres zóna maradványaira bukkantunk. A meanderek kanyargóssága és a felhagyott mederövek helyzete alapján a folyásirány ÉK felől történt. Ettől a nagymeandres zónától délre, a Hármasköröstől északra (a tanulmányozott terület központi részén), egy kis — néhány tíz méteres nagyságrendű — elmosódott meandernyomokkal jellemezhető öv helyezkedik el. A két zóna hozzávetőlegesen ÉK–DNY-i és ÉNy–DK-i csapású vonalak mentén érintkezik egymással (5. ábra, A). A nagy- és kismeanderek mellett néhány száz méteres amplitúdójú közepes meandernyomok is felfedezhetők a Hármasköröstől délre (5. ábra, A). Ezen meanderező folyó nyomait mutató zónák az egykori meanderek méretétől függetlenül 84–85 méteres tengerszint fölötti magasságban helyezkednek el. A vizsgált

terület déli részén 87–90 méteres tengerszint fölötti magasságban, fonatos rajzolattal jellemezhető fosszilis meder-maradványokat sikerült kimutatni (5. ábra, A). A mederformák rajzolata alapján az egykori folyásirány DK felől történhetett. Ez a fonatos rajzolatú zóna közel párhuzamos a mai Kettős-Körös (egyesült Fekete- és Fehér-Körös) folyási irányával.

### A történelmi topográfiai térképek elemzési eredményei

A történelmi és a mai topográfiai térképek összehasonlítása során három különböző medertípust sikerült elkülönítenünk: 1. Jelenleg is aktív medrek, amelyek részben azonosak a természetes mederszakaszokkal, részben a szabályozások során (főleg a kanyarok levágásával) kialakított mesterséges csatornák. 2. A 18. század közepéig meglévő aktív medrek; melyek a szabályozás előtti állapotot tükrözik. 3. Inaktív medrek, amelyek a mederszabályozások (18. század közepe) előtti állapot maradványai, ezek nagyrészt azok a meandernyomok, amelyek a légifotók alapján körvonalazhatóak.



6. ábra. A fúrásokon és feltárásokon keresztül szerkesztett szelvény

Az OSL- és  $^{14}\text{C}$ -koradatokat az 1. táblázat tartalmazza. A nehézsúlyú-vizsgálatok alapján megállapított szállítási irányokat a 7. ábra összegzi. Az egyes eltérő mederrajzolatú zónák rétegsorai jól tükrözik az eltérő folyójellegetek. Az értelmezést a 9. ábra mutatja. Az eltérő üledékvastagságok a süllyedés mértékének változásával függenek össze

Figure 6. Cross section along the boreholes and outcrops

OSL and  $^{14}\text{C}$  dates are shown in Table 1. Transport directions are inferred from the cluster analysis of heavy minerals, summarized in Figure 7. Various sediment thicknesses refer to changes in subsidence rates. For discussion see Figure 9

A természetes folyóhálózat régi topográfiai térképek alapján végzett, szabályozás előtti, rekonstrukciója azt mutatja, hogy — ellentétben a légifotó-elemzés eredményeivel — csak két nagyobb zóna különíthető el a vizsgált területen (5. ábra, A). Északon egy meanderező folyók hálózatával jellemezhető terület észlelhető. Úgy tűnik, hogy két nagyobb meanderező folyóág (nagyjából a mai Berettyó és Sebes-Körös, valamint a Hortobágy folyók mentén) uralta a területet. Ezek egy nagyobb mocsaras, ártéri vidéket fogtak közre, amelybe kisebb vízfolyások torkollottak, miközben itt kisebb meanderek alakulhattak ki. A Hármasköröstől délre egy fonatos övvel rendelkező folyó maradványai nyomozhatók, ahol az egyes medrek egymással párhuzamosan futnak. Feltűnő jelenség a kisebb mellékfolyók teljes hiánya. A régi térképeken a két nagyobb meanderező folyó nyomai tisztán kivehetők, azonban a kis meanderek és a fonatos medrek elemei elmosódnak, gyakran követhetetlenek (5. ábra, B).

### A fúrási rétegsorok és a feltárások üledékföldtani értelmezése

Az északon található nagymeanderes zóna (Dévaványa Dvs-1 és Túrkeve Túr-1 fúrás) üledékei 5-6 m vastagságú ciklusokba rendezett, fölfelé finomodó, homokos-alurítos képződmények (6. ábra). Alsó részük finom-középszemcsés, keresztretegzett homok. A 0,1–0,5 méter vastag kötegek sík- és vályús keresztretegzettséget mutatnak, és fölfelé aleuritba mennek át. A közepes meanderekkel jellemzett területen (Gyoma, Gyomaendrőd feltárás; Gyomaendrőd Gye-4 és Gye-2 fúrás, 6. ábra) legalább három különböző homokosorozat különíthető el közvetlenül a felszín alatt. Mindegyik egység 2-3 méter vastag, fölfelé finomodó, kereszt- és síkrétegzett, finomszemű homokból álló, aleurittal fedett kis ciklus. A gyomai és gyomaendrődi felszíni szelvények keresztretegzett, finom-középszemű homokot tárnak fel.

A két nagyobb egykori meanderező folyóág közötti mocsaras területen mélyült Gyomaendrőd Gye-3 fúrás agyagos aleuritot és agyagot tárt fel (6. ábra).

A fonatos öv legfelső üledékei (3-4 méterrel a felszín alatt; Hunya Hu-1 fúrás, Kondoros feltárás és Kondoros Ks-1) finom-középszemű (helyenként durvaszemcsés), keresztretegzett homokok (6. ábra). A 0,1–0,5 méter vastag kötegek belső szerkezetét sík, illetve vályús keresztlemezek alkotják. A meanderes zónákra jellemző felfelé finomodó üledék-ciklusok itt teljesen hiányoznak a

rétegsorokból, jó egyezést mutatva a légifotók és topográfiai térképek alapján rekonstruált fonatos mederalak és a kitöltő üledéksor jellege közötti kapcsolattal.

### A kormeghatározások eredményei

A folyóvízi üledékek OSL-vizsgálatokon alapuló kora a 10 000–27 000 év közötti tartományba esik a mai felszín alatt 1,5–7,7 méteres mélységközben. Ez az időzóna a késő-pleiniglaciális-késő-glaciális periódusának felel meg (1. táblázat, 6. ábra). Az OSL-koradatok sztratigráfiailag illeszkednek a fúrásokból — ellenőrzés, illetve kalibráció céljából — vett szervesanyag-maradványok <sup>14</sup>C-izotóp koradataihoz.

A nagymeanderes északi öv keresztretegzett homokjában mért OSL-korok 14 000 év körülirek (Bølling) adódtak a Dvs-1 fúrásban, és 16 000–18 000 évesnek (Ságvár-Lascaux interstadiális, vö. SÜMEGI, KROLOPP 2002) a Túr-1 fúrásban (1. táblázat). Az utóbbiban a fedő ártéri üledékből vett <sup>14</sup>C-izotópos kor 14 840 és 15 890 év cal BP közé esik. A Túr-1 fúrás alsó <sup>14</sup>C-mintájának (II. minta: 16260–15430 év cal BP) szénizotópos kora szintén jó egyezést mutat a fekvő és fedő homokokból nyert OSL-korokkal (5. és 6. sz. minták: 16 200±1700 év, illetve

1. táblázat. OSL és <sup>14</sup>C korok. A minták helyét a 6. ábra mutatja

Table 1. OSL and <sup>14</sup>C ages. Location of the samples is shown on Figure 6

	Minta	OSL-kor (év)	Kronosztratigráfia	Behordási irány
Nagymeanderek	1. Dvs-1 3,50–3,70 m	14 100 ± 1 200	Bølling	ÉK
	2. Dvs-1 4,50–4,70 m	14 200 ± 1 400	Bølling	K, ÉK, DK
	3. Dvs-1 5,50–5,70 m	14 400 ± 1 100	Bølling	ÉK, É
	4. Dvs-1 6,50–6,70 m	14 400 ± 1 400	Bølling	K, ÉK, DK
	5. Túr-1 5,50–5,70 m	16 200 ± 1 700	idős Dryas	ÉK
	6. Túr-1 6,50–6,70 m	17 900 ± 2 400	késő-pleniglaciális	ÉK
	7. Túr-1 7,50–7,70 m	22 800 ± 2 000	késő-pleniglaciális	K, ÉK, DK
	8. Gyoma 3,00 m	15 900 ± 1 500	idős Dryas	ÉK
Közepes meanderek	9. Gye-4 2,60–2,80 m	17 900 ± 1 600	késő-pleniglaciális	ÉK
	10. Gye-4 3,60–3,80 m	18 000 ± 2 100	késő-pleniglaciális	ÉK
	11. Gyomaendrőd 1,70 m	12 200 ± 1 300	fiatal Dryas	DK
	12. Gyomaendrőd 2,50 m	16 000 ± 1 200	idős Dryas	ÉK, É
	13. Gyomaendrőd 3,20 m	19 000 ± 1 700	késő-pleniglaciális	ÉK, É
	14. Gye-2 5,60–5,90 m	25 900 ± 2 300	késő-pleniglaciális	ÉK, É
	15. Gye-2 6,45–6,65 m	26 500 ± 2 400	késő-pleniglaciális	ÉK, É
	16. Hu-1 1,50–1,70 m	12 400 ± 1 200	fiatal Dryas	K, ÉK, DK
Fonatos	17. Hu-1 2,50–2,70 m	13 300 ± 1 100	Bølling–Allerød	ÉK
	18. Kondoros hb. 3,40 m	11 900 ± 1 100	fiatal Dryas	DK
	19. Ks-1 1,50–1,70 m	10 400 ± 1 200	preboreális	ÉK, É
	20. Ks-1 2,50–2,70 m	13 700 ± 1 100	Bølling–Allerød	ÉK, É
	21. Ks-1 3,50–3,70 m	15 400 ± 1 300	idős Dryas	DK
	Minta	<sup>14</sup> C-kor BP (év)	Kronosztratigráfia	<sup>14</sup> C-kor cal BP (év)
	I. Túr-1 1,80–1,85 m	12 950 ± 60	Allerød	15 890–14 840
	II. Túr-1 5,90 m	13 180 ± 60	Bølling	16 260–15 430
	III. Gyoma 3,80 m	29 170 ± 350	késő-pleniglaciális	
	IV. Hu-1 6,50 m	27 860 ± 300	késő-pleniglaciális	

17 900±2400 év). A Túr-1 fúrásból — 7,6 méteres mélységből, vízszintesen rétegzett homokból — vett legidősebb, 7. számú minta kora 22 800 év körüli, azaz eltérő kifejlődésű egységet képvisel a felette található felfelé finomodó övzátanosorozat keresztretegzett homokjától.

A közepes méretű meanderekkel jellemzett öv területén 29 000 év a legidősebb tőzegtartalmú minta kora (Gyoma, 3,8 méteres mélység). A különböző felfelé finomodó övzátanosorozatok homokos egységeinek kora ebben a zónában 26 000–12 000 év között váltakozik 6,6–1,6 méter felszín alatti mélységben (Gyoma, Gyomaendrőd, Gye-4, Gye-2, 1. táblázat, 6. ábra). Néhány hasonló korú homokréteg jól korrelálható egymással, mint pl. a 18 000 év korú homokok Gyomaendrőd és a Gye-4 fúrás között, vagy a 16 000 év korú homokok Gyoma és Gyomaendrőd között (6. ábra).

A fonatos mederöv homokos üledékeiben mért korok fiatalabbak a meanderes övekben kapott koroknál. Ezek 10 000–15 000 év közöttiek a 1,5–3,7 méteres mélységben, preboreális, fiatal Dryas, Bølling-Allerød interstadiális és idős Dryas periódusokat jeleznek (1. táblázat). Fontosnak tartjuk megjegyezni, hogy korábban a magyarországi holocénből nem volt ismeretes fonatos jellegű folyótevékenység.

Az OSL-korok azt is jelzik, hogy a legutolsó 10 ezer év folyamán, a holocénben az egész területen csupán 1-2 m vastag finomszemű üledékösszlet rakódott le, amely talajosodott.

### Behordási irányok meghatározása nehézasvány-vizsgálatok alapján

A nehézasvány-vizsgálatok kimutatták, hogy a tanulmányozott mintákban amfibolok, piroxének, gránátok, magnetit és néha klorit a fő összetevők (7. ábra). Gyakorlatilag ugyanazok az ásványok fordulnak elő minden mintában. A Tisza-völgy jelenlegi folyóinak üledékeiben egyébként nagyon ritkán fordul elő csak egy adott lehordási területre jellemző indikátorásvány. Ez a vízgyűjtő területek

hasonló földtani felépítésének a következménye. Természetesen, az összetevők mennyiségében már kimutatható különbségek vannak, amelyet klaszteranalízis segítségével vizsgáltunk (7. ábra). Az ásványi összetétel mennyiségi elemzése azt mutatta, hogy a minták döntő többségére a magas piroxén, hornblende, gránát, (magnetit, klorit)-tartalom jellemző, hasonlóan a Tiszához és északi mellékfolyóihoz, így feltételezzük, hogy ezek az üledékek szintén ÉK felől érkeztek a vizsgált területre. Néhány homokminta összetétele a Berettyó és a Körösök gránát-, hornblende-, piroxéntartalmú üledékeinek összetételéhez volt hasonló, ezek keleti szállításra utalnak. Az északkeleti és keleti behordási irányok uralkodóan a nagy- és közepes meanderek zónáira jellemzőek (6. ábra). Csak elenyésző számú mintában volt kimutatható klinopiroxén-, gránát-, hornblendedús összetétel, amely a mai Fehér-Körös vagy Maros üledékének összetételéhez hasonló és délkeleti szállítási irányt jelez. Ilyen minták elsősorban a fonatos övre jellemzőek (6. ábra).

### A geoelektromos mérések eredményei

A szelvényt a közepes meanderek és a fonatos zóna érintkezési övezetében mértük (5. ábra, A). A területen mérés technikailag jó minőségű, csekély zajjal terhelt szelvények voltak mérhetőek. A szelvények mentén mérhető látványos fajlagos ellenállások igen szűk skálán, 10–30 ohmm, a kiértékelt valódi fajlagos ellenállások pedig 5–50 ohmm között mozogtak. A szűk dinamika miatt a mérés érzékenyebb a zajokra, így a kisebb (10 méternél mélyebben fekvő) szerkezeti változásokat nem sikerült egyértelműen földtani eredetűnek értékelni. A fajlagos ellenállás-eloszlási képben a területen 3 rétegszerű sáv körvonalazódik (8. ábra, B):

1. Felszíni, 20 ohmm feletti réteg. Vastagsága 0–2 méter között változik. A Bek-1 szelvény 0–80 és 280–320, a Bek-4 szelvény 100–220 métere között, valamint a Bek-4 szelvény 380. méterétől a réteg hiányzik. A Bek-1 szelvény 320. méterétől a Bek-3 szelvény 300. méteréig közel

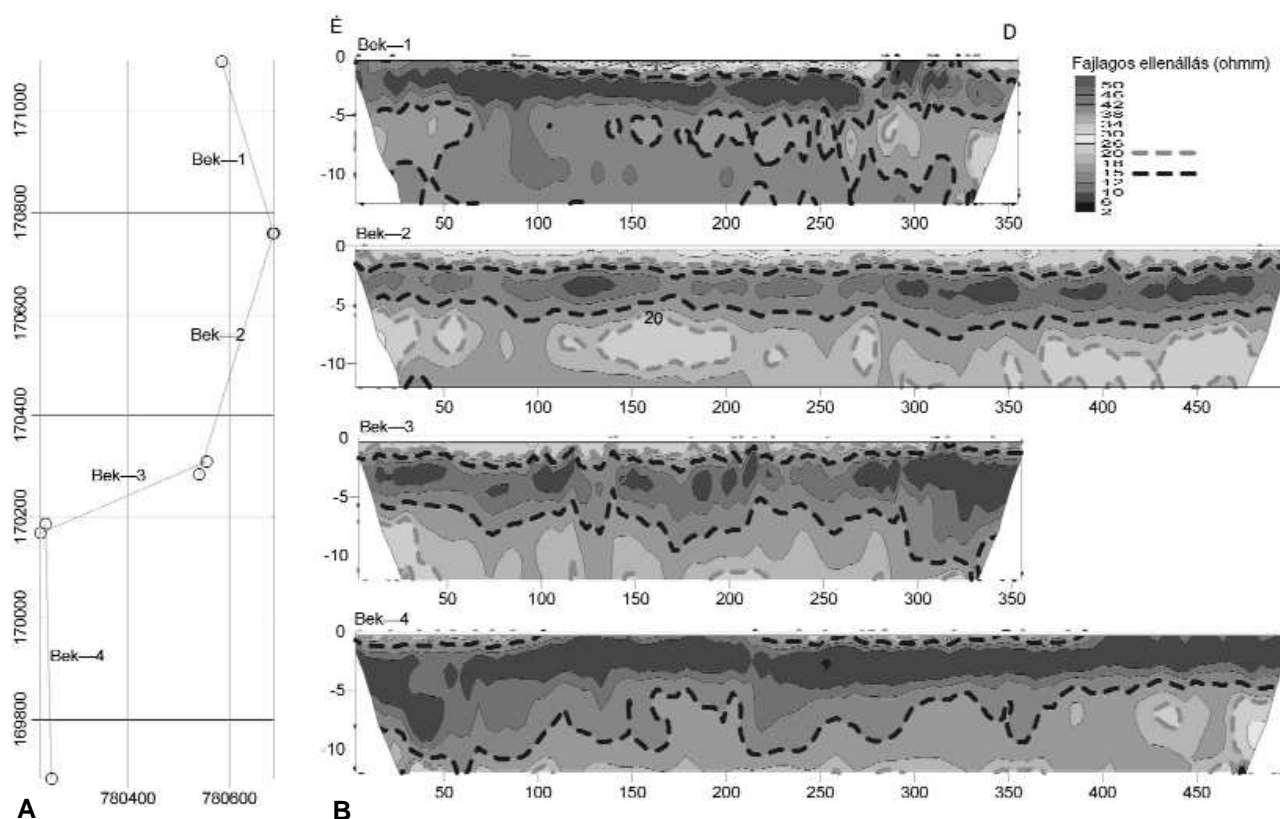
Csoportok	A csoportok fő nehézasványai	Minták	Jelenlegi folyók hasonló összetételű üledékkel	Beszállítási irányok
	kpx, gr, amh	11, 18	Fehér-Körös, Maros (Bodrog)	DK
	gr, amh, px	2, 4, 7, 16	Berettyó, Fekete-, Hármaskörös (Maros) K, ÉK (DK)	
	px, amh, gr, m	3, 6, 20, 12, 13, 14, 15, 19	Tisza, Bodrog, Szamos, Sajó	ÉK, É
	amh, px, gr, kl	1, 5, 8, 9, 10, 17	Tisza	ÉK
	amo, px, m	21	Fehér-Körös (Hármaskörös)	DK
	gr, px, amh, m		Tisza, Sebes-Körös, Sajó, Hernád, Zagyva	ÉK, ÉNy
	px, amh, m		Fekete-Körös, Tisza, Bódva	DK, ÉK

7. ábra. A mai folyók üledékeinek nehézasvány-összetétele és szállítási irányai és a hasonló összetételű minták

kpx = klinopiroxén, gr = gránát, amh = hornblende, px = piroxén, m = magnetit, chl = klorit, amo = oxy-hornblende

Figure 7. Composition of detrital heavy mineral clusters and sediments of modern rivers with similar mineralogical composition, and their transport directions

kpx = clinopyroxene, gr = garnet, amh = hornblende, px = pyroxene, m = magnetite, amo = oxyopyroxene



8. ábra. A geoelektromos szelvényezés adatai

A – A szelvények helyszínrajza. A szelvények hossza 450 m. B – A szelvényezés során kapott fajlagosellenállás-szelvények

Figure 8. Datas of VES measurement

A – Location of the sections. The length of the section is 450 metres. B – Results of the resistivity measurements

egyenletesen, 1,5-2 méter vastagságban található a felszínen. Anyaga feltehetőleg homok, valószínűleg már a fonatos zóna egyik homokleplének keresztmetszetét mutatja.

2. Kis mélységben lévő, 15 ohmm alatti réteg. Vastagsága 1–10 méter, mélysége 0–2 méter között változik. Nagyobb kivastagodása a Bek-1 szelvény 70–260 métere között, valamint a Bek-3 szelvény 300 métertől a Bek-4 szelvény 370. méteréig található. Anyaga feltehetőleg agyag.

3. Mélyebben fekvő 15 ohmm feletti fajlagos ellenállású képződmények. A Bek-2 szelvényben az 5–10 m közötti mélységtartományban szinte végig követhető, a Bek-3 szelvényben a réteg teteje már mélyebben, 7-8 méterrel a felszín alatt kezdődik, míg a Bek-4 szelvény 100. méteréig a mért térrész legalján, a kimutathatósági határhoz közel 8-10 méteres mélységben található, azaz észak-déli lejtéssel egyre mélyebbre került. A geoelektromos réteg teteje ezután ismét feljebb kerül és a Bek-4 szelvény D-i végére ismét 5 méteres mélységben található. Anyaga feltehetően homok, és mélyebben fekvő egykori medrek maradványaiból áll. A Bek-1 és Bek-2 szelvényen az alján az ellenállás újabb csökkenése észlelhető.

Míg az 1–2. rétegek határozott fajlagosellenállás-kontrasztot mutattak, addig a 2–3. réteg között jóval elmosódottabb volt az átmenet.

### Szeizmikus szelvények újraértékelésének eredményei

A szeizmikus szelvények alapján a terület alaphegységi morfológiáját ÉK–DNy-i irányú, változó magasságú, ÉK felé emelkedő gerincvonulatok és velük párhuzamos árkok jellemzik. A miocén képződmények az alaphegység nagyobb kiemelkedésein általában hiányoznak. A pliocén és kvarter üledékek többnyire vízszintesen, néhol boltozatban (pl. az endrődi és a sarkadkeresztúri területen) települnek (DUDKO 2002).

A tanulmányozott területen három — a pannóniai üledékeket is átszelő — virágszerkezetes sáv rajzolódott ki Dévaványa–Szarvas, Komádi és Sarkad vidékén, amelyek mind kompressziós, mind extenziós elemeket tartalmaznak (DUDKO 2002). Ezek közül a Dévaványa–szarvasi-zóna esik a szorosabb értelemben vett kutatási területre (5. ábra). A területtől északra lévő ÉK–DNy-i csapású plio-pleisztocén balos eltolódás már korábbról is ismert volt (POGÁCSÁS et al. 1989).

A Dévaványa–szarvasi-zóna a dévaványai szeizmikus szelvényeken az aljzatban lévő gerincvonulat DK-i szélén a medencealjzatban is jelentkező ÉK–DNy-i csapású vetőként rajzolódik ki DK-i levetéssel, amelyet fúrások is igazolnak. A felső-miocén és pliocén rétegek elvetése fúrási ada-

tok szerint 70–150 m között változik, mértéke északról dél felé haladva nő (PÖSTYÉNYI 1993, SZENTGYÖRGYINÉ 1988). A gerincet keresztező szelvényeken többnyire negatív, de ugyanabban a sávban egyes szelvényeken pozitív virágszerkezet is tapasztalható. A vetőzóna ÉK-re szeizmikus szelvényekben egészen Biharugráig követhető, ahol a POGÁCSÁS et al. (1989) által kijelölt, ún. Kiskőrös–kisújszállási balos eltolódási zónába torkollik. DNy-i irányban a virágszerkezetes zóna csak Szarvasig folytatható. A szarvasi terület jó minőségű szeizmikus szelvényein a zóna markánsan jelentkezik (SZENTGYÖRGYINÉ 1988), a vető(k) az egész medenceüledéket érinti(k), az alaphegységtől a felszínig terjed(nek). Szarvastól DNy-ra a vető már nem látható, illetve tovább DNy-ra valószínűleg több ágra szakad szét.

### A folyófejlődés kapcsolata a neotektonikával és a klímaváltozásokkal

A legfontosabb kérdés a tér- és időbeli kapcsolatok tisztázása az eltérő mederrajzolatú zónák (különböző méretű meanderek és fonatos rajzolat) között. Egy időben léteztek-e egymás mellett különböző jellegű folyók, vagy egy folyó/folyórendszer folyamatos fejlődésének időbeli eseményeit látjuk? Másik fontos kérdés, hogy a folyófejlődést klimatikus, illetve tektonikai hatások irányították-e, és milyen volt ezek egymásra hatása.

A különböző medermaradványokat a korábbi kutatások (MIKE 1975, PAPP 1960) is említik. Az északon található nagymeander-nyomokat a késő-würmben az Érmellék mentén folyó Ős-Tiszának tulajdonították, míg az általunk kis-meandereknek nevezett egykori medernyomokat kutatási területünk középső részén PAPP (1960) a Körösök egykori medreinek tartotta. A korábbi szakirodalomban a legellentmondásosabb a fonatos medermaradványok értelmezése. MIKE (1975) ezeket áradási nyomoknak tartotta, míg SOMOGYI (1961) és BORSY (1990) a Maros egykori hordalékkúpjával hozták kapcsolatba.

A légifotók és történelmi térképek elemzése alapján kirajzolódott nagymeanderek elrendeződése alátámasztja, hogy egy egykori kanyargós nagy folyó ÉK felől érkezett a területre. A korábbi képet pontosítani tudtuk annyiban, hogy az egykori folyónak egy nagyobb és egy kisebb ágát azonosítottuk, amelyek egy ártéri medencét fogtak közre (5. ábra, B). A fúrási rétegsorok alapján az északi, nagymeanderes folyóágban az övzátanosorozat vastagsága 5–6 m-es egykori vízmélységű meder jelenlétét támasztja alá (Túr–1, Dvs–1 fúrás). Az ártéri üledékek kevésbé jellemzőek a Dvs–1 fúrás rétegsorára, ahol az egymásra rakódott kereszt-retegzett homokok inkább egymásba vágódó medreket valószínűsítene (6. és 9. ábrák). A déli folyóágban az övzátanosorozat vékonyabbak, ami kisebb mederméretre utal (Gye–4 és Gye–2 fúrás). Mindezek alapján arra következtetünk, hogy a főág az északi volt, míg ettől délebbre egy valamivel kisebb meanderező folyóág létezett (6. és 9. ábrák).

Az északi mederöv felhagyott kanyarulatainak mérete a mai Tisza szabályozás előtti méreteivel közel azonosak. Ráadásul a nagy- és közepes meanderekkel jellemzett zónából származó homokminták nehézsúly-összetétele is azonos a mai Tisza üledékeivel, így ez a folyóöv a hajdani Érmelléki-süllyedésen a késő-pleisztocén idején átfolyó Ős-Tiszával azonosítható. Ezt az üledékekben mért 14 000 éves vagy annál idősebb koradatok is alátámasztják, ugyanis a Tisza északra vágódása egyidejű a Bodrogi-medence süllyedésével, amely pedig csak a késő-glaciális során következett be (GÁBRIS 1998; 2002). A nehézsúly-vizsgálatok ugyanakkor azt is mutatják, hogy keleti irányból is szállított üledék az Ős-Tisza egykori alluviális síkságára (6. ábra). Ez arra utal, hogy a Körösök ősei ebben az időszakban az Ős-Tisza mellékfolyóiként már szintén itt folytak.

A két meanderező ág által közrefogott ártéri medencében mélyült Gye–3 fúrás teljes rétegsora agyagos aleuritot tárt fel (6. ábra). A folyószabályozás előtti állapotokat rögzítő 18. századi topográfiai térképek elemzése szintén azt mutatta, hogy a terület a mocsaras, vizenyős volt.

Az ÉNy–DK-i csapású, fonatos mederöv kb. 10 km széles zónában volt nyomozható, egykori DK felől történő folyásirányra utaló medermaradványokkal. Ez arra utal, hogy legalább két eltérő szállítási irányú és szedimentációs jellegű folyórendszer létezett a területen a pleisztocén végén. Ez a folyótípus délről részben átfedi a meanderező folyók medreit, üledékei a medermaradványoknál 2–3 méterrel magasabban fekvő homok „gerinc” formájában helyezkednek el. A fonatos folyórendszer későbbi kialakulását az OSL-koradatok is bizonyítják: a fonatos medrek homokjai 10 000–15 000, míg a meanderes zónák üledékei 14 000–18 000 évesek (1. táblázat).

Mindez arra utal, hogy jelentős változás következett be a terület vízhálózat fejlődésében, amikor egy fonatos folyórendszer DK felől belépett az Ős-Tisza és a Körösök alluviális síkságára. Ez a folyamat 10 000–15 000 évvel ezelőtt, a késő-glaciális folyamán zajlott. A fonatos folyórendszer felbukkanása többé-kevésbé egyidejű azzal az időszakkal, amikor a Tisza elhagyta az Érmelléken keresztül vezető medrét, és folyásirányát megváltoztatva a süllyedő Bodrogi irányának vette útját.

A fonatos zóna szelvényeinek szedimentológiai jellege (6. ábra) viszonylag sekély, medrüket gyorsan változtató homokos üledékeket szállító fonatos folyóágak jelenlétét támasztották alá. Az azonos korú homokok a Hu–1 fúrás szelvényében kissé alacsonyabban helyezkednek el, mint a Kondoros, illetve Ks–1 szelvényekben (6. ábra), amelyek az egykori esésviszonyokat is tükrözhetik. A Fekete- és Fehér-Körösök jelenlegi esésgörbéje szintén nagyobb, mint a Berettyóé és a Sebes-Körösé (3. ábra). A homokminták nehézsúly-összetétele alapján az üledékek jelentős része DK-i irányból érkezett a területre, így a fonatos folyórendszer a Fekete-, illetve Fehér-Körös őseinek tekinthető. Ugyanakkor az ÉK-i forrásterületről származó üledékek jelenléte a korábban lerakódott üledékek időszakos átülepítésére utal.



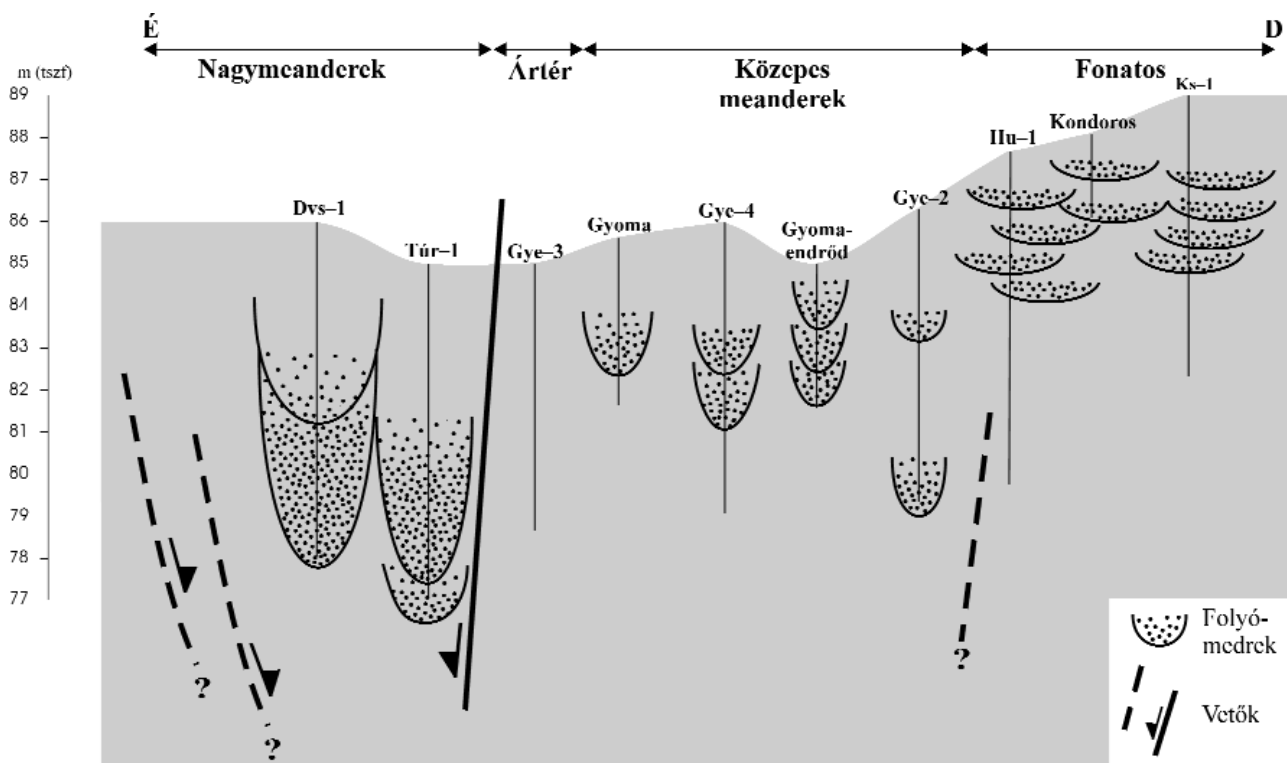
A délkeleti szállítási irány alapján felmerülhet a gyanú, hogy a fonatos öv a Maros elődje is lehet, mint ahogyan ezt korábbi szerzők (SOMOGYI 1961, BORSY 1990) is feltételezték. A Maros hordalékkúpja három jól elkülöníthető kavicsszintet tartalmaz (URBANCSEK 1960, 1965), amelyek közül a középső nyúlik ÉNy-i irányba, jelezve, hogy a Körös-medence süllyedése a középső-késő-(?)pleisztocén során a Marost is maga felé vonzotta. A hordalékkúp legfelső (felső-pleisztocén) kavicsszintje azonban K-Ny-i kiterjedésű, azaz a Körös-medence D-i részén a felszínen nyomozható fonatos folyómeder-maradványok már biztosan nem hozhatóak kapcsolatba az egykori Maros-ágakkal.

### A tektonika hatása a folyófejlődésre

Az üledékek OSL-koradatai alapján az üledékképződés időbeli menete jól rekonstruálható. A fúrások és feltárások mentén szerkesztett szelvényben a rétegsorok koradatai alapján több kronosztratógráfiai horizont is kijelölhető (12 000, 14 000, 16 000, 18 000, 20 000 évnél, 6. ábra). A feltárások és fúrások korrelációjánál figyelembe vettük, hogy a mederhomokok jóval nagyobb ülepedési rátával rendelkeznek (pl. a Dvs-1 fúrás 4 méter vastag mederhomokja kb. 500 év alatt ülepedett le az OSL-adatok alapján), mint az agyagos ártéri üledékek. A kronosztratógráfiai horizontok

szelvénybeli eloszlása (6. ábra) azt mutatja, hogy 14 000 évig az északi, nagymeanderes zónában (Dvs-1, Túr-1) az üledék-felhalmozódás üteme jóval nagyobb volt, mint a többi vizsgált területen. 18 000 (esetleg 20 000) és 14 000 év között a meanderes zóna közepes meanderekkel jellemzett déli ágában is nagyobb volt az üledék-felhalmozódás mértéke (Gye-4). Mindez arra utal, hogy az Ós-Tisza két ága viszonylag huzamosabb ideig (több ezer évig) folyhatott ugyanabban a mederövezetben, amely az üledékképződéssel párhuzamosan süllyedő terület lehetett. 14 000 (esetleg már 16 000) évvel ezelőtt a folyóvízi homok már főleg délen rakódott le, jelezve az Ós-Fekete- és Ós-Fehér-Körös fonatos medreinek megjelenését. A déli terület párhuzamos időhorizontjai arra utalnak, hogy a medrek gyakran váltogatták térbeli helyzetüket, és homokos üledékeket nagy területen, egyenletesen, 0,5-1,0 méter/1000 év sebességgel terítették szét.

Az üledékek hirtelen vastagságváltozásai és azok éles határa közvetlenül összekapcsolható a szeizmikus szelvények újraértékelése során kapott tektonikai zónákkal (5. és 9. ábrák). A nagy üledékvastagsággal rendelkező északi mederöv és a délről vele érintkező ártéri terület határa az ÉK-DNy-i csapású, negatív virágszerkezetű, balos eltolódásos jellegű, Dévaványa-szarvasi-zóna mentén helyezkedik el. Ez a zóna északkelet felé a Derecskei-árok déli peremére fut ki, ahol POGÁCSÁS et al. (1989) késő-pleisztocén balos eltolódást mutatott ki, a legújabb háromdi-



9. ábra. A fúrási szelvények értelmezése

A szelvények a 6. ábrán láthatók. A nagy- és közepes meanderek az Ós-Tisza két egykori folyóágát képviselik, amelyek közül a nagymeanderes zóna a Dévaványa-szarvasi balos eltolódással jellemzett tektonikai zóna menti süllyedékben folyt a késő-pleniglaciális során

Figure 9. Interpretation of well logs

Sections can be seen on Figure 6. The big and the medium size meanders represent the two former main channel belts of the paleo-Tisza. The big meander belt was flown in the Dévaványa-Szarvas sinistral strike-slip zone during the Late Pleniglacial

menziós numerikus modellezés alapján pedig a terület a balos eltolódásos jellegű, a negyedidőszakban felújult virágszerkezetként értelmezhető (WINDHOFFER et al. 2004). A zóna ÉK felé az Érmelléki eltolódásos zónában folytatódik, ahol a medenceperemek felszíni neotektonikai vizsgálati arra utalnak, hogy balos kompressziós jellegű eltolódás alakította/alakítja a terület markáns morfológiáját a késő-pleisztocén folyamán (MAGYARI et al. 2007).

### A klíma hatása az üledékképződésre

A következő kérdés, hogy vajon kimutatható-e valamilyen korreláció a Körös-medence különböző típusú folyótevékenységgel jellemzett zónáinak megállapított korú üledékei és a késő-pleistocén-késő-glaciális időszak ezer éves léptékű klímaváltozásai között. A nagy számban tanulmányozott nyugat-európai folyók példái azt mutatták, hogy a glaciális/stadiális periódusokra elsősorban fonatos jellegű folyótevékenység volt jellemző a forrásterületekről származó nagyobb mennyiségű durvaszemcsés üledékanyag és a hirtelen áradásokkal jellemzett, de alapvetően alacsonyabb vízhozam következtében. Ezzel szemben az enyhébb és csapadékosabb interstadiális periódusokban a kiegyenlítettebb vízjárás, a mállás következtében finomabb szeművé váló üledékanyag, valamint a kiterjedt növénytakaró üledék-visszatartó szerepe együttesen inkább a meanderos folyótevékenység kialakulásának kedvezett (l. pl. KOZARSKI 1991, STARKEL 1991, VANDENBERGHE et al. 1994, BOHNCKE et al. 1995, KASSE et al. 1995, MOL et al. 2000).

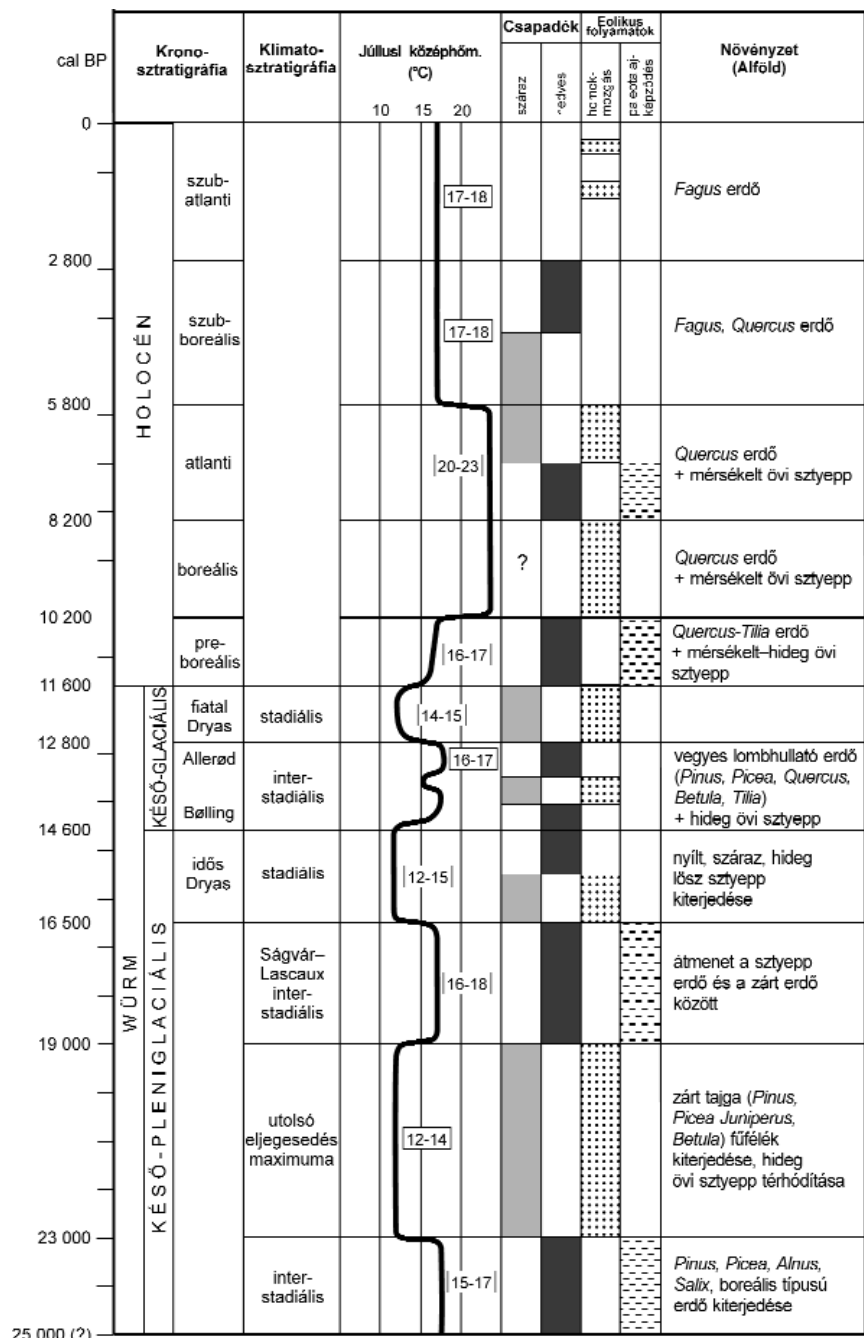
#### 10. ábra. Az utolsó 25 000 év paleokörnyezeti változásai a Pannon-medencében (GÁBRIS, NÁDOR in press)

A júliusi középhőmérséklet és csapadékosság KORDOS 1977, SZÓÓR et al. 1991, SÜMEGI et al. 1991, SÜMEGI, HERTELENDI 1998, SÜMEGI, KROLOPP 2002 alapján. A növényzet WILLIS et al. 1995, 2000, SÜMEGI, KROLOPP 2002 alapján. Az eolikus tevékenység GÁBRIS et al., 2002, GÁBRIS 2003, ÚJHÁZI et al. 2003 alapján

#### Figure 10. Palaeoenvironmental changes in the Pannonian Basin during the last 25 ky (after GÁBRIS, NÁDOR in press)

Mean July temperature and humidity is based on KORDOS 1977, SZÓÓR et al. 1991, SÜMEGI et al. 1991, SÜMEGI, HERTELENDI 1998, SÜMEGI, KROLOPP 2002. Vegetation based on WILLIS et al. 1995, 2000, SÜMEGI, KROLOPP 2002. Aeolian processes based on GÁBRIS et al. 2002, GÁBRIS 2003, ÚJHÁZI et al. 2003

A 10. ábra az elmúlt 25 000 év folyamán a Pannon-medence környezetében kimutatott paleoklimatológiai és környezeti változásokat foglalja össze, figyelembe véve ezeknek a folyóvízi üledékképződésre gyakorolt hatásait. A glaciális/stadiális periódusok folyamán Nyugat-Európa és a Pannon-medence területén részben hasonló viszonyok uralkodtak (száraz időszak időszakos leöblítéssel, erős eolikus tevékenység), de természetesen jelenetős különbségek is vannak. A Pannon-medence — az utolsó glaciális folyamán eljegesedéstől mentes területként (EHLERS, GIBBARD 2004) — a periglaciális régióhoz tartozott (VANDERBERGHE, PISSART 1993). Bár állandó és időszakos talajfagyhoz köthető folyamatok kimutathatók Magyarország területéről is (PÉCSI 1961, MARUSZCZAK 1987), azok intenzitása és gyako-



risága nem vehető össze a Nyugat-Európa északi részén észlelt, a jégtakaró közelében kialakult jelenségekével. Ráadásul a legutóbbi időben a jég által okozott jelenségek újrazvizsgálata ezen formák jelentős hányadát paleo-szeizmikus eredetűnek értékeli (VAN-VLIET LANOE et al. 2004).

A Magyarország területén végzett késő-würm vegetáció-vizsgálat (WILLIS et al. 1995, 2000) zárt tajgafoltokat mutatott ki túlevelű erdőkkel és lombhullató facsoportokkal keverten, amelyek sztyeppe-elemekkel váltakoztak. Ez arra utal, hogy a stadiálisok során a helyi folyókba jutó üledékanyag kisebb mennyiségű lehetett nyugat-európai társaikénál. A stabil vegetációval és kiegyenlített vízjárással rendelkező interstadiálisok idején a folyók a két területen hasonló módon viselkedhettek üledékszállítás tekintetében.

Összehasonlítva a Körös-medence tanulmányozott szelvényeinek megállapított korú folyóvízi üledékeit a késő-pleniglaciális-késő-glaciális periódus klímaváltozásával több problémát észlelünk. A nemzetközileg is széleskörűen használt késő-würm kronosztratigráfia alapjait a radiokarbon-módszerrel datált északnyugat-európai szelvények képezik (MANGERUD et al. 1974), amelyek lényegében Skandinávia vegetációtörténeti változásait tükrözik. Ettől alapvetően eltérő klímával és vegetációval rendelkező területekre (mint pl. a Pannon-medence) nehezen alkalmazható a fenti séma. További gondot jelent, hogy a beosztásban mind az idő-transzgresszív pollenzónák, mind a párhuzamos idősíkokkal jellemzett <sup>14</sup>C-kronozónák is szerepelnek, így az eltérő jellegű klimato- és kronosztratigráfiai nevezéktan keveredik egymással (BJÖRCK et al. 1998). Emellett az is nehézséget jelent, hogy az OSL-kormeghatározás hibahatára nagyjából szintén ezer éves nagyságrendű, így sok esetben az egyes würm elemek beazonosítását nagyfokú bizonytalanság terheli. Ennek ellenére a minták döntő többsége jó egyezést mutat a késő-pleniglaciális-késő-glaciális időszak klímaváltozásaival (1. táblázat).

A nagymeanderes zóna homokjainak nagyobb része a Bülking-Alleröd és a Ságvár-Lascaux interstadiálisok folyamán ülepedtek le, nedves és enyhe klímán (10. ábra), amikor a Középső-Tisza vidékén szintén meanderező folyók voltak rekonstruálhatók (VANDERBERGHE et al. 2003; GÁBRIS, NAGY 2005). A fonatos zóna homokjai idős és fiatal Dryas korúak, ekkor viszonylag hideg és száraz éghajlat uralkodott az Alföldön (10. ábra), a Középső-Tisza vidékén pedig szintén fonatos folyóvízi üledékképződés folyt (VANDERBERGHE et al. 2003; GÁBRIS, NAGY 2005). Néhány fonatos folyóvízi homokminta kora a Bülking-Alleröd interstadiális idejével egyező. Habár ez a periódus a késő-glaciális felmelegedés kezdetét jelzi, középső részére intenzív eolikus tevékenység jellemző Magyarországon (GÁBRIS 2003), és valószínűleg ezzel kapcsolatos a fonatos folyóvízi jelleg is a Körös-medence déli részén. A jelentősebb egyezések ellenére azonban megállapíthatjuk, hogy meanderes és fonatos folyóvízi tevékenység létezhetett egymás mellett ugyanazon a klímán.

## Összefoglalás és következtetések

Légifotó-kiértékelések, valamint a természetes, folyószabályozás előtti állapotot tükröző 18. századi topográfiai térképek együttes elemzése alapján különböző méretű meanderes, illetve fonatos folyóhálózat nyomait azonosítottuk a Körös-medence területén. A meandermaradványok elrendeződése alapján egy északkelet felől érkező nagy folyó jelenlétére következtethetünk, amely a területen két ágra bomlott és egy ártéri medencét fogott közre. A homokminták nehézsúly-tartalmukban nagyon hasonlóak a mai Tisza üledékeihez, így feltételezzük, hogy ez a folyó az Érmellék mentén folyó egykori Ős-Tisza lehetett. A nehézsúly-összetétel alapján időszakosan kelet felől is érkeztet üledékanyag a területre, amelyet a Körösök ősei szállíthattak ide. A meanderes zónák homokmintáinak kora 14–18 ezer év.

A terület déli részére jellemző fonatos vízhálózat nyomai egy délkelet felől érkező folyó jelenlétére utalnak. Az ebből a zónából származó homokminták kora 10–15 ezer évnél adódott. A nehézsúly-összetétel alapján az üledékanyag főleg délkeleti forrásterületről érkezett, így a folyó a mai Fekete- és Fehér-Körös ősenek tekinthető. E fonatos folyónak az Ős-Tisza és Ős-Körös alluviális síkságán történő megjelenésével nagyjából egy időben történt a Tisza Bodrogszék felé történő áthelyeződése (GÁBRIS 1998, 2002).

A terület szeizmikus szelvényeinek újraértelmezése, a medenceperemi területeken végzett neotektonikai vizsgálatok, valamint korábbi irodalmi adatok is egy balos eltolódásos zóna jelenlétére utalnak a Körös-medence északnyugati pereme mentén, amely a Derecskei-árok déli peremén keresztül egészen az Érmellék vidékéig nyomozható. A fúrású rétegsorokban kivastagodó folyóvízi üledéksorozatok arra utalnak, hogy a Körös-medence északnyugati peremén, a Dévaványa-szarvasi-zóna területén 14–16 ezer évvel ezelőttig intenzív süllyedés történt, amely az Ős-Tisza itteni folyásirányát megsabhatta a késő-pleniglaciális folyamán. 14 ezer év után a süllyedés ütemének mérséklődése az Érmellék mentén, illetve a Bodrogszék süllyedésének intenzívebbé válása együttesen vezethettek a Tisza áthelyeződéséhez. Egy másik jelentős esemény volt a Fekete- és Fehér-Körös fonatos ősenek megjelenése a területen a késő-glaciális folyamán. A lerakott homoklepel részben lefedi az Ős-Tisza és az Ős-Körös egykori meandereinek maradványait. A nagyobb energiájú környezetre utaló fonatos folyórendszer kialakulása esetleg az Erdélyi-középhegység délkeleti részének intenzívebbé váló kiemelkedésével hozható összefüggésbe.

A Körös-medencében rekonstruált különböző jellegű folyótevékenység és a késő-pleniglaciális-késő-glaciális időszak ezer éves léptékű klímaingadozásai között nem mutatható ki egyértelmű kapcsolat. A meanderes zónák mederhomokjai nagyrészt a Bülking-Alleröd, illetve a Ságvár-Lascaux interstadiálisok során rakódtak le. A fona-

tos zóna homokjai főleg az idős és fiatal Dryas időszakok termékei, de fonatos és meanderező folyók egymás mellett is léteztek a különböző klímával jellemezhető időszakok során.

## Köszönetnyilvánítás

A kutatást a T. 46307. számú OTKA támogatta. Köszönjük Sztanó Orsolya hasznos lektori és Balla Zoltán sorozatszerkesztői észrevételeit.

## Irodalom — References

- ANTOINE, P., LAUTRIDOU, J. P., LAURENT, M. 2000: Long-term archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. — *Geomorphology* 33 (3-4), pp. 183-207.
- BACSÓ N. 1959: *Magyarország éghajlata (Climate of Hungary)*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 302 p.
- BADA, G., HORVÁTH, F. 2001: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. — *Acta Geologica Hungarica* 44 (3-4), pp. 301-327.
- BÉRCZI, I., PHILLIPS, R. L. 1985: Processes and depositional environments within deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* 31 (1-3), pp. 55-74.
- BERENDSEN, H. J. A., STOUTHAMER, E. 2000: Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161 (3-4), pp. 311-335.
- BJÖRCK, S., WALKER, M. J. C., Cwynar, LES C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K. L., LOWE, J. J., WOHLFARTH, B. 1998: An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. — *Journal of Quaternary Science* 13 (4), pp. 283-292.
- BOENIGK, W. 2002: The Pleistocene drainage pattern in the Lower Rhine Basin, Netherlands — *Journal of Geosciences* 81 (2), pp. 202-209.
- BOHNCKE, S., KASSE, C., VANDENBERGHE, J. 1995: Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Zabinko, Poland. — *Quaestiones Geographicae. Special Issue* 4, pp. 43-64.
- BORSY, Z. 1990: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. — In: RACHOCKI, A. H., CHURCH, M. (eds): *Alluvial fans, A field approach*. John Wiley and Sons, New York, pp. 229-248.
- BRIDGLAND, D. R. 2000: River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. — *Quaternary Science Reviews* 19 (13), pp. 1293-1303.
- BUSSCHERS, F. S., WEERTS, H. J. T., WALLINGA, J., CLEVERINGA, P., KASSE, C., DE WOLF, H. 2005: Sedimentary architecture and optical dating of Middle and Late Pleistocene Rhine-Meuse deposits - fluvial response to climate change, sea-level fluctuation and glaciation. — *Geologie en Mijnbouw* 84 (1), pp. 25-41.
- CLOETINGH, S., BUROV, E., POLIAKOV, A. 1999: Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin). — *Tectonics* 18 (6), pp. 1064-1083.
- DUDKO A. 2002: Szeizmikus szelvények neotektonikai értékelése a Körös medence területén. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T. 20932.
- EHLERS, J., GIBBARD, P. L. (eds) 2004: Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part I. Europe. — *Developments in Quaternary Science* 2, Elsevier, Amsterdam, 488 p.
- GÁBRIS, GY. 1998: Late Glacial and Post Glacial development of drainage network and the paleohydrology in the Great Hungarian Plain. — In: BASSA, L., KERTÉSZ, Á. (eds): *Windows on Hungarian Geography*. Akadémiai kiadó, Budapest, pp. 23-36.
- GÁBRIS GY. 2002: A Tisza helyváltozásai. (The shifting Tisza River.) — In: MÉSZÁROS, R., SCHWEITZER, F., TÓTH, J. (eds): *Jakucs László, a tudós, az ismeretterjesztő és a művész. A Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet és a Pécsi Tudományegyetem kiadása*, Pécs, pp. 91-105.
- GÁBRIS GY. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon (The periods of the history of the Earth for the last 30 thousand years and the periods of the movement of aeolian sand). — *Földrajzi Közlemények* 127 (1-4), pp. 1-14.
- GÁBRIS, GY., HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á., ÚJHÁZY, K. 2002: History of environmental changes from the Last Glacial period in Hungary. — *Praehistoria* 3, pp. 9-22.
- GÁBRIS, GY., NAGY, B. 2005: Climate and tectonically controlled river style changes on the Sajó-Hernád alluvial fan (Hungary). — In: HARVEY, A. M., MATHER, A. E., STOKES, M. (eds): *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. Geological Society, London, Special Publications* 251, pp. 61-67.
- GÁBRIS, GY., NÁDOR, A. (2007): Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary. — *Quaternary Science Reviews* (in press)
- GIBBARD, P. L. 1985: *The Pleistocene history of the Middle Thames Valley*. — Cambridge University Press, Cambridge, 155 p.
- GYALOG L. (szerk.) 2005: *Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása). M:1:100 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 188 p.
- HORVÁTH, F., CLOETINGH, S. 1996: Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* 266 (1-4), pp. 287-300.
- JÁMBOR, Á. 1991: Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 32 (3-4), pp. 269-324.
- JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B., STEFFENSEN, J. P. 1992: Irregular interstadials recorded in a new Greenland ice core. — *Nature* 359 (6393), pp. 311-313.
- JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencérszek pannóniai s. l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közöny* 124 (4), pp. 341-365.
- KASSE, C., BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J. 1995: Fluvial periglacial environments, climate and vegetation during the middle Weichselian with special reference to the Hengelo Interstadial. — *Mededlingen Rijks Geologische Dienst* 52, pp. 387-413.

- KORDOS L. 1977: Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocok-hőmérő” segítségével (Holocene climate changes in Hungary based on the “vole-thermometer” method). – *Földrajzi Közlemények* 101 (1-3), pp. 222–229.
- KOZARSKI, S. 1991: Warhta – a case study of a lowland river. – In: STARKEL, L., GREGORY, K., THORNES, J. (eds): *Temperate Palaeohydrology*. John Wiley and Sons, New York, pp. 189–215.
- MADDY, D., BRIDGLAND, D. R. 2000: Accelerated uplift resulting from Anglian glacioisostatic rebound in the Middle Thames Valley, UK?: evidence from the river terrace record. – *Quaternary Science Reviews* 19 (6), pp. 1581–1588.
- MAGYAR, I., GEARY, D., MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147 (3–4), pp. 151–167.
- MAGYARI, Á., KERCSMÁR, Zs., UNGER, Z. (2007): Neotektonikai vizsgálatok az Érmellék vidékén. (Neotectonic investigations along the Érmellék). – *Földtani Közlöny* (in press)
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E., DONNER, J. J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas* 3, pp. 109–128.
- MARUSZCZAK, H. 1987: Problems of paleogeographic interpretation of ice-wedge casts in European loess: SEM characterisation microfeatures on frost shattered quartz grains. – In: PÉCSI, M., FRENCH, H. M. (eds): *Loess and the Periglacial Phenomena*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 285–302.
- MIKE, K. 1975: Utilisation of the analysis of ancient river beds for the detection of Holocene crustal movements. – *Tectonophysics* 29 (1–4), pp. 359–368.
- MOL, J., VANDENBERGHE, J., KASSE, C. 2000: River response to variation of periglacial climate in mid latitude Europe. – *Geomorphology* 33 (3–4), pp. 131–148.
- MURRAY, A. S., WINTLE, A. G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – *Radiation Measurements* 32 (1), pp. 57–73.
- MURRAY, A. S., WINTLE, A. G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. – *Radiation Measurements* 37 (4–5), pp. 377–381.
- NÁDOR, A., LANTOS, M., TÓTH-MAKK Á., THAMÓ-BOZSÓ, E. 2003: Milankovitch-scale multi-proxy records for the fluvial sediments of the last 2.6 Ma from the Pannonian Basin, Hungary. – *Quaternary Science Reviews* 22 (20), pp. 2157–2175.
- PAPP A. 1960: Fiatalkori vízrajzi változások a Tiszántúl középső részében történelmi adatok alapján. – *Földrajzi Közlemények* 84 (1), pp. 77–84.
- PÉCSI M. 1959: *A magyarországi Duna-völgy fejlődéstörténete (Entwicklung und Morphologie des Donautales in Ungarn)*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- PÉCSI M. 1961: A periglaciális talajfagyjelenségek főbb típusai Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények* 85/9 (1), pp. 1–24.
- POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., ÚJSZÁSI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI L., VÁRNAI P., RÉVÉSZ I. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. – *Acta Geologica Hungarica* 31 (3–4), pp. 175–207.
- POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., BARVITZ, A., VAKARCS, G. FARKAS, Cs. 1989: Pliocén-Quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön (Pliocene-Quaternary transcurrent fault in the Great Hungarian Plain). – *Általános Földtani Szemle* 24, pp. 149–169.
- PÓSTYENYI F. 1993: Szeizmikus feldolgozási jelentés, Déványa-Kelet. – *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T. 19875.
- ROYDEN, L. H., BÁLDI. 1988: Early Cenozoic Tectonics and Paleogeography of the Pannonian and Surrounding Regions. – In: ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. A case study in basin evolution. American Association of Petroleum Geologists Memoirs* 45, pp. 1–16.
- SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata (Entwicklungsgeschichtige Skizze der Wassernetzes von Ungarn). – *Földrajzi Közlemények* 85/9 (1), pp. 25–50.
- STARKEL, L. 1991: Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J., THORNES, H. J. (eds): *Temperate Palaeohydrology*. John Wiley and Sons, New York, pp. 473–495.
- SÜMEGYI J. 1953: A Duna-Tisza közének földtani vázlata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése az 1950. évről*, pp. 233–264.
- SÜMEGI, P., SZÖÖR, Gy., HERTELENDI, E. 1991: Paleoenvironmental reconstruction of the last period of the Upper Würm in Hungary, based on malacological and radiocarbon data. – *Soosiana* 19, pp. 5–12.
- SÜMEGI, P., HERTELENDI, E. 1998: Reconstruction of microenvironmental changes in Kopasz Hill loess area at Tokaj (Hungary) between 15,000–70,000 BP years. – *Radiocarbon* 40 (2), pp. 855–863.
- SÜMEGI, P., KROLOPP, E. 2002: Quaternary malacological analyses for modelling of the Upper Weichselian paleoenvironmental changes in the Carpathian Basin. – *Quaternary International* 91 (1), pp. 53–63.
- SZENTGYÖRGYI K.-NÉ 1988: Szarvas (Endrőd-II) lehatároló kutatási fázisú földtani zárójelentése. – *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T. 14798.
- SZÖÖR, Gy., SÜMEGI, P., HERTELENDI, E. 1991: Malacological and isotope geochemical methods for tracing Upper Quaternary climatic changes. – In: PÉCSI, M., SCHWEITZER, F. (eds): *Quaternary Environment in Hungary*, Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 61–73.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., KERCSMÁR, Zs., NÁDOR, A. 2002: Tectonic control on changes in sediment supply on Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary. – In: JONES, S. J., FROSTICK, L. E. (eds): *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences. Geological Society, London, Special Publications* 191, pp. 37–53.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2005. Lumineszcens kormeghatározási eredmények 2004–2005. – *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T. 21344.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., MURRAY, A. S., NÁDOR, A., MAGYARI, Á., BABINSZKI, E. (2007): Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late-Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. – *Quaternary Science Reviews* (in press)
- TÖRNQUIST, T. E. 1995: Alluvial architecture of the Quaternary Rhine-Meuse system in The Netherlands – discussion. – *Geologie en Mijnbouw* 74 (2), pp. 183–186.
- TÖRNQUIST, T. E., WALLINGA, J., MURRAY, A. S., DE WOLF, H., CLEVERINGA, P., DE GANS, W. 2000: Response of the Rhine-Meuse system (west-central Netherlands) to the last Quaternary glacio-eustatic cycles: a first assessment. – *Global Planetary Change* 27 (1–4), pp. 89–111.
- ÚJHÁZY, K., GÁBRIS, Gy., FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. – *Quaternary International* 111 (1), pp. 91–100.
- URBANCSEK J. 1960: Az alföldi ártézi kutak fajlagos vízhozama és abból levonható vízföldtani és ösföldrajzi következtetések. – *Hidrológiai Közlöny* 40 (5), pp. 398–403.

- URBANCSEK J. 1965: Az Alföld negyedkori földtani képződményeinek mélyszerkezete. – *Hidrológiai Közöny* 45 (3), pp. 111–124.
- VANDENBERGHE, J. 1993: River terrace development and its relation to climate: the Saalian Caberg terrace of the Maas river near Maastricht (The Netherlands). – *Mededlingen Rijks Geoloische Dienst* 47, pp. 19–24.
- VANDENBERGHE, J., PISSART, A. 1993: Permafrost changes in Europe during the last glacial. – *Permafrost and Periglacial Processes* 4 (1), pp. 121–135.
- VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S., KOZARSKI, S. 1994: Climate-related river activity at the Wechselian-Holocene transition: a comparative study of the Wartha and Maas rivers. – *Terra Nova* 6 (5), pp. 476–485.
- VANDENBERGHE, J., KASSE, K., GÁBRIS, GY., BOHNCKE, S., VAN HUISSTEDEN, K. 2003: Fluvial style changes during the last 35.000 years in the Tisza valley. – *XVI. INQUA Congress, 23–30 July 2003, Reno, Nevada, USA, Abstracts*, p. 68.
- VAN DEN BERG, M. W. 1994: *Fluvial sequences of the Maas: a 10 Ma record of neotectonics and climatic change at various time-scales*. PhD Thesis. – Universal Press, Veenendaal, 181 p.
- VAN-VLIET LANOE B., MAGYARI Á., MELLIEZ F. 2004: Neotectonic and seismic activity in Europe: The differentiation between co-seismic and periglacial deformations. – *Global and Planetary Change* 43 (1–2), pp. 103–127.
- WAELEBROECK, C., LABEYRIE, L., MICHEL, E., DUPLESSY, J. C., MCMANUS, J. F., LAMBECK, K., BALBON, E., LABRACHERIE, M. 2002: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. – *Quaternary Science Reviews* 21 (1–3), pp. 295–305.
- WALLINGA, F. J., TÖRNQUIST, T. E., BUSSCHERS, F. S., WEERTS, H. J. T. 2004: Allogenic forcing of the late Quaternary Rhine–Meuse fluvial record: the interplay of sea-level change, climate change and crustal movements. – *Basin Research* 16 (4), pp. 535–547.
- WILLIS, K. J., SÜMEGI, P., BRAUN, M., TÓTH, A. 1995: The Late Quaternary environmental history of Bátorliget, N E Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118 (1–2), pp. 25–47.
- WILLIS, K. J., RUDNER, E., SÜMEGI, P. 2000: The full-glacial forest of Central and Southeastern Europe. – *Quaternary Research* 53 (2), pp. 203–213.
- WINDHOFFER, G., BADA, G., NIEUWLAND, D., WÓRUM, G., HORVÁTH, F., CLOETHING, S. 2004: On the mechanics of basin formation in the Pannonian basin: Inferences from analogue and numerical modeling. – *Tectonophysics* 410 (1–4), pp. 389–415.

## Szennyezett-e nyomelemekkel a Zala–Kis-Balaton–Keszthelyi-öböl víz-üledék rendszere?

*Is the Zala – Kis-Balaton – Keszthely Bay water-sediment system  
contaminated with trace elements?*

NAGY ATTILA<sup>1</sup>, CSERNY TIBOR<sup>2</sup>, FRANCOISE ELBAZ-POULICHET<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Radiometriai Laboratórium, H–1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

<sup>2</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, Vízföldtani Főosztály, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

<sup>3</sup> University of Montpellier II, ISTEEM-UMR CNRS Geofluides-Bassins-Eau, 34095 Montpellier, Cedex 5, France

Tárgyszavak: folyó, vizes-élőhely, tó, nyomelemek, biogeokémia, víz-lebegőanyag-üledék rendszer

### Összefoglalás

Tanulmányunk a Zala–Kis-Balaton–Keszthelyi-öböl sekélyvízi rendszerben vizsgálja 13 nyomelem (Mn, Sr, Ba, Rb, Cu, Zn, Pb, Cd, U, As, Sb, V, Mo) biogeokémiai viselkedését. Ez a komplex rendszer magába foglal egy folyót, két egymástól biológiai és kémiai vonatkozásban erősen eltérő víztározót, valamint a Balaton egyik öblét. A környező térség nagyfokú beépítettsége miatt az emberi tevékenységből származó anyagok bevitelére a rendszerbe jelentős. Ilyen anyag például a nitrát vagy a foszfát: ezek megváltoztatták azokat a természetes biogeokémiai folyamatokat, amelyek a tavat és a hozzá kapcsolódó vízrendszert évszázadok óta jellemezték.

A biológiai aktivitás intenzitását követve három, különböző évszakban végzett mintavételezés történt. A mintavétel és minta előkészítés során az „ultratiszta” mintavételezési és analitikai technika alkalmazásával sikerült kizárni a minták szennyeződését. Ez nagyon fontos szempont volt, hiszen a fenti elemek oldott koncentrációja természetes vizekben igen csekély. A vízminták és az üledékek elemkoncentrációját ICP-MS módszerrel határoztuk meg, amely lehetővé tette a rendkívül alacsony elemtartalom kimutatását is. A nyomelemek viselkedését irányító folyamatok megértéséhez a víz és a szilárd fázis egyéb kémiai, biológiai és ásványtani paramétereit is mértük, illetve meghatároztuk.

Megállapítottuk, hogy:

1. A Zala–Kis-Balaton–Keszthelyi-öböl vízrendszer fémekkel nem szennyezett. A nyomelemek oldott koncentrációja összehasonlítható az óceánokban és az emberi tevékenységtől nem bolygatott tavakban előforduló koncentrációkkal.

2. A nyomelemek eloszlását a következő biogeokémiai folyamatok határozzák meg:

- karbonátképződés,
- kiválás a szilárd fázissal,
- adszorpció,
- oxidációs-redukációs körülményektől függő kiválási folyamatok.

3. A víz-üledék rendszerben fontos szerepet játszik a nyomelemek üledékben történő csapódása, amely fémek tekintetében a víztest egyik fontos öntisztító folyamata.

A vízrendszerben mért oldott nyomelemek koncentrációit összehasonlítottuk a világ különböző vízrendszereiből más tanulmányokban leírtakkal. Ezek között egyaránt voltak az emberi tevékenység hatásának (szennyezésnek) jobban kitett (Missisipi, Ohio, Jangce, Zürichi-tó, Loire, Rhône stb.) és kis mértékben kitett (az Amazonas-medence folyói, lappföldi tavak, nyílt óceán stb.) vízrendszerek. Az összehasonlás különösen érdekes azon fémek esetében, amelyeknél az antropogén hányad általában jelentős. Ezek egy része egészségügyi kockázati tényezőnek számít, ezek a Pb, Cd, Zn, Cu, Ni és V. Az összehasonlás eredményeként megállapítottuk, hogy a Zala–Kis-Balaton–Keszthelyi-öböl vízrendszer nem szennyezett, a vonatkozó koncentrációk nagyságrendben az emberi tevékenység által háborítatlan vízrendszerekével egyeznek, néhány esetben pedig, mint például a Pb esetében, a nyílt óceánokéval azonos. Kivételt képez ez alól az As és az Sb, amely, méréseink szerint, viszonylag nagyobb mennyiségben van jelen.

Keywords: river, lake, wetland, trace element, biogeochemistry, water - suspended matter - sediment system

### Abstract

This study investigates the biogeochemical behaviour of 13 trace elements (Mn, Sr, Ba, Rb, Cu, Zn, Pb, Cd, U, As, Sb, V, and Mo) in the shallow water system Zala–Kis-Balaton–Keszthely-Bay. This complex system incorporates one river, two biologically and chemically considerably dif-

ferent reservoirs and one of the Bays of Lake Balaton. Due to the high-level built-up density of the surrounding region the input of anthropogenic materials is notable. These kind of materials for example the nitrate or phosphate changed the natural biogeochemical processes that have characterised the lake and the associated water system for centuries.

Following the intensity of biological activity sampling was performed in three different seasons. During sampling and sample preparation „ultra-clear” sampling and analytical techniques were applied to avoid contamination of the samples. It was indeed very important since the concentration of the dissolved elements in the water is rather low. The element concentration of the water samples and sediments were determined by ICP-MS method with very low detection limits. In order to understand the processes governing the behaviour of trace elements some other specific chemical, biological and mineralogical parameters of water and the solid phase were also measured and determined.

It was stated that:

1. The Zala – Kis-Balaton – Keszthely Bay water system is not polluted by metals. The dissolved concentration of trace elements is comparable with the concentrations in oceans and in lakes unaffected by man.

2. The distribution of trace elements is determined by the following biogeochemical processes:

– formation of carbonates,

– precipitation with the solid phase,

adsorption,

– precipitation processes depending on the red-ox conditions.

3. The trapping of trace elements in sediments plays an important role in the water-sediment system that is an important self-cleaning process of the water body.

The dissolved trace element concentration measured in this water system was compared with the contents described in different water systems around the world (open ocean, coastal belt, rivers, deep and shallow lakes) and in other studies. Some of them (like Mississippi, Ohio, Jangce, Lake Zürich, Loire, Rhône, etc.) are considerably affected by human activity (contamination), some others were less anthropogenic (rivers of the Amazon basin, the lakes in Lapland, open oceans, etc.). The comparison is especially interesting for the metals with high rate of anthropogenic input. Some of them can be considered as health risk, like Pb, Cd, Zn, Cu, Ni, and V. As a result of the comparison it can be stated that the Zala-Kis-Balaton-Keszthely-Bay water-sediment system is not contaminated. The related concentrations show the same order of magnitudes that the less anthropogenic systems. In some cases, like Pb it corresponds to open oceans. The As and Sb are the exceptions, they have higher concentrations.

## Bevezetés

A Balaton és vízgyűjtő rendszere, mint az iparosodott országok legtöbb tava, erősen ki van téve a nagyszabású emberi tevékenység következményeinek. Az emberi tevékenység magába foglalja a nyomelemek kibocsátásának növelését, főleg az utóbbi száz évben. Ezen elemek közül néhány az élethez elengedhetetlenül szükséges, de nagyobb mennyiségben toxikus lehet. Másoknak nincs biológiai szerepük, és veszélyt sem jelentenek az adott ökoszisztémára. Ezek a tények számos olyan elméleti kutatást ösztönöztek világszerte, amelyek célja nyomelemek viselkedésének megértése édesvízi ökológiai rendszerben. A publikált eredmények jelentős hányada mélyvízű tavakra vonatkozik (MAGYAR et al. 1993; SIGG et al. 1982, 1987, 1996) és termodinamikai számításokra alapozva rávilágít a szerves és szervetlen ligandumok (központi fématomhoz kapcsolódó szerves vagy szervetlen molekulák, ionok) és lebegő részecskék fontos szerepére a nyomelemek vertikális transzportfolyamataiban.

Ellentétben a mély tavakkal, rendkívül kevés tanulmány született a nyomelemek viselkedéséről sekély tavakban, mocsaras területeken, amilyen a Kis-Balaton és a Balaton. Ez a tény is ösztönözte kutatásunkat, a Zala-Kis-Balaton-Keszthelyi-öböl összefüggő vízrendszerének területén. Az oldott és szilárd fázisokban mért koncentrációk és kémiai paraméterek segítségével tanulmányoztuk azokat a fizikai-kémiai folyamatokat, amelyek a nyomelemeknek a két fázis közötti mobilitását meghatározzák. Érdekes kér-

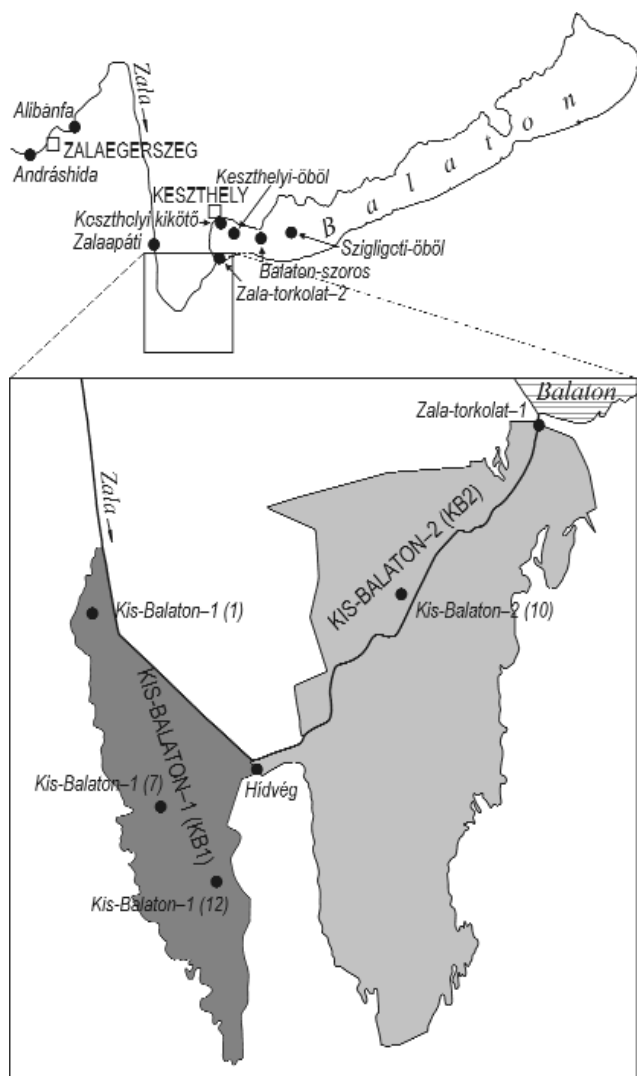
désnek tűnt továbbá ezen elemek viselkedésének nyomon követése a Kis-Balaton tározóban (ELBAZ-POULICHET et al. 1996, 1997a, b; NAGY et al. 1997; CSERNY 2002, NAGY et al. 2006).

Tanulmányunkban vizsgáltuk a Mn, Sr, Ba, Rb, Cu, Zn, Pb és Cd elemek eloszlását és geokémiai viselkedését. Külön foglalkoztunk a változó vegyértékű elemekkel (U, As, Sb, V és Mo), amelyek geokémiai szempontból a redox-potenciál értékére, illetve változásaira érzékenyek. A mérési eredményeinket részletesen kiértékeljük, összehasonlítottuk a nemzetközi irodalomban fellelhető adatokkal annak érdekében, hogy objektíven megítélhessük, vajon szennyezett-e nyomelemekkel a Zala-Kis-Balaton-Keszthelyi-öböl víz-üledék rendszere.

## A kutatási terület jellemzése

Kutatási területünk meglehetősen összetett vízrendszer, mely magába foglalja a Zala folyót Zalaegerszegtől a torkolatig, rajta a Kis-Balaton Vízügyi Rendszer két tározójával és a Keszthelyi-öböllel (1. ábra). A Zala a Balaton vízgyűjtőjének legfontosabb vízfolyása, amely a tó és ma már a Kis-Balaton–I legnagyobb víz- és lebegőanyag-utánpótlását szállítja. Vízgyűjtő területe 2622 km<sup>2</sup>, amit főleg negyedidőszaki üledékek (löss) borítanak. A folyó átlagban 7,3 m<sup>3</sup>/sec vizet szállít a Keszthelyi-öbölbe. A Balaton legnyugatibb medencéjének területe a tó egységének mindössze 6,4%-a, térfogata a tó teljes térfog-





1. ábra. A Zala-Kis-Balaton-Keszthelyi-öböl vízrendszer a mintavételi pontokkal

A körök a mintavételi pontok, nevük a dőlt betűs feliratok. A zárójelben szereplő szám a mintavételi pont száma. A négyzetek a nagyobb településeket jelölik

**Figure 1.** Map of the Zala - Kis-Balaton - Keszthely Bay water system showing the location of sampling points

Circles are sampling points. The name of sampling points are in italic. The numbers in brackets are the numbers of the sampling points. Squares are larger settlements

gátának 4,3%-a, ugyanakkor az összes beérkező víztömeg 45%-ának befogadója. A Zala a torkolat elérése előtt a Kis-Balaton Vízvédelmi Rendszeren folyik át, mely két tározóból áll. A Zala folyásirányának megfelelően az első a Kis-Balaton-1 (KB1) vagy Hídvégi-tó, melynek elárasztása az 1986. évben fejeződött be. Ez gyakorlatilag egy nyílt vízi tó, közepén hosszában egy gát húzódik, hogy az átfolyó víz tartózkodási ideje megfelelően hosszú legyen. A Kis-Balaton-2 (KB2) vagy Fenéki-tó elárasztása az 1992. évben lett teljes. A kutatás idején az elárasztástól eltelt rövid idő miatt ez a tározó nem tó, hanem vegetációval dúsan borított mocsaras terület volt. A rendszerbe tartozó állóvizek jellemző hidrológiai adatait az 1. táblázat foglalja össze.

1. táblázat. A Kis-Balaton-1, Kis-Balaton-2, Keszthelyi-öböl és a Balaton főbb adatai

**Table 1.** Main hydrological data of the water system = Kis-Balaton-1, Kis-Balaton-2, Keszthely Bay and Lake Balaton

	Kis-Balaton-1	Kis-Balaton-2	Keszthelyi-öböl	Balaton
Teljes terület (km <sup>2</sup> )	24	57	38	596
Vízfelszín (km <sup>2</sup> )	18	51		
Mélység (m)	1,2	1,2	2,3	3,2
A víz tartózkodási ideje (nap)	30	90	100	1800

## Mintavételezés

A kidolgozott mintavételi stratégia arra a tényre épült, hogy a nyomelemek koncentrációja függ a biológiai aktivitástól, így szezonális változásokat követ. Ezzel összhangban a következő időpontokban vettünk mintákat:

- 1994. május 1–8. között, közepes biológiai aktivitás idején, ami csak a KB1 tározóban volt jelentős mértékű;
- 1994. szeptember 23–27. között, igen erős biológiai aktivitás idején, amit algavirágzás is kísért a Keszthelyi-öbölben;
- 1995. februárban, gyenge biológiai aktivitás idején, olvadás után.

A mintavétel minden alkalommal ugyanazon a 13 ponton történt (1. ábra). Ezek a pontok egyenletesen fedik le a rendszert, és ugyanakkor követik a feltételezett szennyező források elhelyezkedését (például Zalaegerszeg előtt és után is elhelyeztünk egy-egy pontot, hogy láthassuk a város hatását).

Az analitikai módszerek részletes ismertetését és a mérési eredményeket — beleértve a vízben oldott nyomelemek koncentrációit, valamint az üledékben és a lebegőanyaghoz kapcsolódó koncentrációkat — korábban publikált anyagunkban tettük közzé (NAGY et al. 2006).

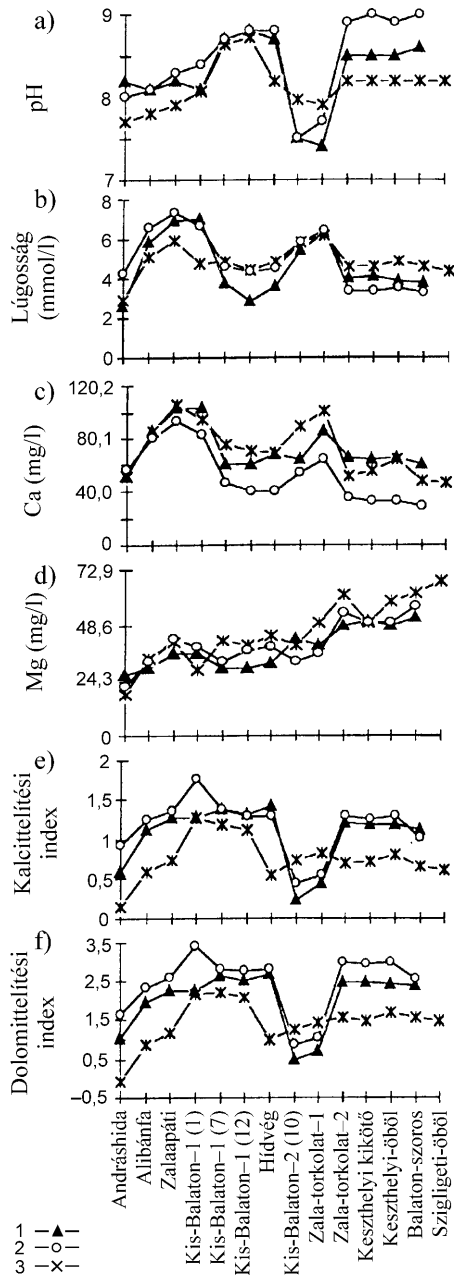
## Eredmények

### A víz állapotának paramétereit, főelemtartalom a vízben és az üledékben

#### Víz

A pH, lúgosság és a Ca-tartalom mért értékeiben erős tér- és időbeli változás figyelhető meg (2. ábra). Az eredmények összességükben karbonátos rendszerre jellemzőek. A KB1 tározóban mért magasabb (=9) pH- és alacsonyabb (=3,2 mM/l) lúgosságérték a májusban és szeptemberben tapasztalt intenzív fitoplankton-aktivitás eredménye. Ezzel szemben ugyanebben az időszakban a (növényzettel fedett) KB2 tározóban semlegeshez közelálló pH (7,5) és magas lúgosság (5,4–5,8 mM/l) volt megfigyelhető. Ilyen értéket mértünk a Zala torkolatában is.

A víz általában túltelített volt kalcitra és dolomitra, kivéve talán a KB2 tározó és a Zala-torkolat-1 mintavételi pontot (2. ábra). Az oldott Ca koncentrációja azt mutatja, hogy Ca-



2. ábra. Főelemek oldott koncentrációja és a víz-minták főbb fizikai kémiai paraméterei

a) pH, b) Lúgosság, c) Ca, d) Mg, e) Kalcitlétési index; f) Dolomittelítési index. Mintavétel ideje: 1 – 1994. május, 2 – 1994. szeptember, 3 – 1995. február. A vízszintes tengely felirata és a zárójelben szereplő szám a mintavételi pontok helye, száma

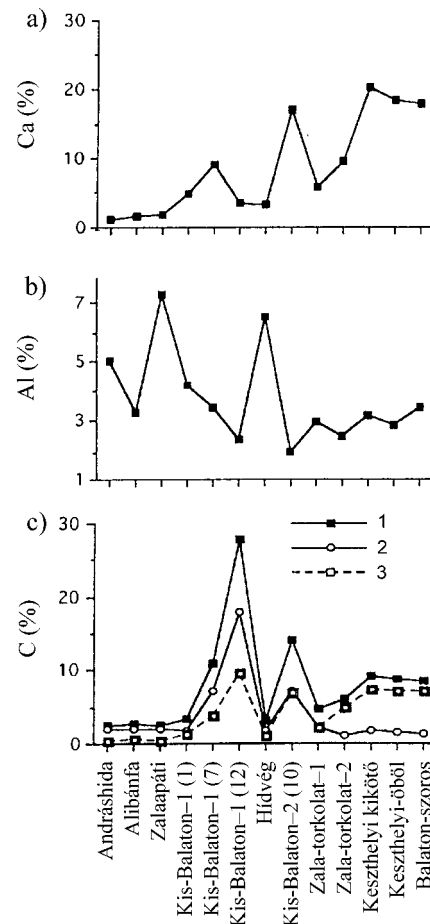
Figure 2. Variation of major element concentration and main physicochemical parameters in waters

a) pH, b) Alkalinity, c) Dissolved Ca, d) Dissolved Mn, e) Saturation index of calcite, f) Saturation index of dolomite. Date of sampling: 1 – May 1994, 2 – September 1994, 3 – February 1995. The numbers in brackets are the numbers of the sampling point

kiválás csak a KB1 tározóban és a Balatonban volt. Ez a kiválás valószínűleg biológiai úton történt, mivel a Ca-koncentráció kisebb volt szeptemberben, mint februárban. Az oldott Mg-koncentrációk nem jeleznek egyértelműen dolomitkiválást, bár a Balaton üledéke tartalmaz dolomitot. Az oldott Ca koncentrációja megnő a KB2 tározó és a Zala-torkolat mintavételi pontokban, jelezve, hogy az oldott Ca forrása nagy valószínűséggel a KB2 tározó.

### Üledék

A főelemek koncentrációinak változását a 3. ábra mutatja. A Keszthelyi-öböl és a KB1 tározó mederfelszínének üledékei Ca-ban gazdagok, ami a kémiai és biológiai (fitoplankton-) tevékenységgel összefüggő kiválás közös eredménye. Magas Ca-tartalom figyelhető meg a KB2 tározó üledékében is, ami viszont a frissen elárasztott terület talajában lévő magas karbonáttartalomnak tulajdonítható. A



3. ábra. Főelemek koncentrációjának változása az üledékben

a) Ca; b) Al; c) Szén: 1 – összes szén, 2 – lebegőanyaghoz kötött szerves szén 3 – szervesetlen szén. A vízszintes tengely felirata és a zárójelben szereplő szám a mintavételi pontok helye, száma

Figure 3. Variation of major element concentration in the sediments

a) Ca; b) Al; c) Carbon: 1 – total carbon, 2 – particulate organic carbon (POC), 3 – inorganic carbon. The numbers in brackets are the numbers of the sampling point

KB2 tározó és a Zala torkolati szakaszának üledéke Ca-forrásként szolgál a felette elterülő víztestnek. Ezt az alsó üledékrétegek Ca-tartalmának részleges kioldódása és felfelé történő diffúziója eredményezheti. Ez a kioldódási folyamat mehet végbe az üledékben található szerves anyag oxidációja során (WOLLAST, VANDERBORGH 1994).

Az összes szén koncentrációja a KB1, KB2 tározók és a Balaton üledékében 28%, 14% és 10%, a sorrendnek megfelelően (3. ábra). A mérési eredmények alapján ennek nagy része szerves eredetű. A szervesszén-tartalom alacsony a Zalában és a Balatonban (1,09 és 2,9% között), 17,9 és 7,1%-ot ér el a KB1 és a KB2 tározók területén.

Magas Al-tartalmat mértünk a Zalában és a balatonhídvégi mintavételi pontnál (az ábrákon és ábraaláírásokban ez a mintavételi hely Hídvég néven szerepel). Eszerint a folyó szállította lebegőanyaghoz kapcsolódó Al koncentrációjának eloszlásán a KB1 és a Balaton autochton karbonátos üledékeinek felhígító hatása látszik.

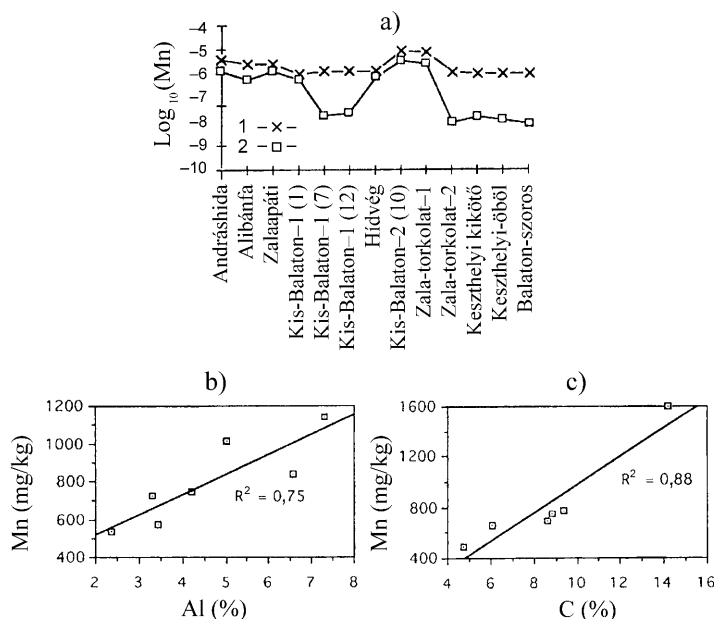
### Nyomelemek a vízben, a lebegőanyagban és az üledékben

#### Redox viszonyokra nem érzékeny nyomelemek

**Mangán.** Magasabb oldott koncentrációkat kaptunk a Zalában, a Kis-Balatonban és a Zala-torkolatnál. Mivel a

Mn(IV) oldékonysága kisebb, a magas Mn-koncentráció Mn(II)-forma jelenlétét jelzi. Februárban a víz alultelített volt rodokrozitra, de mint az látható a mért és számított koncentrációk közötti jó egyezésen (4. ábra, a), májusban és szeptemberben Mn vált ki  $\text{MnCO}_3$  formájában. A KB1 tározóban és a Balatonban, ahol a Mn-koncentráció alacsony volt, az oldott Mn valószínűleg Mn(IV)-kolloid formában létezett.

Az Eh-pH-diagramon (STUMM, MORGAN 1981), ahol az oldott Mn-koncentráció, pH-érték és a lehetséges  $\text{MnCO}_3$ -képződés követhető, egy-egy Eh-tartomány (inkább, mint egy-egy adott Eh-érték) rendelhető a rendszer különböző szakaszaival. Ahol az oldott vas (Fe)-koncentrációk rendelkezésre állnak (NAGY et al. 2006), ott ezeket használtuk az Eh-pH-tartományok kijelöléséhez. A Fe a kimutatási határ alatt maradt a folyón szeptemberben, valamint a torkolatnál májusban és szeptemberben. Zalaapátinál anoxikus állapot figyelhető meg szeptemberben ( $-0,48 \text{ V} < \text{Eh} < -0,14 \text{ V}$ ), amely a Zalaegerszegről érkező befolyások eredménye lehet. Februárban és májusban az Eh becslött értéke 0 és 0,46 V, illetve 0 és 0,40 V közé esett. A KB2 tározóban és a Zala torkolatnál az Eh értéke 0 és 0,5 V között volt februárban, de anoxia uralkodhatott ezeken a mintavételi pontokon a másik két mintavételi periódus alatt, májusban  $-0,44 \text{ V}$  és  $-0,04 \text{ V}$  közötti, valamint szeptemberben  $-0,42 \text{ V}$  és  $-0,10 \text{ V}$  közötti Eh-val.



**4. ábra.** Mért és számított Mn-koncentrációk a vízben és a lebegő anyagban

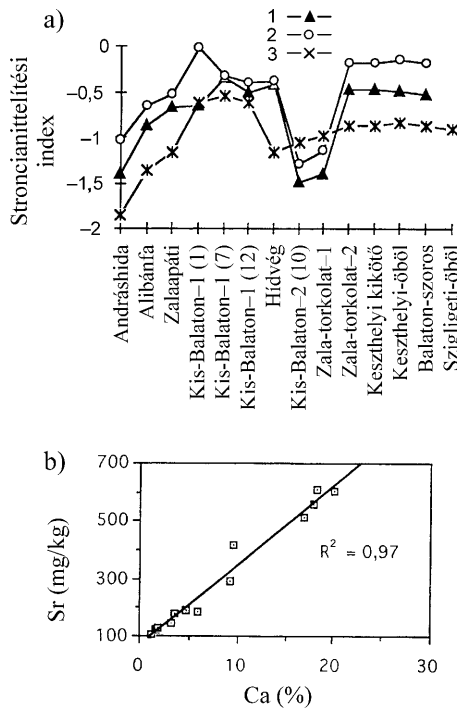
a) Mn-koncentrációk: 1 – számított, 2 – mért (a vízszintes tengely felirataí és a zárójelben szereplő szám a mintavételi pontok helye, száma); b) lebegőanyaghoz kötött Mn és Al a rendszer első részében: Andrásidától Hídvégig; c) lebegőanyaghoz kötött Mn és összes szén a rendszer második felében: Kis-Balaton-2 (10) ponttól a Balaton-szorosig

**Figure 4.** Measured and calculated Mn concentration in the water and in the particulate suspended particulate matter

a) Mn concentration: 1 – calculated dissolved Mn concentration 2 – measured dissolved Mn concentration (the numbers in brackets are the numbers of the sampling point); b) correlation between particulate Mn concentration and Al in the first part of the system (from point Andrásida to point Hídvég); c) correlation between particulate Mn concentration and total C in the second part of the system (from point 10 in Lake KB2 to the strait in Lake Balaton)

A Mn-koncentráció változása az üledékben elsősorban az üledék agyagásvány-tartalmával függ össze Balatonhídvégig, ahogy ezt a Mn–Al-koncentrációk korrelációja (4. ábra, b) tanúsítja. A Balatonban az agyagos frakció aránya kicsi, itt a Mn az összes szénnel mutat jó korrelációt (4. ábra, c). Feltételezhető, hogy a folyó által szállított Mn, ahelyett hogy oxihidroxidként válna ki a KB1 tározóban, kalcitba épül be. Valóban a Mn, amely igazi szilárd oldatot képez a kalcittal (WARTEL et al. 1991; MEECE, BENNINGER 1993), vélhetően helyettesíteni tudja a Ca-ot a kalcit felszínén. A KB2 tározóban a magas Mn-tartalmat, a Mn(II)-nak az üledékben felfelé történő diffúziója magyarázza. Ez a Mn bekerülhet a vízoszlopba, amikor a körülmények a  $Mn^{2+}$  stabilitásának kedveznek (május és szeptember), vagy kiválik (február), amint az az oldott koncentráció értékein látható.

**Stroncium.** Februárban a víz alultelített volt  $SrCO_3$  vonatkozásában (5. ábra, a). Májusban és szeptemberben a telítési index magas volt, kivéve a Zalát, a KB2 tározót és a



5. ábra. Sr-koncentrációk a vízben és az üledékben  
a) Stroncianittelítési index: 1 – 1994. május, 2 – 1994. szeptember, 3 – 1995. február (a vízszintes tengely feliratait és a zárójelben szereplő szám a mintavételi pontok helye, száma); b) az üledékben lévő Sr és Ca korrelációja

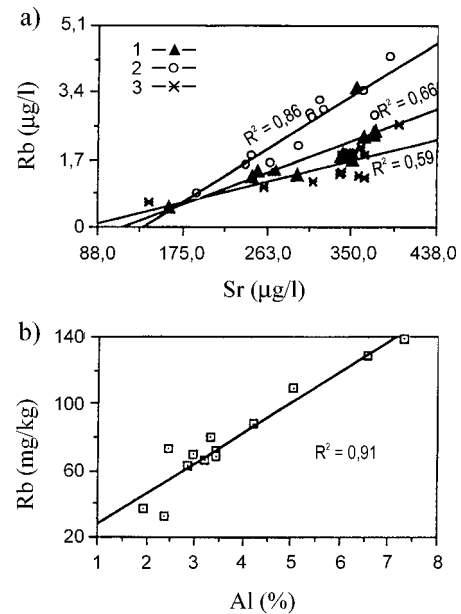
Figure 5. Sr concentration in the water and in the sediment  
a) saturation indexes of Strontianite: 1 – May 1994, 2 – September 1994, 3 – February 1995 (the numbers in brackets are the numbers of the sampling point); b) correlation between Sr and Ca in the sediment

torkolati mintavételi pontot. Kiválás az oldott koncentrációk szerint májusban és szeptemberben lehet a KB1 tározóban és a Balatonban. A stroncium kiválása leginkább a kalcit kiválásához és a fitoplankton aktivitásához kötődik, ami

jelentős volt a KB1 tározóban, májusban és szeptemberben és a Balatonban szeptemberben. Ez a megközelítés LORENS (1981) laboratóriumi kísérleteivel is alátámasztható, amelyek erős kalcitkiválás esetében a Sr együttes kiválását mutatták ki kalcittal.

Ugyanezt a megfigyelést erősíti meg a Sr korrelációja a Ca-mal az üledékekben (5. ábra, b).

**Rubídium.** Habár a Rb és a Sr a szilárd üledékben más-más fázishoz kötődik, viselkedésük a vízoszlopban hasonlóságokat mutat, ahogy azt a két elem oldott koncentrációinak korrelációján láthatjuk (6. ábra, a) magas primer produkciós (erős biológiai aktivitás) időszakban. Ez vélhetőleg azonos kiválási folyamatot jelent mindkét elem



6. ábra. A Rb-koncentrációk és más elemek eloszlásának kapcsolata a vízben és az üledékben

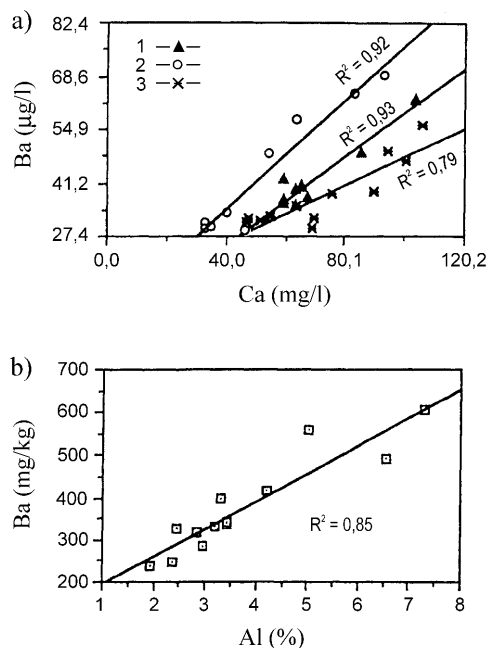
a) oldott Rb és oldott Sr koncentrációjának korrelációja: 1 – 1994. május, 2 – 1994. szeptember, 3 – 1995. február; b) az üledékben lévő Rb és Al korrelációja

Figure 6. Relationship between the concentration of Rb and the distribution of other elements in the water and in the sediment

a) correlation between dissolved Rb and Sr concentration: 1 – May 1994, 2 – September 1994, 3 – February 1995; b) correlation between Rb and Al in the sediment

esetében (pl. beépülés azonos helyre a biogén kalcit rácsába). Az üledékekben a Rb és az Al korrelációja figyelhető meg (6. ábra, b). Ez mutatja az aluminoszilikátos fázishoz kötődést.

**Bárium.** A víz túltelített volt  $BaSO_4$ -ra, ennek ellenére a Ba oldott koncentrációja alapján csak a KB1 tározóban és a Keszthelyi-öbölben észleltünk kiválást. Jó korrelációt kaptunk a Ca- és a Ba-tartalom között (7. ábra, a), különösen a magas primer produkció időszakában. Ez a két elem együttes kiválására enged következtetni. Az andrásrhidai minta alapján megállapítható, hogy a folyó felső szakaszán a Ba és a Ca viselkedését más folyamatok irányítják. Itt a Ca-karbonáthoz, a Ba-aluminoszilikáthoz kötődik.



7. ábra. A Ba-koncentrációk és más elemek eloszlásának kapcsolata a vízben és az üledékben

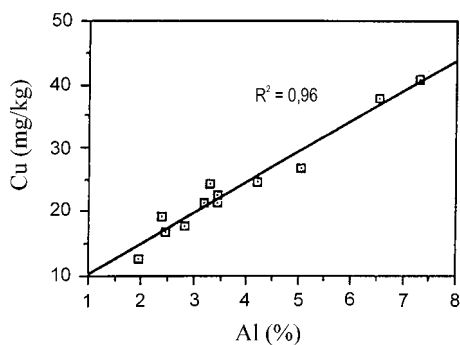
a) oldott Ba és oldott Ca koncentrációk: 1 – 1994. május, 2 – 1994. szeptember, 3 – 1995. február; b) az üledékben lévő Ba és Al korrelációja

**Figure 7.** Relationship between the concentration of Ba and the distribution of other elements in the water and in the sediment

a) correlation between dissolved Ba and Ca concentration: 1 – May 1994, 2 – September 1994, 3 – February 1995; b) correlation between Ba and Al in the sediment

Az üledékekben a Ba koncentrációját az aluminoszilikátos frakció mennyisége határozza meg, mint az a Ba–Al-diagrammon (7. ábra, b) látható.

**Réz.** A víz rézkarbonátok tekintetében nem volt túltelített. A Cu szívesen kötődik szerves ligandumokhoz (COALE, BRULAND 1988; HANSON et al. 1988; XUE, SIGG 1993), és mivel ezek mennyiségét nem mértük, a Cu viselkedése nem magyarázható meg teljes mértékben. Néhány folyamat azonban felismerhető. A KB2 tározóban a növényi légzési tevékenység anoxiát hoz létre a meleg



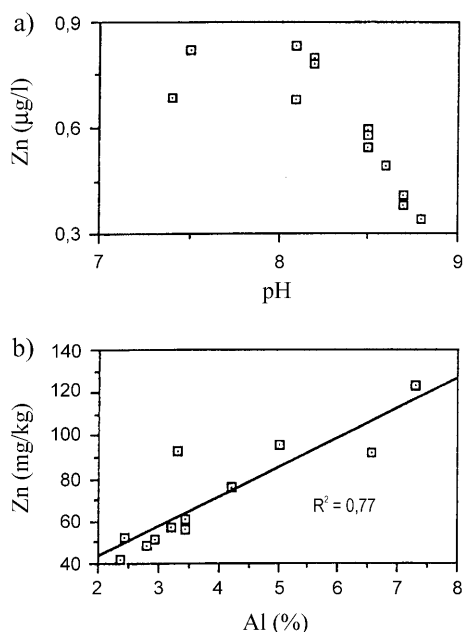
8. ábra. Az üledékben lévő Cu és Al korrelációja

**Figure 8.** Correlation between Cu and Al concentration in the sediment

időszakban. Ez CuS és Cu<sub>2</sub>S kiválásához vezet, ami végső soron az oldott Cu koncentrációját csökkenti (BALLISTRERI et al. 1992). A koncentráció általában alacsonyabb volt szeptemberben — a magas primer produkció idején — a KB1 tározóban és a Keszthelyi-öbölben. Ez jelenthet együttes kiválást a biogén kalcittal vagy általában Cu-beépülést a lesüllyedő fitoplanktonvázakba. Nyílt óceánokban ezt a folyamatot javasolta több szerző magyarázatként a Cu mélységbeni eloszlására (BOYLE et al. 1977; BRULAND 1980).

A felső üledékekben a Cu általában jól korrelál az Al-mal (8. ábra). Ez a korreláció jelzi a preferenciális kötődést az agyagásványokhoz a lerakódó üledékben.

**Cink.** Cinkről csak a májusi időszakból van használható adatsorunk. A víz alultelített volt ZnCO<sub>3</sub>-ra, és kapcsolat fedezhető fel az oldott Zn koncentrációja és a pH között (9. ábra, a). Hasonló kapcsolatot írt le folyókban SCHILLER és BOYLE (1985), és ezt a pH csökkenése során a részecskékről leváló Zn viselkedésével magyarázta.



9. ábra. A pH hatása az oldott Zn koncentráció eloszlására, a Zn és az Al koncentrációjának kapcsolata az üledékben

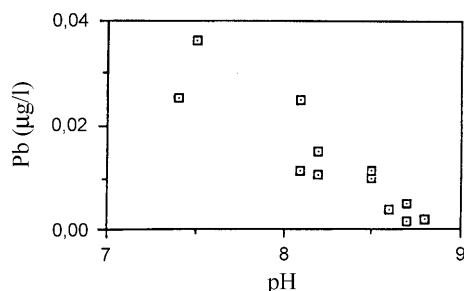
a) oldott Zn koncentrációk a víz pH-jának függvényében; b) az üledékben lévő Zn és Al korrelációja

**Figure 9.** The influence of the pH on the concentration of the dissolved Zn and the relationship between the concentration of Zn and Al in the sediment

a) correlation between dissolved Zn and pH in the water; b) correlation between Zn and Al in the sediment

Az üledékben a Zn koncentrációja függ az agyagos frakció mennyiségétől (9. ábra, b). Ennek egyedül a KB2 tározóban megfigyelt Zn/Al-maximum mond ellent, de mint a Mn esetében is, ez lehet a diagenézis vagy a nádhoz kapcsolódó szervesanyag-felhalmozás következménye.

**Ólom.** Az oldott koncentrációk a cinkéhez hasonlóan a pH-val korrelálnak (10. ábra), ez ebben az esetben is azt feltételezi, hogy az oldhatóságot adszorpciós-deszorpciós

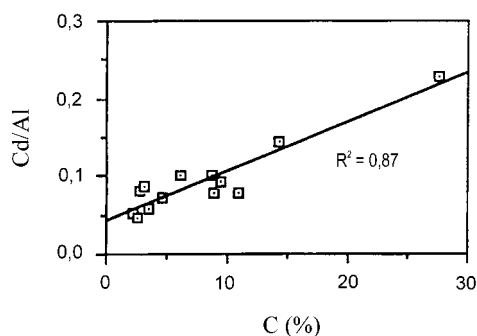


10. ábra. Az oldott Pb koncentrációja a víz pH-jának függvényében

Figure 10. Correlation between dissolved Pb concentration and pH in the water

folyamatok irányítják. A lebegőanyag Pb-tartalma nem mutat semmilyen jellemző korrelációt. Ez antropogén forrás létre enged következtetni.

**Kadmium.** A 11. ábrán lineáris összefüggést láthatunk a Cd/Al arány és az összes széntartalom között. Ez azt jelenti, hogy mind a szerves anyag, mind a karbonátfázis fontos csapdái a kadmiumnak az üledékben. KOZAR et al. (1992) és LORENS (1981) is leírták a Cd affinitását a kalcitfázishoz.



11. ábra. Az üledék Cd/Al aránya és az összes szén korrelációja

Figure 11. Correlation between Cd/Al ratio and C in the sediment

Másrésről laboratóriumi kísérletek kimutatták a Rhône folyó vizében a Cd szorpcióját a lebegőanyagban, amikor annak szervesszén-tartalma megnőtt (GARNIER et al. 1991; ELBAZ-POULICHET et al. 1996). Csakúgy, mint a Mn esetében, a kapcsolatot a Cd és az összes széntartalom

között a kiváló kalcitba épülő szerves Cd (a Cd valódi szilárd oldatot képez a kalcittal) és a szerves anyaghoz kötődő Cd együttesen teremti meg. Ez magyarázhatja, hogy miért volt kisebb az oldott Cd-koncentráció szeptemberben, a legnagyobb primer produktions időszakban, a tározókban és a tóban, mint februárban és májusban. Szeptemberben a Cd visszatartása figyelhető meg a KB2 tározóban. Mivel a Cd szívesen kötődik szulfidokhoz (STUMM, MORGAN 1981), ez a visszatartás oldhatatlan szulfidok keletkezésével magyarázható.

**Összegzés.** Az antropogén eredetű nyomelemek oldott koncentrációja a Balatonban lényegesen kisebb, vagy összemérhető a nyílt óceánokban mért értékekkel (BOYLE, HUESTED 1983; SCHAULE, PATTERSON 1983). Az üledékben mért koncentrációk (NAGY et al. 2006, a Cd kivételével) azonosak azokkal, amiket SALÁNKI et al. (1992) és MÜLLER (1981) mértek, s aminek alapján a Balatont csak enyhén szennyezettnek minősítették nyomelemek szempontjából.

A legtöbb koncentrációváltozás a részecskefázisban, kivéve a réz és az ólomé, összefüggésbe hozható a főelemek változásával, így természetes folyamatnak tekinthető. A Cu esetében nem találtuk meg a Zala-torkolat–2 pontban mért magas koncentrációk forrását. Az üledék ólomtartalma szintén nem magyarázható természetes folyamatokkal. Magyarázat lehet viszont a bevezetett szennyvízben lévő, illetve az üzemanyagokhoz használt ólomadalékból származó, a levegőből leülepedő ólom.

A probléma megvilágítására a csapadék eredetű (F1), illetve a folyó által beszállított (F2) antropogén nyomelemek (Zn, Cu, Cd és Pb) mérlegét becsültük a Keszthelyi-öbölben (2. táblázat). Ha feltesszük, hogy a víz cseréje a Keszthelyi-öböl és a tó többi része között meglehetősen behatárolt, kiszámíthatjuk az oldott koncentrációk éves növekedését. Mivel nagyarányú növekedést nem tapasztaltunk, arra a következtetésre jutottunk, hogy a csapadézási folyamatok nagyon hatékonyak. Ez egyben magyarázza a Balatonban mért igen kis oldott koncentrációkat. Az üledékképződés nagy sebessége — ami a bőséges tápanyagbevitelből adódó magas primer produktio eredménye — és a kis mélység okozta állandó keveredés, nem engedi meg magas fémkoncentrációk kialakulását az üledékben.

### Redoxviszonyokra érzékeny nyomelemek

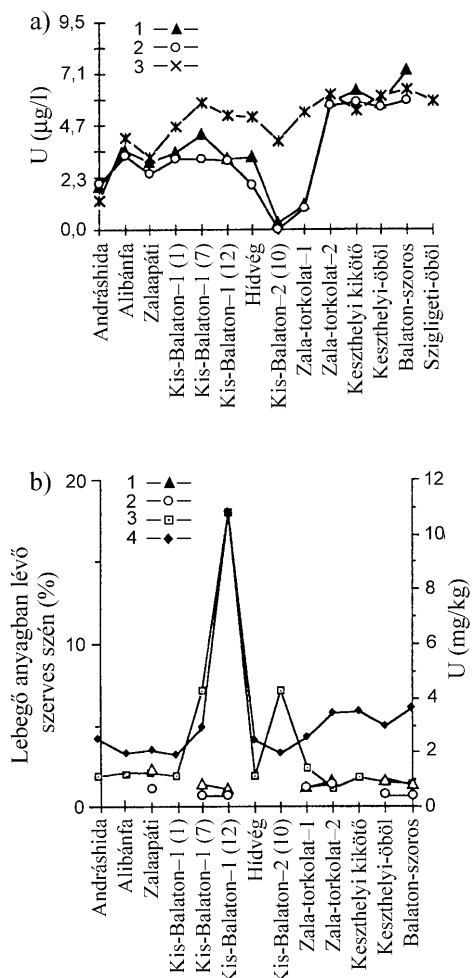
**Urán.** Természetes vizekben az urán két oxidációs állapotban létezhet. Az U(VI) általában komplexet képez a  $\text{CO}_3^{2-}$ -gyökkel, és oldékony, míg az U(IV) oldhatatlan.

2. táblázat. Antropogén nyomelemek mérlege a Keszthelyi-öbölben

Table 2. Balance of anthropogenic trace elements in the Keszthely Bay

Elem	Koncentráció a csapadékban (ppb)	F1 (kg/km <sup>2</sup> /év)	F2 (kg/km <sup>2</sup> /év)	F1/(F1+F2) (%)	Teljes beérkező mennyiség (kg/év)	Az oldott koncentráció éves növekedése (mM/l/év)
Zn	2,93	1,61	3,95	29	211	9,2
Cu	0,46	0,25	1,06	19	50	9,8
Cd	0,049	0,027	0,017	61	1,67	0,095
Pb	2,17	1,19	0,13	90	50	0,042

Februárban az U-koncentráció nem mutat erős térbeli változást (12. ábra). Az urán feltehetőleg uranyl-karbonát-komplex formájában fordult elő az egész rendszerben. Ezzel ellentétben az oldott U-tartalom erősen változik a mintavételi pontok között májusban és szeptemberben, és drasztikusan lecsökken a KB2 tározóban, ahol anoxia uralkodott, és a Zala-torkolatban. Ez a viselkedés az U(IV)-képződés következménye. Az U redukciójának kinetikus energiája általában alacsony (VAN DER WEIJDEN et al. 1990),



12. ábra. U-koncentrációk a vízben, a lebegő anyagban és az üledékben

a) oldott urán koncentrációk: 1 – 1994. május, 2 – 1994. szeptember, 3 – 1995. február; b) urán-koncentrációk a szilárd fázisban: 1 – a lebegőanyag urán-koncentrációja májusban, 2 – a lebegőanyag urán-koncentrációja szeptemberben, 3 – a lebegőanyagban lévő szerves szén, 4 – az üledékben lévő urán. A vízszintes tengelyek feliratai és a zárójelben szereplő számok a mintavételi pontok helye és száma

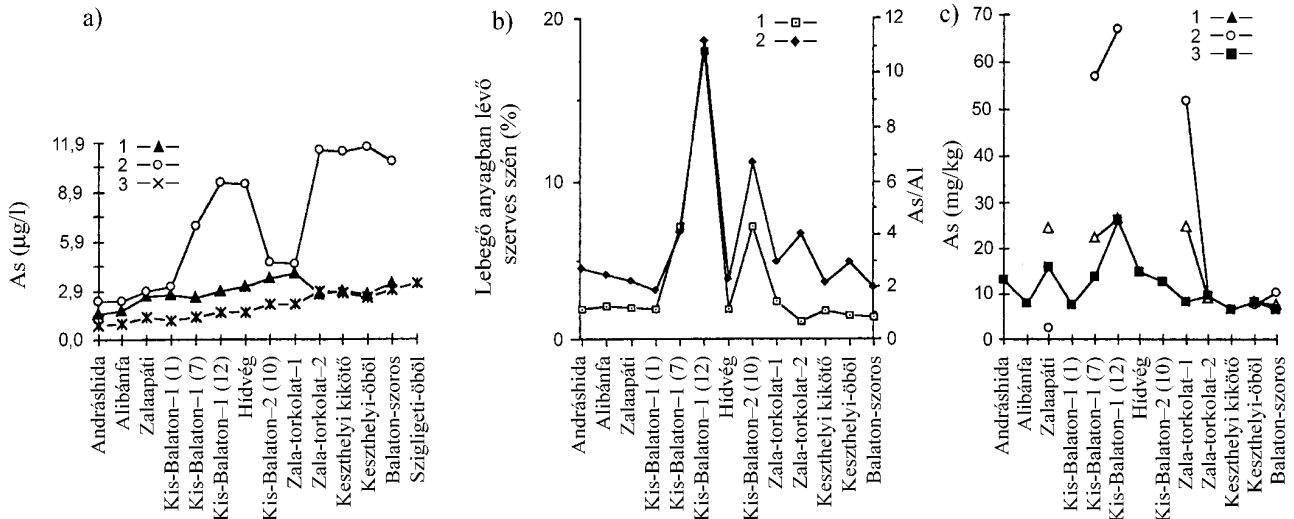
**Figure 12.** U concentration in the water, in the suspended particulate matter and in the sediment a) dissolved Uranium concentration: 1 – May 1994, 2 – September 1994, 3 – February 1995; b) U concentration in solid phase: 1 – U concentration in suspended particulate matter, in May 1994, 2 – U concentration in suspended particulate matter, in September 1994, 3 – particulate organic carbon in the suspended particulate matter, 4 – U in the sediment. The numbers in brackets are the numbers of the sampling point

ezért ez a folyamat mikrobiológiai katalízálás segítségével megy végbe (LOVLEY et al. 1991). Az U csapdázódása nem volt kimutatható a tározó üledékében (12. ábra), az elárasztást követő átmeneti állapotoknak köszönhetően. Májusban csakúgy, mint februárban, di- vagy trikarbonát-komplex formájában fordult elő urán a KB1 tározóban és a Keszthelyi-öbölben. Az U észrevehetően feldúsult a KB1 tározó szerves anyagban gazdag üledékében. Az urán csapdázódhat oxigéntől elzárt üledékben, oxigéndús vízszlop alatt. Ez történhet a KB1 tározóban a melegebb időszakban. ANDERSON et al. (1989) és KLINKHAMMER, PALMER (1991) szerint az urán a tengervízből az üledék felszínén át diffúzióval távozik, miközben redukálódik. Esetünkben, a lebegőanyagban mindig alacsony volt az U-koncentráció az üledékhez képest. Ez megerősíti, hogy az U csapdázódása elsősorban az üledékben ment végbe, és nem a vízszlopban. A KB1 tározóban februárban nem volt megfigyelhető az U felhalmozódása, talán mert az üledék nem volt elég anoxikus, és a hideg nem kedvezett a biológiai aktivitásnak, így az U redukciójának. Szeptemberben az U-redukció nyomon követhető volt a Zalaapáti mintavételi ponton, ahol mérsékelt anoxia uralkodott. A víz rövid tartózkodási ideje miatt mégsem valószínű, hogy a koncentrációban jelentős csökkenés lenne a folyón.

**Arzén és antimon.** Vízben az As két stabil oxidációs állapotban létezhet: III-as és V-ös. Az As(III) főleg  $H_3AsO_3$  alakban, az As(V) pedig  $H_2AsO_4^+$  vagy  $HA_2O_4^{2-}$  alakban fordul elő. As(V) oxikus, míg As(III) anoxikus környezetben létezik. Számos tanulmány kimutatta, hogy az As-fajták ritkán vannak termodinamikai egyensúlyban (SEYLER, MARTIN 1989; AURILLO et al. 1994). ANDREA (1979) és AURILLO et al. (1994) szerint szerves alakok is előfordulnak monometil- és dimetil-arsenátként. Az As-speciáció változása legtöbbször algavirágzás idején következik be (a fitoplankton redukálja vagy metilálja az As-t). Bakteriális tevékenység is előállíthat szerves As-vegyületeket. A redukció és metiláció az arzén mobilitását növeli, mert a keletkezett As(III), illetve monometil- és dimetil-arsenát kevésbé hajlamosak adszorpcióra (AURILLO et al. 1994). A mono- és dimetil-arsenátok csupán 1-2%-át adják az összes arzéntartalomnak. Az arzénat az agyagásványokhoz és a vashidroxidokhoz egyaránt kötődik.

Szeptemberben a KB1 tározóban és a Keszthelyi-öbölben az üledék tisztán táplálta a vízszlopot arzénal (13. ábra). Ez a jelentős mikrobiológiai aktivitással függ össze, amely As(III) és metilek előállításával növelte az As oldhatóságát. A KB2 tározóban a stabil alak az As(III). Csapdázódás itt csak As és FeS együttes kiválásával magyarázható. E nélkül a folyamat nélkül az alacsony Eh és pH csak az As oldhatóságát növeli.

Az antimon szintén két — Sb(III) és Sb(V) — alakban fordul elő természetes vizekben. Ugyanúgy nem állapítható meg termodinamikai egyensúly a különböző oxidációs állapotú részei között (VAN DER WEIJDEN et al. 1990). Nem csoda, hogy a két hasonló kémiai tulajdonságú elem hasonló eloszlást mutatott a rendszerben (14. ábra), amit hasonló folyamatok magyaráznak.



13. ábra. As koncentrációk a vízben, a lebegő anyagban és az üledékben

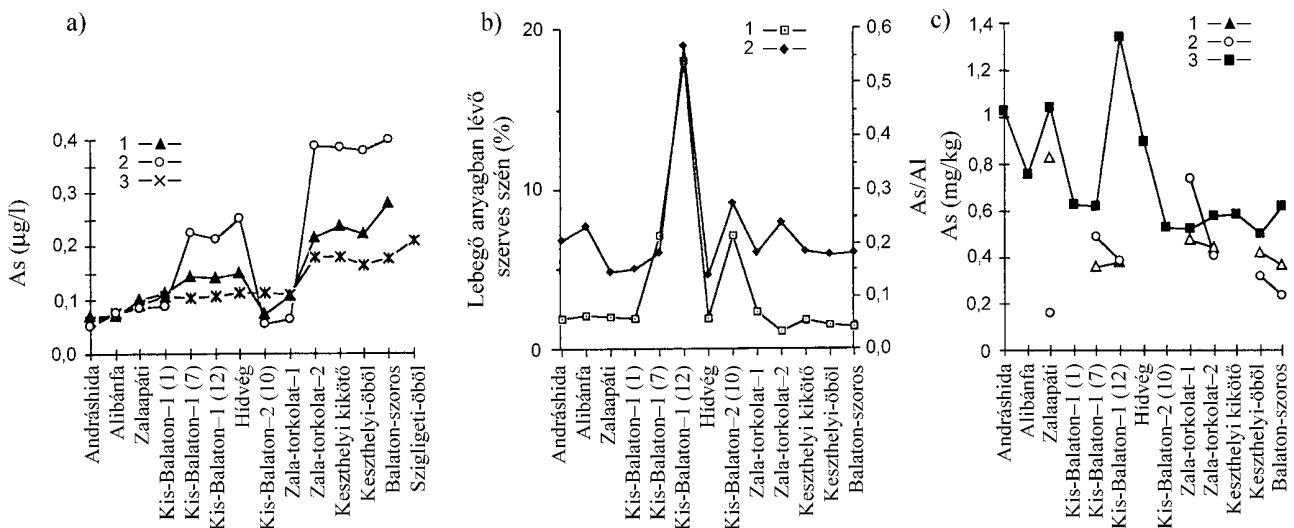
a) oldott As koncentrációk: 1 – 1994. május, 2 – 1994. szeptember, 3 – 1995. február; b) As-koncentrációk kapcsolata más elemekkel a szilárd fázisban: 1 – a lebegőanyagban lévő szerves szén 2 – az üledékben lévő As koncentráció, az Al-ra normalva; c) As-koncentrációk a szilárd fázisban: 1 – As-koncentráció a lebegő anyagban 1994 májusában, 2 – As-koncentráció a lebegő anyagban 1994 szeptemberében, 3 – As-koncentráció az üledékekben. A vízszintes tengelyek felirata és a zárójelben szereplő számok a mintavételi pontok helye és száma

Figure 13. As concentration in the water, in the suspended particulate matter and in the sediment

a) dissolved Arsenic concentration: 1 – May 1994, 2 – September 1994, 3 – February 1995; b) The coupling of the concentration of As to other elements in the solid phase: 1 – particulate organic carbon in the sediment, 2 – As concentration have been normalized to Al; c) As concentration in the solid phase: 1 – As concentration in the suspended particulate matter, May 1994, 2 – As concentration in the suspended particulate matter, in September 1994, 3 – As concentration in the sediments. The numbers in brackets are the numbers of the sampling point

Al-ra történt normálás után (hogy a koncentrációk függetlenek legyenek az alumínoszilikátok mennyiségi változásától) a két elem koncentrációja a többi értékhez viszonyítva kiugróan magas marad a KB1 tározó szerves anyag-

ban gazdag üledékében. Ez az As és az Sb körforgásának köszönhető. A redukált vagy metilált formák az üledékből a vízbe migrálnak. Az itt uralkodó fizikai kémiai viszonyoktól függően vagy újra csapódóznak, vagy a vízben marad-



14. ábra. Sb-koncentrációk a vízben, a lebegő anyagban és az üledékben

a) oldott Sb koncentrációk: 1 – 1994. május, 2 – 1994. szeptember, 3 – 1995. február; b) Sb koncentrációk kapcsolata más elemekkel a szilárd fázisban: 1 – lebegőanyagban lévő szerves szén, 2 – Sb-koncentráció az üledékben, az Al-ra normalva; c) As-koncentrációk a szilárd fázisban: 1 – Sb-koncentráció a lebegő anyagban 1994 májusában, 2 – Sb-koncentráció a lebegő anyagban 1994 szeptemberében, 3 – Sb-koncentráció az üledékben. A vízszintes tengelyek felirata és a zárójelben szereplő számok a mintavételi pontok helye és száma

Figure 14. Sb concentration in water, in the suspended particulate matter and in the sediment

a) dissolved Sb concentration: 1 – May 1994, 2 – September 1994, 3 – February 1995; b) relationship between the concentration of Sb and other elements in the solid phase: 1 – particulate organic carbon in the suspended particulate matter, 2 – Sb in the sediment (Sb concentration have been normalized to Al); c) As concentration in the solid phase, 1 – Sb concentration in the suspended particulate matter, May 1994, 2 – Sb concentration in the suspended particulate matter, September 1994, 3 – Sb concentration in the sediment. The numbers in brackets are the numbers of the sampling point



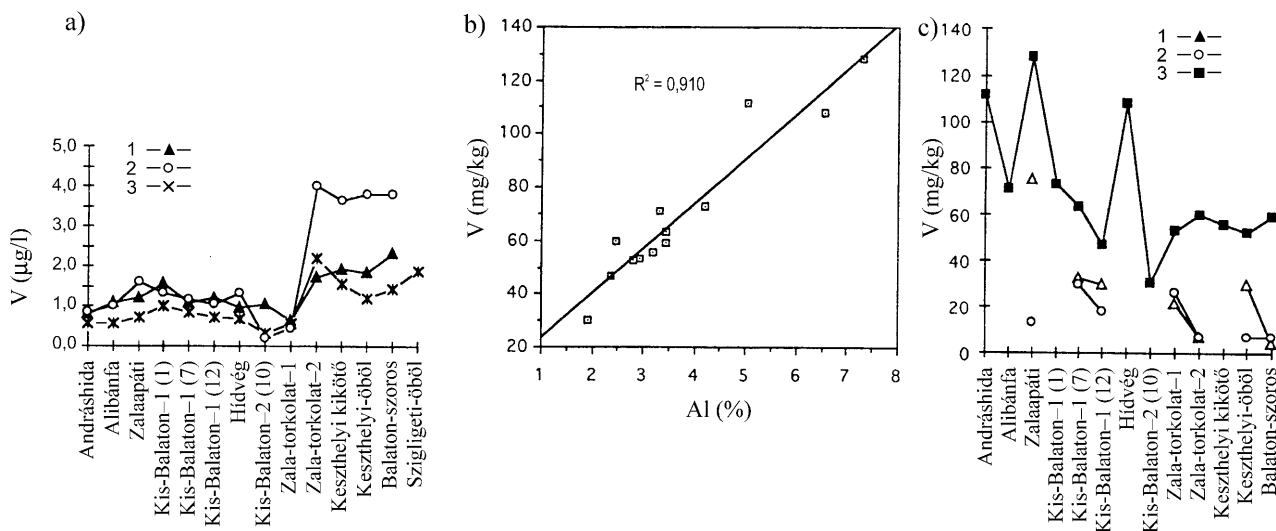
nak. Nagy primer produkció idején az As koncentrációja magasabb a lebegőanyagban, mint az üledékben a KB1 tározóban, a Keszthelyi-öbölben és a Zala-torkolat-2 pontban (13. ábra, c). Ez azt jelzi, hogy az As egy része, mely az üledékből a vízbe kerül, sikeresen befogódik a lebegő részecskéken, melyek nagy része ebben az időszakban algából áll. Az antimonnál nem látható ez a folyamat (14. ábra).

**Vanádium és molibdén.** A vanádium (V) két oxidációs formában létezik a vízben: V(IV) és V(V). A rendszerben található Eh- és pH-értékek tartományában  $H_2VO_4^-$ ,  $HVO_4^{2-}$ ,  $V(OH)_3$  és  $VO^{2+}$  fordul elő. Az oldott V-koncentráció magasabb volt a Keszthelyi-öbölben, mint a rendszer többi részében (15. ábra, a). Májusban és szeptemberben a V csapdázódott a KB2 tározóban és a torkolatnál. Szeptemberben az oldott vanádium koncentrációja nagyobb volt a Keszthelyi-öbölben, mint februárban és májusban. A Zalában, főleg Zalaapátinál, a V erősen csapdázódott az agyagásványokban gazdag üledékben, ahogy azt a 15. ábra b részén láthatjuk. A folyó nem szállít jelentős mennyiségű vanádiumot. Kis növekedés mégis felfedezhető a KB1 tározóban, valószínűleg a  $VO^{2+}$  és  $HVO_4^{2-}$  átmenet miatt, mivel az üledék szervesanyag-tartalma nagy. A kelát képződése kiterjesztheti a  $VO^{2+}$  stabilitási területét Eh = +0,4 V-ig. A V sikeres csapdázódását mutatja, hogy a lebegőanyagban lényegesen kevesebb V volt, mint az üledékben. A Balatonban magasabb oldott koncentrációt mértünk, mint a KB1 tározóban. Ezt a párolgás miatti besűrűsödés vagy egy, a Zalától különböző forrás okozhatja. A szeptemberi növekedést magyarázhatjuk a Keszthelyi-öbölben azzal, hogy a vanádát affinitása a

részecskékhöz kötődésre a pH-növekedés hatására lecsökkent (WEHRLI, STUMM 1989). A vanádium erős kiválást mutatott a KB2 tározóban, a májusi és szeptemberi anoxia idején.

A molibdén (Mo) ugyanazzal a két stabil oxidációs állapottal rendelkezik, mint a V — Mo(IV) és Mo(V). A leggyakoribb formája természetes vizekben a  $MoO_4^{2-}$ . A rendszerben a Mo eloszlása (16. ábra) nagyon hasonlított a vanádiuméhoz (15. ábra). Az oldott koncentráció alacsony volt a folyóban és a KB1 tározóban, magasabb a Keszthelyi-öbölben. Szeptemberben februárhoz és májushoz képest enyhe emelkedést mértünk a KB1-ben és a Keszthelyi-öbölben. Májusban és szeptemberben az oldott koncentráció a kimutathatósági határ alá süllyedt a KB2 tározóban és a torkolatnál. A V-hoz hasonlóan a Zala nem szállít jelentős mennyiségű Mo-t. A Mo sikeresen csapdázódik a szerves anyagban gazdag üledékben. A Mo is csapdázódik a KB1 tározó üledékében, és kisebb mennyiségben található a lebegőanyagban. Továbbá a Keszthelyi-öbölben mért magasabb koncentráció éppúgy nem magyarázható kielégítően, de az oka ugyanaz a folyamat lehet. Szeptemberben magasabb Mo-tartalom volt megfigyelhető a lebegőanyagban, mint a Balaton üledékében. Ez azt jelenti, hogy nagyobb mennyiségű Mo kötődött a lebegő részecskékhöz, melyek nagy hányadban algából álltak. A Mo megkötése a KB2 tározóban az ott uralkodó redukzív állapottal van összefüggésben.  $H_2S$  jelenlétében  $MoS_2$  képződése is elképzelhető.

A szeptemberi mérésekben jelentkező magasabb V-, Sb-, As-, Mo- és U-koncentráció magyarázata további kutatásokat igényel.

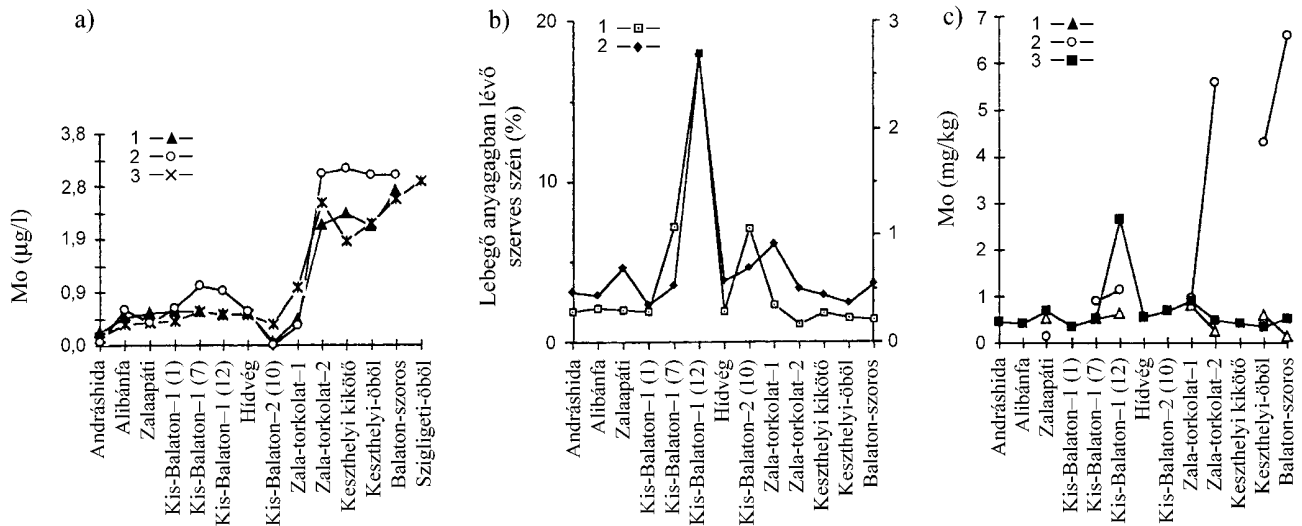


15. ábra. V-koncentrációk a vízben, a lebegő anyagban és az üledékben

a) oldott V koncentrációk: 1 – 1994. május, 2 – 1994. szeptember, 3 – 1995. február (a vízszintes tengely feliratait és a zárójelben szereplő szám a mintavételi pontok helye, száma); b) V- és Al-koncentrációk korrelációja az üledékben; c) As koncentrációk a szilárd fázisban: 1 – V-koncentrációk a lebegőanyagban 1994 májusában, 2 – V-koncentrációk a lebegőanyagban 1994 szeptemberében, 3 – V-koncentráció az üledékben (a vízszintes tengely feliratait és a zárójelben szereplő szám a mintavételi pontok helye, száma)

Figure 15. V concentration in the water, in the suspended particulate matter and in the sediment

a) dissolved V concentration: 1 – May 1994, 2 – September 1994, 3 – February 1995 (the numbers in brackets are the numbers of the sampling point); b) Correlation of V and Al in the sediment; c) As concentration in the solid phase: 1 – V concentration in suspended particulate matter, May 1994, 2 – V concentration in the suspended particulate matter, September 1994, 3 – V concentration in the sediments (the numbers in brackets are the numbers of the sampling point)



16. ábra. Mo-koncentrációk a vízben, a lebegő anyagban és az üledékben

a) oldott Mo koncentrációk: 1 – 1994. május, 2 – 1994. szeptember, 3 – 1995. február; b) Mo-koncentrációk kapcsolata más elemekkel a szilárd fázisban: 1 – lebegőanyagban lévő szerves szén, 2 – Mo-koncentráció az üledékben; c) Mo-koncentrációk a szilárd fázisban: 1 – Mo-koncentráció a lebegőanyagban 1994 májusában, 2 – Mo-koncentráció a lebegőanyagban 1994 szeptemberében, 3 – Mo-koncentráció az üledékben. A vízszintes tengelyek feliratait és a zárójelben szereplő számok a mintavételi pontok helye és száma

Figure 16. Mo concentration in the water, in the suspended particulate matter and in the sediment

a) dissolved Mo concentration: 1 – May 1994, 2 – September 1994, 3 – February 1995; b) correlation between the Mo and other elements in the solid phase: 1 – particulate organic carbon in the suspended particulate matter, 2 – Mo concentration in the sediments; c) Mo concentration in the solid phase: 1 – Mo concentration in the suspended particulate matter in May 1994, 2 – Mo concentration in the suspended particulate matter in September 1994, 3 – Mo concentration in the sediment. The numbers in brackets are the numbers of the sampling point

**Osszegzés.** Mérési eredményeink alapján megvizsgáltuk, hogy a Zala–Kis-Balaton–Balaton vízrendszer mennyire „szennyezett” nyomelemekkel, különösen fémekkel. Összevetve a földkéreg átlagos koncentrációit és a Balaton üledékében, valamint a puhatestűek vázában korábban mért értékeket (MÜLLER 1981, SALÁNKI et al. 1982, V.-BALOGH 1985, V.-BALOGH, SALÁNKI 1987, V.-BALOGH 1988), arra a következtetésre juthatunk, hogy a tó fémekkel szennyezett.

Kutatásaink során, mely közvetlen a tó víztestében mért oldott fémek koncentrációinak meghatározására írá-

nyult, az előzőtől eltérő következtetésre jutottunk. Eredményeinket összehasonlítva a világ eltérő jellegű vízrendszerei kapcsán, más szerzők által leírtakkal (3. táblázat), azt vesszük észre, hogy azok nagyságrendileg megegyeznek az emberi tevékenységtől távolabb eső vízrendszerek koncentrációival (pl. az Amazonas-medence, vagy több kínai folyó). Ez különösen szembetűnő olyan fémeknél, amelyek emberi tevékenységből származnak (pl. Pb, Cd, Zn, Cu, Ni, V). Az arzén és kisebb mértékben az antimon kivételt képez ez alól, mivel ezek a Balatonban össze-

3. táblázat. Elemkoncentrációk a Zala-Kis-Balaton-Keszthelyi-öböl rendszerben és összehasonlításképpen néhány természetes felszíni vízrendszerben (µg/l)

Table 3. Element concentration in the “Zala - Kis-Balaton - Keszthely Bay” system and for comparison concentration of different surface waters (µg/l)

Antimon (Sb)		
NAGY et al. 2006		
Zala-Kis-Balaton-	május	0,085-0,338
Keszthelyi-öböl	szeptember	0,062-0,487
	február	0,075-0,256
VAN DER WEIJDEN et al. 1990		
óceánátlag		átlag 0,146
Tyróli- és Bannocki-medence		átlag 0,195
BORG 1983		
Dél-Svédország		átlag 0,140
Észak-Svédország		átlag 0,130
BYRD 1990		
Kwai		átlag 0,043
Sri Sakarin		átlag 0,080
Taiwan		átlag 0,035
Nag Dong		átlag 0,054
Geum		átlag 0,237
Ara (Japán)		
Tama (Japán)		
Connecticut		
Delaware		
Hudson		
Potomac		
Satilla		
átlag 0,184		
átlag 0,056		
átlag 0,139		
átlag 0,167		
átlag 0,265		
átlag 0,419		
átlag 0,144		
Arzén (As)		
NAGY et al. 2006		
Zala-Kis-Balaton-	május	1,58-3,99
Keszthelyi-öböl	szeptember	2,33-11,67
	február	1,01-3,44
SEYLER 1985		
Loire		1,46-2,95
Rajna		átlag 1,51
Dordogne		átlag 0,66
Garonne		átlag 1,36
Tage		
Pavin Surf-tó		
átlag 3,80		
átlag 0,56		
BYRD 1990		
Kwai		5,24-6,05
Sri Sakarin		7,79-9,37
Taiwan		0,28-1,02
Nag Dong		0,32-0,34
Geum		átlag 0,73
Ara (Japán)		1,03-1,77
Tama (Japán)		átlag 0,40
Connecticut		átlag 0,16
Delaware		átlag 0,06
Hudson		átlag 0,25
Potomac		átlag 0,12
Satilla		átlag 0,11
Medway (Kanada)		átlag 0,15

## 3. táblázat folytatása – Continuation Table 3

HUANG et al. 1988	
Huanghe	átlag 11,39
BORG 1983	
Dél-Svédország	átlag 0,19
Észak-Svédország	átlag 0,22
MANNIO et al. 1995	
Lappföld	átlag 0,88
<i>Bárium (Ba)</i>	
NAGY et al. 2006	
Zala-Kis-Balaton- Keszthelyi-öböl	május 35,10-62,75 szeptember 29,06-68,67 február 29,78-55,94
VIOLLIER et al. 1995	
Pavin-tó, hypolimnion	0,96-1,24
Pavin-tó, epilimnion	3,71-115,50
FALKNER et al. 1991	
Bajkál-tó	9,23-10,59
<i>Cink (Zn)</i>	
NAGY et al. 2006	
Zala-Kis-Balaton- Keszthelyi-öböl	május 0,41-0,91
SCHILLER, BOYLE 1985	
Missisipi	0,11-0,27 átlag 0,20
Jangce	átlag 1,18
Amazonas	átlag 1,57
Orinoco	átlag 1,24
Amazonas, Iquitos	átlag 0,08
Amazonas, torkolat	átlag 0,02
Negro	átlag 0,68
Tapajos	átlag 0,18
Xingu	átlag 0,25
Orinoco, Puerto Ordaz	átlag 0,13
Ohio:	
Wheeling	átlag 3,20
Greenup Dam	átlag 0,78
Warsaw	átlag 0,39
Cannelton Dam	átlag 0,61
Mound City	átlag 0,29
Cumberland, Barkley Dam	átlag 0,10
Tennessee, Kentucky Dam	átlag 0,12
Missisipi:	
Cape Girardeau	átlag 0,19
Baton Rouge	átlag 0,10
Krotz Springs	átlag 0,18
Keleti part (Észak-Amerika):	
Connecticut	átlag 0,92
Delaware	3,92-13,07
Potomac	átlag 0,54
BORG 1983	
Dél-Svédország	átlag 11,00
Észak-Svédország	átlag 7,00
FALKNER et al. 1991	
Bajkál-tó	0,20-0,56
MANNIO et al. 1995	
Lappföld	átlag 7,86
ZHANG et al. 1994	
Huanghe	0,07-0,33 átlag 0,23
MARTIN et al. 1994	
Velence, tél (lagúna)	0,47-3,88 átlag 2,03

Velence, tavasz (lagúna)	0,31-2,15 átlag 1,35
GUEIU et al. 1996	
Lena-Laptev-tenger (édesvíz)	átlag 0,08
Salánki et al. 1992	
Kis-Balaton	6,99-12,94
<i>Kadmium (Cd)</i>	
NAGY et al. 2006	
Zala-Kis-Balaton- Keszthelyi-öböl	május 0,002-0,013 szeptember 0,000-0,006 február 0,004-0,019
ELBAZ-POULICHET 1988	
Loire	átlag 0,125
Gironde	átlag 0,059
Rajna	átlag 0,048
Huaghne	átlag 0,004
Changijang	átlag 0,003
GUAN 1989	
Rajna	átlag 0,033
Földközi-tenger	átlag 0,006
FALKNER et al. 1991	
Bajkál-tó	átlag 0,002
MANNIO et al. 1995	
Lappföld	átlag 0,020
BORG 1983	
Dél-Svédország	átlag 0,003
Észak-Svédország	átlag 0,003
SALÁNKI et al. 1992	
Kis-Balaton	0,030-0,060
ZHANG et al. 1994	
Huanghe	0,001-0,006 átlag 0,002
MARTIN et al. 1994	
Velence, tél (lagúna)	átlag 0,011
Velence, tavasz (lagúna)	átlag 0,009
GUEIU et al. 1996	
Lena-Laptev-tenger (édesvíz)	átlag 0,006
<i>Mangán (Mn), oldott</i>	
NAGY et al. 2006	
Zala-Kis-Balaton- Keszthelyi-öböl	május 0,29-288,64 szeptember 0,32-175,09 február 0,21-53,13
BORG 1983	
Dél-Svédország	átlag 194,97
Észak-Svédország	átlag 41,97
MANNIO et al. 1995	
Finn tavak	átlag 22,96
SIGG et al. 1987	
Zürichi-tó	0,55-1922,83
SIGG et al. 1991	
Greifen-tó	5,49-192,28 átlag 125,26
VIOLLIER et al. 1995	
Pavin-tó	0,55-4,01
BALISTRERI et al. 1994	
Hall-tó, felszín	0,08-0,09 átlag 0,09
Hall-tó, anoxia	1,43-3,74 átlag 2,35
ZHANG et al. 1994	
Huanghe	0,55-2,20 átlag 1,79

TAPPIN et al. 1995	
Északi-tenger	0,05-18,90
<i>Mangán (Mn), lebegő anyag</i>	
NAGY et al. 2006	
Zala-Kis-Balaton- Keszthelyi-öböl	május 30,36-190,58 szeptember 5,19-288,37
SIGG et al. 1987	
Zürichi-tó	9,06-5548,74
SIGG et al. 1991	
Greifen-tó	6,04-2091,65
MARTIN, MEYBECK 1976	
Huanghe	29,78-48,62 átlag 42,14
TAPPIN et al. 1995	
Északi-tenger	0,71-153,83
<i>Molibdén (Mo)</i>	
NAGY et al. 2006	
Zala-Kis-Balaton- Keszthelyi-öböl	május 0,07-2,80 szeptember 0,02-3,20 február 0,14-2,96
SCHILLER, BOYLE 1987	
Missisipi	0,84-2,59 átlag 1,06
Jangce	átlag 1,06
Amazonas	átlag 0,14
Orinoco	átlag 0,12
BORG 1983	
Dél-Svédország	átlag <0,08
Észak-svédországi felszíni vizek	átlag <0,08
<i>Nikkel (Ni)</i>	
NAGY et al. 2006	
Zala-Kis-Balaton- Keszthelyi-öböl	május 0,41-1,06 szeptember 0,70-1,80 február 0,56-1,49
SCHILLER, BOYLE 1987	
Missisipi	1,25-1,54 átlag 1,35
Jangce	átlag 0,12
Amazonas	átlag 0,29
Orinoco	átlag 0,22
BORG 1983	
Dél-Svédország	átlag <0,99
Észak-Svédország	átlag <0,9
FALKNER et al. 1991	
Bajkál-tó	0,08-0,18
MANNIO et al. 1995	
Lappföld	átlag 0,25
SALÁNKI et al. 1992	
Kis-Balaton	0,70-1,30
MARTIN et al. 1994	
Velence (lagúna), tél	0,37-0,76 átlag 0,59
Velence (lagúna), tavasz	0,38-1,52 átlag 1,06
GASSAMA et al. 1994	
Aydat-tó	0,21-0,33 átlag 0,25
<i>Ólom (Pb)</i>	
Nagy et al. 2006	
Zala-Kis-Balaton- Keszthelyi-öböl	május 0,002-0,278 átlag 0,184

## 3. táblázat folytatása – Continuation Table 3

ELBAZ-POULICHET 1988		
Loire	átlag 0,184	
Gironde	0,095–0,151	
Rajna	átlag 0,089	
Huanghe	átlag 0,037	
Changijang	átlag 0,056	
Torkolati előtér:		
Loire	átlag 0,048	
Gironde	átlag 0,087	
Rajna	átlag 0,116	
Huanghe	0,025–0,033	
Changijang	0,010–0,093	
GUAN 1989		
Rajna	átlag 0,082	
Földközi-tenger	átlag 0,086	
MANNIO et al. 1995		
Lappföld	átlag 0,052	
BORG 1983		
Dél-Svédország	átlag 0,139	
Észak-Svédország	átlag 0,087	
SALÁNKI et al. 1992		
Kis-Balaton	0,497–0,700	
ZHANG et al. 1994		
Huanghe	0,010–0,041 átlag 0,029	
MARTIN et al. 1994		
Velence, tél (lagúna)	0,021–0,149 átlag 0,091	
Velence, tavasz (lagúna)	0,046–0,110 átlag 0,077	
GUIEU et al. 1996		
Lena -tenger Laptev (édesvíz)	átlag 0,041	
<i>Réz (Cu)</i>		
NAGY et al. 2006		
Zala -Kis-Balaton - Keszthelyi-öböl	május	0,09–0,84
	szeptember	0,09–0,96
	február	0,22–1,27
SCHILLER, BOYLE 1987		
Missisipi	1,16–1,96 átlag 1,46	
Jangce	átlag 1,14	
Amazonas	átlag 1,53	
Orinoco	átlag 1,21	
BORG 1983		
Dél-Svédország	átlag 0,68	
Észak-Svédország	átlag 0,90	
FALKNER et al. 1991		
Bajkál-tó	0,15–0,25 átlag 0,00	
MANNIO et al. 1995		
Lappföld	átlag 1,13	
GUAN 1991		
Rajna	átlag 2,40	

Földközi-tenger			átlag 0,10
ELBAZ-POULICHET 1988			
Huanghe	átlag 1,00		
Changijang	1,30–2,20		
SALÁNKI et al. 1992			
Kis-Balaton	0,90–1,40		
ZHANG et al. 1994			
Huanghe	0,95–1,59 átlag 1,39		
MARTIN et al. 1994			
Velence, tél (lagúna)	átlag 0,55		
Velence, tavasz (lagúna)	0,46–1,34 átlag 0,87		
GUIEU et al. 1996			
Lena-Laptev-tenger (édesvíz)	átlag 0,88		
<i>Rubídium (Rb)</i>			
NAGY et al. 2006			
Zala -Kis-Balaton - Keszthelyi-öböl	május	0,50–3,54	
	szeptember	0,88–4,38	
	február	0,63–2,61	
VIOLLER et al. 1995			
Pavin-tó, hypolimnion	5,81–6,75		
Pavin-tó, epilimnion	12,14–22,74		
FALKNER et al. 1991			
Bajkál-tó	0,57–0,67		
<i>Stroncium (Sr)</i>			
Nagy et al. 2006			
Zala -Kis-Balaton - Keszthelyi-öböl	május	157,69–367,09	
	szeptember	184,62–379,40	
	február	136,24–383,33	
FALKNER et al. 1991			
Bajkál-tó	0,11–0,12		
Sigg et al. 1987			
Zürich-tó	20,22–33,70		
<i>Uránium (U)</i>			
NAGY et al. 2006			
Zala -Kis-Balaton - Keszthelyi-öböl	május	0,321–7,248	
	szeptember	0,050–5,886	
	február	1,362–6,405	
PALMER, EDMOND 1992			
Amazonas	átlag 0,033		
Zaire	átlag 0,031		
Orinoco	átlag 0,024		
Jangce	átlag 0,452		
Brahmaputra	átlag 1,690		
Missisipi	átlag 0,309		
Xingu	átlag 0,014		
Tapajós	átlag 0,017		
Parana	átlag 0,017		
Mekong	átlag 0,064		
Ganges	átlag 3,975		
Gyöngy-folyó	átlag 0,240		
Yukon	átlag 0,543		

Rajna	átlag 0,438	
Duna	átlag 1,083	
Rhone	átlag 1,407	
Viktória-Nílus	átlag 0,014	
Huanghe	átlag 4,856	
Vistula	átlag 0,657	
Senegal	átlag 0,017	
Elba	átlag 2,064	
Kék-Nílus	átlag 0,131	
Tisza	átlag 0,433	
Seine	átlag 0,631	
Orange	átlag 0,997	
Rio Grande	átlag 0,219	
FALKNER et al. 1991		
Bajkál-tó	átlag 0,421	
VAN DER WEIJDEN et al. 1990		
óceánátlag	átlag 3,213	
Tyrói- és Bannocki-medence	átlag 3,451	
<i>Vanádium (V)</i>		
NAGY et al. 2006		
Zala -Kis-Balaton - Keszthelyi-öböl	május	655,1–2396,8
	szeptember	463,1–4088,6
	február	652,1–2348,4
JEANDEL et al. 1987		
Atlanti-óceán	1635,2–2180,3	
Csendes-óceán	2093,7–2862,9	
Földközi-tenger	1528,3–1732,0	
SCHILLER, BOYLE 1987		
Amazonas	átlag 1711,7	
Amazonas-torkolat	átlag 616,4	
Negro	átlag 224,1	
Tapajós	átlag 219,1	
Xingu	átlag 280,2	
Orinoco	átlag 239,4	
Jangce	átlag 1548,6	
Ohio:		
Ohoi Wheeling	átlag 25,5	
Ohio, Geenup Dam	átlag 117,2	
Ohio, Warsaw	átlag 178,3	
Ohio, Cannelton Dam	átlag 132,4	
Ohio, Mound City	átlag 275,1	
Cumberland, Barkley Dam	átlag 315,8	
Tennessee, Kentucky Dam	átlag 254,7	
Missisipi:	átlag 1569,0	
Cape Girardeau	átlag 2109,0	
Baton Rouge	átlag 1110,5	
Krotz Springs	átlag 1049,4	
Keleti part (Észak-Amerika):		
Connecticut	átlag 387,2	
Delaware	átlag 305,7	
Potomac	átlag 351,5	

hasonlíthatóan magasabb koncentrációban fordulnak elő.

Néhány fém esetében a mért elemtartalom azonos a nyílt óceánokban találhatóval. A legtöbb fém esetében a vízben mért alacsony koncentráció azt jelenti, hogy a Balaton kevésbé szennyezett, illetve a csapdázódási folyamatok jól működnek. A tavakban végbemenő csapdázódási folyama-

tokat már megfigyelték olyan tavaknál, ahol a kérdéses elemek bevitelle bizonyíthatóan jelentős volt, ugyanakkor a víztestben mért koncentrációk alacsonynak bizonyultak (SIGG et al. 1982).

A cink, ólom és kadmium általunk mért vízben oldott koncentrációi tízszer, ötször, illetve kétszer alacsonyabbak, mint amit SALÁNKI et al. (1992) mértek. Valószínű, hogy a

jelentős eltérést a mintavétel és a kezelés során bekövetkező szennyeződés okozhatja. A méréseikhez használt GFAAS (Graphite Furnace Atomic Absorption Spectrometry) analitikai módszer ugyanis nem rendelkezik megfelelő alsó méréshatárral, ami a felsorolt, kis koncentrációban előforduló elemek meghatározásánál fontos.

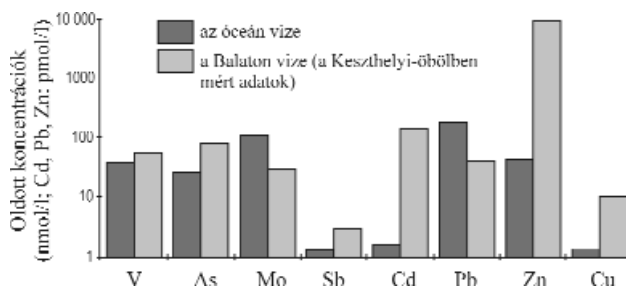
Ugyanakkor az üledékben mért koncentrációk, amelyek általában kevésbé érzékenyek az utólagos szennyezésre, a Zn, Cd és Pb esetében jó egyezést mutatnak SALÁNKI et al. (1992) és MÜLLER (1981) tanulmányaiban leírt koncentrációkkal. Ezek az értékek, az ólom kivételével, nem utalnak emberi tevékenységből származó szennyeződésre.

A SALÁNKI et al. (1982) és a V.-BALOGH (1985) puhatestűek vizsgálata alapján kimutatott szennyezettség csak a Balaton parti sávjában jellemző. Valószínű, hogy a bekerülő fémek nagy része nem éri el a tó nyílt vizét, mivel ezt megelőzően a parti sávban csapdázódik.

## Összefoglalás

Az „ultratiszta” analitikai módszerekkel kapott nyomelem-koncentrációk lényegesen kisebbek, mint ami várható volt az eddigi hagyományos analitikai technikákkal kapott eredmények alapján.

Elmondható, hogy a Zala-Kis-Balaton-Keszthelyi-öböl vízrendszer fémekkel nem szennyezett. A kapott koncentrációk a Keszthelyi-öbölben mért ólom, cink, kadmium, réz kivételével (amelyek magas értékeit légköri szennyezés okozza), jó egyezést mutatnak az óceáni értékekkel, (17. ábra). Az egyes elemek előfordulási mennyisége összetett (biológiai, hidrológiai, kémiai) folyamatok eredménye, ami a nyitott, sokparaméteres rendszer bonyolultságából fakad (NAGY et al. 1997, 2006). Ilyen például néhány változó vegyértékű elem (Mo, V és U) viselkedése, amelyek redukzív környezetben csapdázódnak a Kis-Balaton-2 üledékeiben, ugyanakkor a Balatonban, ahol oxidatív körülmények uralkodnak, vízben oldott koncentrá-



17. ábra. Összehasonlító grafikon a Balaton (Keszthelyi-öböl) és az óceán vizének néhány nyomelemértékéről

Figure 17. Comparative diagram of some trace element values in the water of ocean and Lake Balaton (Keszthely Bay)

ciójuk megnő. Másik példa a cink és az ólom, amelyek oldatba vitele elsősorban a pH és így közvetve a biológiai aktivitás függvénye. A cink esetében kimutattuk, hogy algavirágzás idején (utóbbi a víz pH-értékének növekedése is jelzi) csökken a vízben oldott mennyiségük. Ennek oka, hogy a cink az algák számára esszenciális elem, melyet a vízből kivonva szervezetében raktároz, majd elpusztulása után az üledékrétegben felhalmoz. Hasonlóan, algavirágzás esetén csökken a vízben oldott ólom mennyisége is. A jelenség azonban egészen más okkal magyarázható. Az alga mennyiségének növekedése következtében nő a nagy fajlagos felületű szerves anyag és az algák termelte karbonát mennyisége, amelyek felületére adszorbeálódik ólom.

## Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk megköszönni Pomogyi Piroska és Süle György kollégáknak a terepi munka és a rutin laboratóriumi mérések kivitelezésekor nyújtott segítségét. Hálásak vagyunk Horváth István kollégánknak a cikk lelkiismeretes szakmai lektorálásáért és tanácsaiért, továbbá Balla Zoltán főszerkesztő minden részletre kiterjedő, jobbitó szándékú javításaiért.

## Irodalom — References

- ANDERSON, R., FLEISHER, M., LEHURAY, A. 1989: Concentration, oxidation state, and particulate flux of Uranium in the Black Sea. — *Geochimica Cosmochimica Acta* 53 (9), pp. 2215–2224.
- ANDREAE, M. O. 1979: Arsenic speciation in seawater and interstitial waters: the influence of biological-chemical interactions on the chemistry of a trace element. — *Limnology and Oceanography* 24 (6), pp. 440–452.
- AURILLO, A., MASON, R., HEMOND, H. 1994: Speciation and fate of arsenic in three lakes of the Aberjona watershed. — *Environmental Science and Technology* 28 (4), pp. 577–585.
- BALISTRERI, L. S., MURRAY, J. W., PAUL, D. 1992: The hydrogeochemical cycling of trace metals in the water column of Lake Sammamish, Washington: response to seasonally anoxic conditions. — *Limnology and Oceanography* 37 (3), pp. 529–548.
- BALISTRERI, L. S., MURRAY, J. W., PAUL, B. 1994: The geochemical cycling of trace elements in a biogenic merimictic lake. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58 (19), pp. 3993–4008.
- BORG, H. 1983: Trace metals in Swedish fresh waters. — *Hydrobiologia* 101 (1–2), pp. 27–34
- BOYLE, E. A., HUESTED, S. 1983: Aspects of the surface distribution of Cu, Ni, Cd, and Pb in the North Atlantic and North Pacific. — In: WONG C. S., BOYLE, E. A., BRULAND K. W., BURTON J. D., GOLDBERG E. D. (eds): *Trace Metals in Seawater. Proceedings of NATO Advanced Research Institute on Trace Metals in Seawater*. Erice, Italy, Plenum Press, pp. 379–393.
- BOYLE, E. A., SCLATER, F. R., EDMOND, J. 1977: The distribution of dissolved Cu in the Pacific. — *Earth and Planetary Science Letters* 37, pp. 54–58.

- BRULAND, K. W. 1980: Oceanographic distribution of Cd, Zn, Ni and Cu in the Northeast Pacific. — *Earth and Planetary Science Letters* 47 (2), pp. 176–198.
- BYRD, J. T. 1990: Comparative geochemistries of arsenic and antimony in rivers and estuaries. — *The sciences of the Total Environment* 97–98 (1), pp. 301–314.
- COALE, K., BRULAND, K. W. 1988: Copper complexation in the Northeast Pacific. — *Limnology and Oceanography* 33 (5), pp. 1084–1101.
- CSEERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlemények* 132 (különszám), pp. 193–213.
- ELBAZ-POULICHET, F. 1988: Apport fluviaux et estuariens de Pb, Cd, et Cu aux océans. Comparaison avec l'apport atmosphérique. — *Kézirat, doktori értekezés* (franciául), Université de Paris, Párizs.
- ELBAZ-POULICHET, F., GARNIER, J. M., GUAN, D. M., MARTIN, J. M., THOMAS, A. J. 1996: The conservative behaviour of trace metals (As, Cd, Cu, Ni and Pb) in the surface plume of stratified estuaries: example of the Rhone River France. — *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 42 (3), pp. 289–310.
- ELBAZ-POULICHET, F., NAGY, A., CSEERNY, T. 1997a: The Distribution of Redox Elements (U, As, Sb, V and Mo) along a River-Wetland-Lake system (Balaton Region, Hungary). — *Aquatic Geochemistry* 3, pp. 267–282.
- ELBAZ-POULICHET, F., NAGY, A., CSEERNY, T., POMOGYI, P. 1997b: Biogeochemistry of trace metals (Mn, Sr, Rb, Ba, Cu, Zn, Pb, Cd) in a river-wetland-lake system (Balaton region, Hungary). — *Aquatic Chemistry* 2, pp. 379–402.
- FALKNER, K. K., MEASURES, I. C., HEBRELIN, E. S., EDMOND, M. J. 1991: The major and minor element geochemistry of Lake Baikal. — *Limnology and Oceanography* 36 (3), pp. 413–423.
- GARNIER, J. M., MARTIN, J. M., MOUCHEL, J. M., THOMAS, A. J. 1991: Surface reactivity of the Rhone suspended matter and relation with trace element sorption. — *Marine Chemistry* 36 (3–4), pp. 267–289.
- GASSAMA, N., SARAZIN, G., EVRARD, M. 1994: The distribution of Ni and Co in a eutrophic lake: an application of a square-wave voltammetry method. — *Chemical Geology* 118 (1–4), pp. 221–233.
- GUAN, D. 1989: Elements traces dissous en milieu fluvial, estuarien et marin: distribution, spéciation et comportement. — *Doktori értekezés* (franciául) — Université Pierre et Marie Curie, Paris, Párizs.
- GUIEU, C., HUANG, W. W., MARTIN, J. M., YONG, Y. Y. 1996: Outflow of trace metals into the Laptev Sea by the Lena River. — *Marine Chemistry* 53 (3–4), pp. 255–267.
- HANSON, A. K., SAKAMOTO-ARNOLD, C. M., HUITZENGA, D. M., KESTER, D. R. 1988: Copper complexation in the Sargasso Sea and Gulf Stream warmcore ring waters. — *Marine Chemistry* 20 (4), pp. 299–312.
- HUANG, W. W., MARTIN, J. M., SEYLER, P., ZHANG, J., ZHONG, X. M. 1988: Distribution and behavior of Arsenic in the Huanghe (Yellow River) estuary and Bohai Sea. — *Marine Chemistry* 25 (1), pp. 75–91.
- JEANDEL, C., CAISSO, M., MINSTER, J. F. 1987: Vanadium behaviour in the global ocean and the Mediterranean Sea. — *Marine Chemistry* 21 (1), pp. 51–74.
- KLINKHAMMER, G., PALMER, M. 1991: Uranium in the oceans where it goes and why? — *Geochimica Cosmochimica Acta* 55 (7), pp. 1799–1806.
- KOZAR, S., BILINSKI H., BRANICA M. 1992: Adsorption of Pb and Cd ions on calcite in the Krka estuary. — *Marine Chemistry* 40 (3–4), pp. 215–230.
- LORENS, R. 1981: Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rates. — *Geochimica Cosmochimica Acta* 45 (4), pp. 553–562.
- LOVLEY, D., PHILLIPS, E., GORBY, Y., LANDA, E. 1991: Microbial reduction of Uranium. — *Nature* 350 (6317), pp. 413–416.
- MAGYAR, B., MOOR, H. C., SIGG, L. 1993: Vertical distribution and transport of molybdenum in a lake with seasonally anoxic hypolimnion. — *Limnology and Oceanography* 38 (3), pp. 521–531.
- MANNIO, J., JÄRRVINEN, O., TUOMINEN, R., VERTA, M. 1995: Survey of trace elements in lake waters of Finnish Lapland using ICP-MS technique. — *The sciences of the Total Environment* 160–161 (1), pp. 433–439.
- MARTIN, J. M., MEYBECK, M. 1976: The content of major elements in the dissolved and particulate load of rivers. Biogeochemistry of estuarine sediments. — *Proceedings of a UNESCO/SCOR workshop*. Melreux, Belgium, UNESCO Press, pp. 95–110.
- MARTIN, J. M., HUANG, W. W., YOON, Y. Y. 1994: Level and fate of trace metals in the lagoon of Venice (Italy). — *Marine Chemistry* 46 (4), pp. 371–386.
- MEECE, D., BENNINGER, L. 1993: The coprecipitation of Pu and other radionuclides with CaCO<sub>3</sub>. — *Geochimica Cosmochimica Acta* 57 (7), pp. 1447–1458.
- MÜLLER, G. 1981: Heavy metals and nutrients in the sediments of Lake Balaton, Hungary. — *Environmental Technology Letters* 2, pp. 39–48.
- NAGY, A., CSEERNY, T., ELBAZ-POULICHET, F. 1997: Geochemical investigations in a nature conservation area. Case study: Trace metals in the system of Zala-river - Kis-Balaton - Keszthely-bay. — *In the Proceedings of Symposium Research, Conservation, Management, Aggtelek-Jósvafő, 1996*, pp. 91–110.
- NAGY A., CSEERNY T., ELBAZ-POULICHET, F. 2006: Nyomelem geokémiai kutatások a Zala–Kis-Balaton–Keszthelyi-öböl területén. — In: SZENDREY G. (szerk.): *Magyarország környezetgeokémiai állapota*. MTA Földtudományok Osztálya, Budapest, pp. 89–108.
- PALMER, M. R., EDMOND, J. M. 1992: Uranium in river water. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (10), pp. 4947–4955.
- SALÁNKI, J., LICSKÓ, I., LÁSZLÓ, F., BALOGH, K. V., MASTALA, V. 1992: Changes in the concentration of heavy metals in the Zala-Minor Balaton-Balaton system (water, sediment, aquatic life). — *Water Science and Technology* 25 (11), pp. 173–180.
- SCHAULE, B., PATTERSON, C. C. 1983: Perturbation of the natural Pb depth profiling the Sargasso Sea by industrial Pb. — In: WONG, C. S., BOYLE, E. A., BRULAND, K. W., BURTON, J. D., GOLDBERG, E. D. (eds): *Trace Metals in Sea Water. Proceedings of NATO Advanced Research Institute on Trace Metals in Seawater*. — Erice, Italy, Plenum Press, pp. 487–503.
- SHECKER, A. M., MCAVOY, D. C. 1992: MINEQL+, a software environment for chemical equilibrium modeling. — *Computers, Environment and Urban Systems* 16 (1), pp. 65–76.
- SCHILLER, A. M., BOYLE, E. A. 1985: Dissolved Zn in rivers. — *Nature* 317 (6032), pp. 49–52.
- SCHILLER, A. M., BOYLE, E. A. 1987: Variability of dissolved trace metals in the Mississippi River. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (12), pp. 3273–3277.
- SEYLER, P. 1985: Formes chimiques et comportement de l'arsenic en milieu estuarien. — *Kézirat, doktori értekezés* (franciául), Université Paris 6., Párizs.
- SEYLER, P., MARTIN, J. M. 1989: Biogeochemical processes affecting arsenic species distribution in a permanently stratified lake. — *Environmental Science and Technology* 28 (10), pp. 1258–1263.

- SIGG, L., JOHNSON, C. A., KUHN, A. 1991: Redox condition and alkalinity generation in a seasonally anoxic lake (Lake Greifen). – *Marine Chemistry* 36 (1), pp. 9–26.
- SIGG, L., KISTLER, D., ULRICH, M. 1996: Seasonal variations of Zinc in an eutrophic lake. – *Aquatic geochemistry* 1, pp. 313–328.
- SIGG, L., STURM, M., STUMM, W., KISTLER, D. 1987: Vertical transport of heavy metals by settling particles in Lake Zurich. – *Limnology and Oceanography* 32 (1), pp. 112–130.
- SIGG, L., STURM, M., STUMM, W., MART, L., NURNBERG, H. W. 1982: Schwermetalle im Bodensee. – Mechanismen der Konzentrationsregulierung. *Naturwissenschaften* 69 (11), pp. 546–547.
- STUMM, W., MORGAN, J. 1981: *Aquatic Chemistry*. 2nd edition. – Wiley Interscience, New York, p. 403, 425.
- TAPPIN, A. D., MILLWARD, G. E., STATHAM, P. J., BURTON, J. D., MORRIS, A. W. 1995: Trace metals in the Central and Southern North Sea. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 41 (3), pp. 275–323.
- V.-BALOGH, K. 1985: Seasonal and local variation in the heavy metal concentration in animals of Lake Balaton. – In: SALÁNKI, J. (ed.): *Heavy Metals in Water Organisms. Symposia Biologica Hungarica* 29, pp. 119–139.
- V.-BALOGH, K. 1988: Comparison of mussels and crustacean plankton to monitor heavy metal pollution. – *Water, Air, and Soil Pollution* 37 (3–4), pp. 281–292.
- V.-BALOGH, K., SALÁNKI, J. 1987: Biological monitoring of heavy metal pollution in the region of Lake Balaton (Hungary). – *Acta Biologica* 38 (1), pp. 13–30.
- VAN DER WEIJDEN, C., MIDDLEBURG, J., DELANGE, G., VAN DER SLOOT, H., HOEDE, H., WOITTEZ, R. 1990: Profiles of the redox-sensitive trace elements As, Sb, V, Mo and U in the Tyro and Bannock Basin (eastern Mediterranean). – *Marine Chemistry* 31 (1), pp. 171–186.
- VIOLLIER, E., JÉZÉQUEL, D., MICHARD, G., PÉPE, M., SARAZIN, G., ALBÉRIC, P. 1995: Geochemical study of a crater lake (Pavin Lake, France): Trace-element behaviour in the monimolimnion. – *Chemical Geology* 125 (1–2), pp. 61–72.
- WARTEL, M., SKIKER, M., AUGER, Y., BOUGHRIET, A., PUSKARIC, E., GUEGUENIAT, P. 1991: Seasonal variations of Mn<sup>2+</sup> adsorption onto calcareous surfaces in the English Channel and its implication on the Mn-distribution coefficient. – *Marine Chemistry* 36 (1–2), pp. 85–105.
- WHERLI, B., STUMM, W. 1989: Vanadyl in natural waters: Adsorption and hydrolysis promote oxygenation. – *Geochimica Cosmochimica Acta* 53 (1), pp. 69–77.
- WOLLAST, R., VANDERBORGH, J. P. 1994: Aquatic carbonate systems: chemical processes in natural waters and global cycles. – In: BODIGLIANO, G., STUMM, W. (eds): *Chemistry of Aquatic Systems: Local and Global Perspectives*. Kluwer Academic Publishers, London, pp. 47–71.
- XUE, H., SIGG, L. 1993: Free cupric ion concentration and Cu(II) speciation in an eutrophic lake. – *Limnology and Oceanography* 38 (6), pp. 1200–1213.
- ZHANG, J., HUANG W. W., WANG, J. H. 1994: Trace-metals chemistry of the Huanghe (Yellow River), China - Examination of the data from in situ measurements and laboratory approach. – *Chemical Geology* 114 (1–2), pp. 83–94.

## Montmorillonit rétegekzi terében lévő egy- és kétértékű kationok termoanalitikai vizsgálata

*Thermoanalytical investigation of mono- and bivalent interlayer cations in montmorillonite*

FÖLDVÁRI MÁRIA, KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: kationcsere, montmorillonit, termoanalitika, röntgendiffrakció

### Összefoglalás

Különböző természetes ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ) és kationcserélt ( $\text{Cs}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ag}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Hg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ) montmorillonitokat vizsgáltunk röntgendiffrakciós és termoanalitikai módszerrel. A két módszer elsősorban a rétegekzi térben lévő kationokról nyújt információt. Míg a röntgendiffrakciós módszer a 001 bázisreflexió mérésével főleg az egy- és kétértékű kationok megkülönböztetésére ad lehetőséget, a termoanalitikai vizsgálat kétértékű kationok esetében a rétegekzi térben lévő kation vízburkának eltávozási hőmérséklete, egyértékű kationok esetében pedig az egylépcsős dehidrációs folyamat szimmetriaviszonyai alapján tesz lehetővé finomításokat.

Key words: cation exchange, montmorillonite, thermal analysis, XRD

### Abstract

Various natural ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ) and cation-exchanged ( $\text{Cs}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ag}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Hg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ) montmorillonites were studied by means of X-ray diffraction and thermal analysis. The two methods give information on the cation in the interlayer space only. The X-ray diffraction is mainly suitable for the distinction between the mono- and bivalent cations. The thermal analysis in the case of bivalent cations based on the temperature of the elimination of water co-ordinated round the cation, in the case of monovalent cations, the symmetry of the dehydration reaction can give a possibility for finer interpretation.

### Bevezetés

Az agyagásványok, és ezen belül a montmorillonitok fontos alkotói környezetünknek. Kationcsere-képességük következtében jelentős szerepük van a talajban, a víz-kőzet kölcsönhatás folyamataiban és a környezetföldtani kérdések vizsgálatában, továbbá felhasználhatók a környezetvédelemben (hulladéktárolók szigetelőanyaga). Az utóbbi időben nagyszámú publikáció foglalkozik mesterségesen kationcserélt montmorillonitok vizsgálatával.

A termoanalitikai vizsgálat során alacsony hőmérsékleti tartományban a montmorillonitban molekuláris formában jelenlévő víztartalmat tudjuk vizsgálni. A dehidrációs reakció aprólékos elemzésével a rétegekzi térről a röntgendiffrakciós vizsgálat alapadatait kiegészítő információkat nyerhetünk.

Az agyagszemcsék felületén adszorpciós erőkkel kötött vízrétegek jelenhetnek meg, melyek kötéserejét a szemcsék felületi tulajdonságai szabják meg. Az adszorpciós kötések feltétele a poláros felület, ezért adszorpciós erőkkel a dipol természetű molekulák, leggyakrabban a polarításra hajlamos szilikátok  $\text{SiO}_4$  és  $\text{AlO}_4$  tetraéderein kötődnek.

A felületen lévő poláros ionok vagy atomcsoportok a poláros vízmolekulákat van der Waals-erőkkel, irányítottan megkötik. Ez a kötés a 2:1 típusú agyagásványok felületi Si—O—Si (sziloxán) vagy Si—O—Al csoport oxigénje és a víz hidrogénje közti kapcsolaton alapul. A vízmegkötési képesség függ az Si—O—Si hajlásszögétől. A leginkább hidrofil természetűek a  $<109^\circ$  hajlásszögű (ideális tetraéder) csoportok. A sziloxáncsoportok hajlásszögének növekedésével csökken a hidrofil tulajdonság. Az Si—O—Al csoport hidrofil jellege erősebb, mint az Si—O—Si csoporté. A kialakuló monomolekuláris vízréteg maga is



poláros felületet hoz létre, és így azon további molekulák tudnak orientáltan megtapadni. Kb. 3 vízréteg mutat eltérő tulajdonságot a tömeges víztől. Ebben az 1 nanométeres távolságban az agyag és a víz szilárd fázist képez. A felületen kationok is adszorbeálódhatnak, ezek általában nem hidratált formában, hanem közvetlen kation–oxigén kötéssel kötődnek meg.

A rétegszilikátok felületi kötődéseit lehetővé teszik a szakadt tetraédes vagy oktaédes rétegsíkok sarki pozícióin kialakuló funkcionális csoportok is, melyek nagyon aktívak. Ha ezek az aktivált csoportok vízzel lépnek kapcsolatba, kemiszorpció útján amfoter hidroxil felületekké válnak, főleg szilanol, aluminol vagy magnesol formájában. Ezen csoportok hidroxilcsoportjai a pH-tól függően protonálódhatnak, illetve deprotonálódhatnak, azaz a pH-tól függő felületi töltésük alakulhat ki, és ezeken anionokat, ill. kationokat köthetnek meg. Vízadszorpció esetén többszörös víz–hidroxil kötések képződhetnek.

Víz kötődés az ásvány külső felületén kívül (tapadó víz) az ásvány szerkezete által alkotott belső terek felületén is bekövetkezhet. Ennek a kötődésnek a mechanizmusa hasonló, mint a külső felületeken, ha a rendelkezésre álló tér elegendően nagy. A belső felületek és terek különböző méretűek és alakúak, ami jellegzetesen befolyásolja a vízkötés jellegét.

A külső fajlagos felület a legtöbb természetes minta esetében kisebb, mint a belső felület 20%-a, de a belső felület akár egy nagyságrenddel nagyobb is lehet, mint a külső.

### Az alkalmazott vizsgálati módszerek

A vizsgálatokat a Kárpát-medencéből származó természetes ill. kationcserélt bentonit mintákon végeztük (1. táblázat).

A különböző kationcseréket az alábbi oldatokkal hajtottuk végre: hordozó nélküli Cs<sup>135</sup>, KCl, NaCl, AgClO<sub>4</sub>, LiCl, BaCl<sub>2</sub>, HgCl<sub>2</sub>, CaCl<sub>2</sub>, Mn(ClO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, Cu(ClO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>. A kationcseréket Baráth Istvánné (MÁFI), továbbá Kónya József és M. Nagy Noémi (Debreceni Egyetem Izotópkémiai Tanszék) végezte.

Na-montmorillonitra vonatkozó adatokat nyertünk iparilag aktívált, kereskedelmi termékek vizsgálataiból is (Tixoton, Linto-bentonit, NSP-4900 bentofix, Muster).

A *thermoanalitikai vizsgálatok* (TA) számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Derivatograph-PC szimultán TG, DTG, DTA készülékkel, korundtégelyben, 1000 °C-ig 10 °C/perc felfűtési sebességgel és Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> inert anyaggal készültek. A termikus vizsgálatok során használt paraméterek:

$\alpha$  Tmax = a reakción belül a maximális bomlási sebességig elbomlott hányad (szimmetria)

és a formálkinetikai paraméterek aktivációs energia (E) értéke, mely a bomlási folyamat alaki eltéréseit számszerűsíti. A készülékünket kiszolgáló szoftver biztosítja ezeknek az értékeknek a meghatározását az ARNOLD et al. (1987) egyenlete alapján:

$$E = \frac{n \times [\ln(1 - a_1) - \ln(1 - a_2)]}{(1/T_1 - 1/T_2)} \times R$$

ahol:

$n$  a virtuális reakciórend = 1,26×(a/b)<sup>1/2</sup> KISSINGER (1957) nyomán (a és b a DTG-csúcs maximumát megelőző és azt követő szakasz inflexiós pontjában húzott érintőknek az időtengelyt jelentő abszcisszából kimetszett szakaszai),  
 $a_i$  a T<sub>i</sub> hőmérsékletnél elbomlott komponens hányada,  
 $T$  a megfelelő hőmérséklet,  
 $R$  = univerzális gázállandó.

Szoftverünk 0,2 konverzióval számol.

A kapott kJoule/mol dimenziójú számérték az adott reakció hőmérsékleti értékeit és a folyamatnak a hőmérsék-

1. táblázat. A vizsgált minták származása

Table 1. Locality of the investigated samples

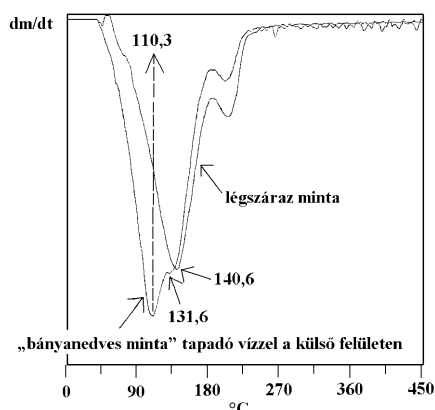
Lelőhely – Locality	Természetes – Natural		Kationcserélt – Cation exchanged										
	Na	Ca	Cs	K	Na	Ag	Li	Ba	Hg	Ca	Mn	Mg	Cu
Istenmezeje, Magyarország			+	+	+		+	+	+		+		+
Mád, Magyarország		+	+	+	+		+	+				+	
Sajóbábony, Magyarország			+	+			+	+					
Komlóska, Magyarország		+		+			+	+				+	
Sima, Magyarország				+			+	+					
Pétervására, Magyarország				+			+	+					
Dubicsány, Magyarország	+												
Kuzmice, Szlovákia		+		+			+	+				+	
Lastovce, Szlovákia				+			+	+				+	
Jelšovy-Potok, Szlovákia				+			+	+				+	
Valea Chioarului, Románia	+	+	+	+	+	+	+					+	
Buru, Románia		+		+	+		+			+			
Mujdeni, Románia		+		+	+		+	+				+	
Stejera, Románia	+						+					+	
Ocna Mureș, Románia							+	+					
Răzoare, Románia		+					+	+					

let-tartományon belüli megoszlási viszonyait együttesen tükrözi. Az egyidejűleg meghatározott reakciórenddel és preexponenciális faktoral a csúcs alakjának számszerű leírására alkalmas.

A röntgendiffrakciós vizsgálatokat (XRD) számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Philips PW 1730 diffraktométerrel végeztük a következő felvételi körülmények között: Cu antikatód, 40 kV és 30 mA csőáram, grafit monokromátor, goniómetere sebesség 2 °/perc.

### Vizsgálati eredmények

A montmorillonit melegítése során a külső felületen tapadó kolloidrendszerként felfogható szabad folyékony víz alacsonyabb hőmérsékleten távozik, mint a rétegek közötti térben lévő, ill. a külső felülettel közvetlenül érintkező (1. ábra és 2. táblázat). Légszáraz minta esetében a külső felületen kötött



1. ábra. Bányanedves bentonitminta tapadó vize és ugyanaz a minta 4 hónappal később (Buru, Románia)

Figure 1. Quarry sap on bentonite sample (from Buru, Romania) and the same sample 4 months later

2. táblázat. A Burui bentonitminta termoanalitikai mérési paramétereit\*

Table 2. Measurement parameters of the bentonite sample from Buru\*

	Minta tömeg – Sample mass	Tömegvesztés – Mass loss	1. csúcs mért hőmérséklete – Measured peak temperature I	2. csúcs mért hőmérséklete – Measured peak temperature II	1. csúcs korrigált hőmérséklete – Corrected peak temperature I*	2. csúcs korrigált hőmérséklete – Corrected peak temperature II*
	(mg)	(%)	(°C)			
Bányanedves minta – Quarry sap	113	13,1	110,3	131,6	119	145
Légszáraz minta – Air dried	158,1	7,58		140,6		146

\*Az értékek az összehasonlíthatóság céljából 18 mg vízre vannak átszámolva, mert a reakció hőmérséklete logaritmikusan függ a reakciótermék mennyiségétől. (PA „Proben Abhängigkeit” görbék, SMYKATZ-KLOSS 1974).

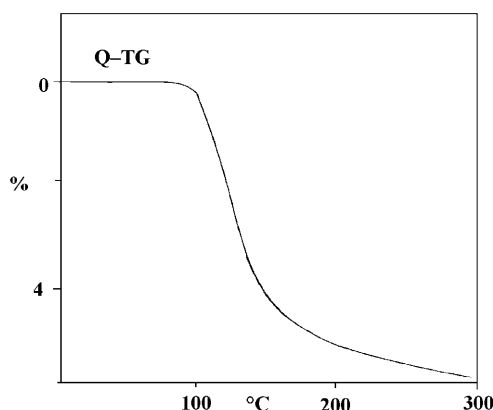
szilárd fázisként felfogható víz a termikus reakció alacsony hőmérsékletű szárán inflexió formájában észlelhető.

Agyagásványok felszínén kötött víz kötése 1,5±1 kJ/mol. A rétegek közötti térben 7,5±3 kJ/mol, kationtartalmú rétegek közötti térben 7,8–12,1 kJ/mol (KOSTER VAN GROOS, GUGGENHEIM 1987).

### Rétegek közötti víz a szmektitokban

A montmorillonitok esetében a belső teret a rétegek közötti tér alkotja. A montmorillonitok szerkezetében az oktaéderez Al-atomot Mg (vagy Fe)- és kis mértékben a tetraéderez réteg Si-atomjait Al helyettesítheti. Mivel a helyettesítő elem alacsonyabb oxidációs számú, az ennek eredményeképpen kialakuló töltéshiányt a rétegek közötti térben elhelyezkedő, rendszerint hidratált kicserélhető kationok egyenlítik ki, főleg Na, Ca, és Mg. A helyettesítések mértéke lelőhelyenként különbözik, tehát a különböző származású ásványok rétegtöltése is eltér. Víz és más poláros molekulák hatolhatnak be a rétegek közé, a rétegekre merőleges irányban a szerkezet kiterjedését okozva.

Ennek a víznek nincs szerkezetmeghatározó szerepe, a víz eltávozása nem egyensúlyi folyamat. A reakció kvázi-egyensúlyi folyamatok között nem izoterm (2. ábra).



2. ábra. A Na-montmorillonit Q-TG görbéje  
Figure 2. Q-TG curve of Na-montmorillonite

A rétegek közötti víz egyszerű modellje 3 különböző zónát különböztet meg, eltérő vízszervezettel (YARIV 1992).

2 zóna rendezett vizet tartalmaz, ezek:

- az oxigénsíknál lévő szilárd-folyadék határréteg ( $A_o$ , o = oxigénsík) és
- a rétegek közötti ionok hidrációs zónája ( $A_m$ , m = kicserélhető fém (metal)).

A harmadik zóna rendezetlen, ez a  $B_{om}$ -zóna, amely elválasztja az  $A_m$ - és az  $A_o$ -zónát.

A kationvízburok koordinációs kötése energia szempontjából átmenet az ásványban jelenlévő másodrendű, adszorpciós és elsőrendű, ionos, ill. kovalens kötések között. Mértéke a kation méretével, töltésével és elektronegativitásával összefüggésben lévő hidrációs energia szerint vál-

tozik (3. táblázat). Az  $A_m$ -zóna mérete csökken az ion méretének növekedésével és nő az ion töltésének növekedésével.

A kicserélhető kation tulajdonságai erősen befolyásolják az alacsony hőmérsékletű csúcsrendszert. Az endoterm effektus alakja lehet szimpla vagy dupla jellegű a kicserélhető kation minőségétől függően.

### 3. táblázat. Kationok hidrációs entalpiája

Table 3. Hydration enthalpies of metal cations

Töltés – charge	Hidrációs entalpia – Hydrations enthalpy (KJ/mol)					
	elektronegativitás – electronegativity <1,5			elektronegativitás – electronegativity >1,5		
	ion	radius	$\Delta H_{hyd}$	ion	radius	$\Delta H_{hyd}$
1	Cs	181	-263			
	Rb	166	-296	Pb	164	-326
	K	152	-321			
	Na	116	-405	Ag	129	-475
	Li	90	-515	Cu	91	-594
	H		-1091			
2	Ba	149	-1304			
	Sr	132	-1445	Pb	133	-1480
	Ca	114	-1592	Cd	109	-1806
				Cr	94	-1850
				Mn	97	-1845
				Fe	92	-1920
	Mg	86	-1922	Co	88	-2054
				Ni	83	-2106
				Cu	91	-2100
				Zn	88	-2044
3				Fe	78	-4376
				Al	67	-4660
4	Ce	101	-6489			

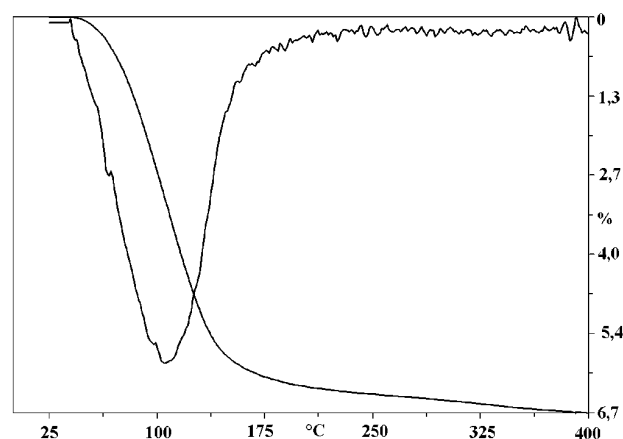
Az adatok WULFSBERG (1987) művéből származnak.

A különböző rétegek közötti kationokat tartalmazó montmorillonitok rétegek közötti terének mérete eltérő, ez a röntgendiffrakciós mérhető 001 bázisreflexió értékében tükröződik. Ha a bázisreflexió 9,8–10 Å között van a 2:1 rétegszilikát esetében, akkor adszorbeált víz főleg a külső felületen van, vagy csak alárendelt mértékben, izoláltan van a rétegek közötti térben (agyagcsillámok). Ha egy vízréteg van a rétegek közötti térben (általában egy vegyértékű kicserélhető kationok esetén) a bázistávolság 12,2–12,4 Å. Ha második vízréteg is kialakult a rétegek közötti térben (általában 2 vegyértékű kationok esetén), a bázisreflexió 14,5–15 Å között van.

Az egyértékű kation a montmorillonit rétegek közötti terében szimpla termikus dehidrációs csúcsot ad. A monorétegű víz ( $d_{(001)} = 12–12,6$  Å) mennyisége kb. 7%. A kation hidrációs száma 3 vagy 4, háromszögű vagy négyzetes planáris koordinációban, mely párhuzamos a réteggel.

A vizsgált montmorillonitok részletes eredményeit a kicserélhető kation hidrációs energiájának sorrendjében tárgyaljuk.

A Cs a rétegek közötti térben alacsony elektromos töltése és nagy mérete miatt nem koordinál vizet maga köré, nincs  $A_m$ -zónája. Két  $Cs^+$  – és két víz által alkotott komplex azonban egy egységként szorosabban kötődik. A Cs-montmorillonitban, a víz nagyobb hányada  $B_{om}$ -zónában van. A montmorillonit vízvesztése a rétegek közötti térben vagy felületen adszorbeált vizet eltávolítását tükrözi. A DTG dehidrációs csúcs szimmetrikus (3. ábra). A szimmetria mérésére a csúcs hőmérsékletig elbomló reakcióhányad ( $\alpha_{max}$ )-értéket használtuk. 10 vizsgált minta adatai alapján  $\alpha_{max}$ -érték 46–52% között változott (átlag 47%), a röntgendiffrakciósan mért 001 bázisreflexió értékek 12,28–12,49 Å között változtak (M. NAGY N. et al. 2002). Újabb vizsgálatok szerint (SUTTON, SPOSITO 2001, 2002) a Cs-montmorillonitban a



3. ábra. A Cs-montmorillonit dehidrációja

Figure 3. Dehydration of Cs-montmorillonite

rétegek közötti víz lehet kevesebb is, mint egy réteg. Az 1/3 és 2/3 víz monorétegű Cs-montmorillonit az ún. „12 Å-os Cs-szemektit”.

A  $K^+$  a legkisebb hidrációs entalpiával rendelkező kation, amelynek már van vízburok (leggyengébben köt kevés vizet maga köré, a legalacsonyabb hőmérsékleten távozik el a hidrárburok). A rétegek közötti térben egy vízréteg van. A termikus görbén a második deriválttal sem lehet ezt a reakciót biztosan azonosítani. Az aktiválási energia (E) értéke azt jelzi, hogy a vízvesztési csúcs valamivel inhomogénebb, mint a Cs esetében, az  $\alpha$  értéke arra utal, hogy a víztartalom jelentősebb része távozik el alacsonyabb hőmérsékleten.

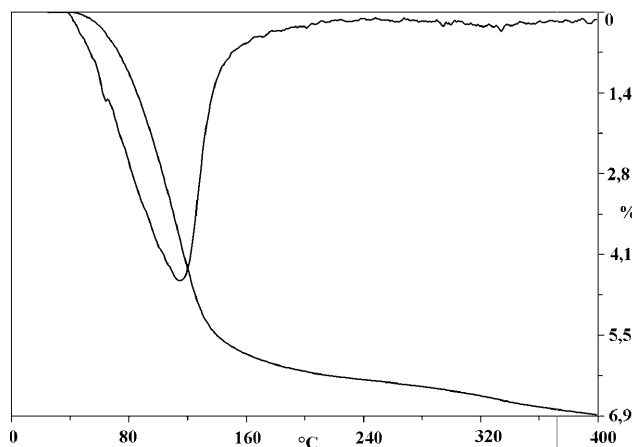
A K-montmorillonit esetében a 13 mért minta  $\alpha_{max}$ -értéke 49–67% (átlag 60%), a 001 bázisreflexió értékek az egy vízrétegnek megfelelően 12,07–12,85 Å között mutatkoztak.

A  $Na^+$ -ion a teljes víztávolság mennyiséggel korrigált hőmérsékleten valamivel magasabb, mint a  $K^+$  esetében, a többi adata viszont a K-hoz nagyon hasonló. A rétegek közötti térben szintén egy vízréteg van.

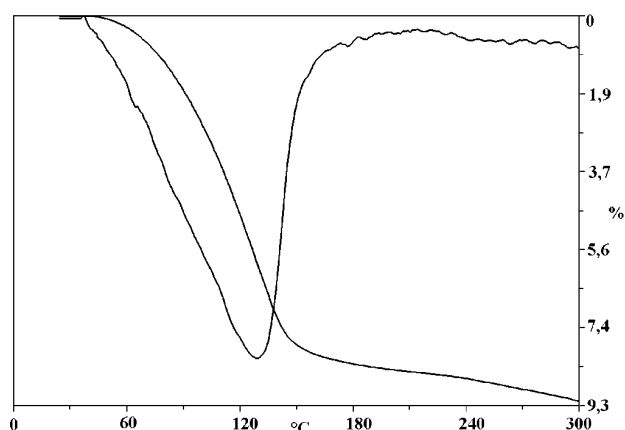
23 Na-montmorillonit mérési adata:  $\alpha_{max}$  50–73% (átlag 65%), a mért 001 bázisreflexió értékek 11,43–13,24 Å. Némely különbség mutatkozott az aktivált Na-montmorillonit ( $\alpha_{max}$  50–70%, átlag 63%) és a hét természetes Na-montmo-

rillonit ( $\alpha_{\max}$  68–73%, átlag 71%) dehidrációs csúcsának alakja között.

A K-mal és Na-mal kationcserélt, ill. természetes Na-montmorillonit dehidrációs csúcsa az alacsony hőmérséklet irányába aszimmetrikus (4. és 5. ábra). Ez azt jelzi, hogy a víz–ion kölcsönhatás (koordinációs erő) valamivel gyengébb a víz–víz kölcsönhatásnál (a vízben kialakuló H-kötés az egyik legerősebb intermolekuláris kapcsolat, mert minden vízmolekula 4 másik vízmolekulához kapcsolódik).



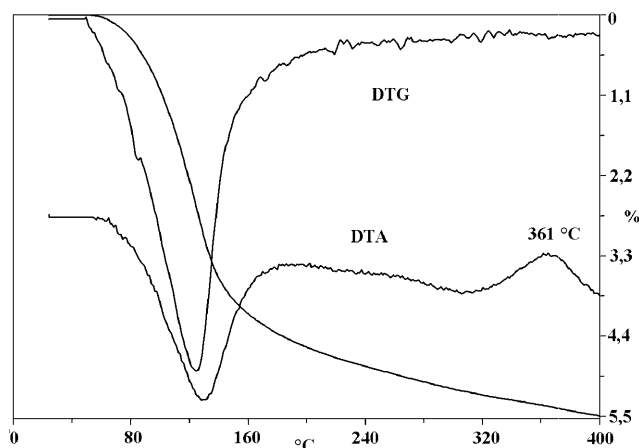
4. ábra. A K-montmorillonit dehidrációja  
Figure 4. Dehydration of K-montmorillonite



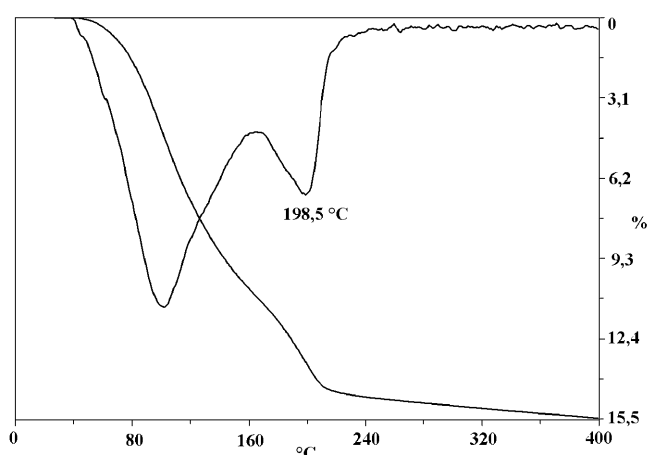
5. ábra. A Na-montmorillonit dehidrációja  
Figure 5. Dehydration of sodium activated montmorillonite

Az Ag-montmorillonit esetében a kation elektrosztatikus kötése valamivel magasabb, mint a nátrium esetében. A dehidrációs csúcs szimmetrikus (6. ábra), tehát a ion–víz kölcsönhatás energiája valószínűleg azonos a víz–víz kölcsönhatással. Mérési adatok:  $\alpha_{\max}$  51% „001 d érték” 12,6 □ (monoréteg). Az exoterm reakció 361 °C-nál a fémzüst oxidációját jelzi (KÓNYA et al. 2005).

A Li<sup>+</sup>-nal kationcserélt montmorillonit termikus görbéje eltér a várttól, mert a többi egyértékű kation dehidrációs görbéjétől eltérően kettős csúcsot ad (7. ábra). A szeparált csúcsok megjelenésének több lehetséges magyarázata van: (1) a Li-nak van az egyértékű kationok közül a legnagyobb hidrációs energiája; (2) a Li mérete elegendően kicsi ahhoz,



6. ábra. Az Ag-montmorillonit dehidrációja  
Figure 6. Dehydration of Ag-montmorillonite

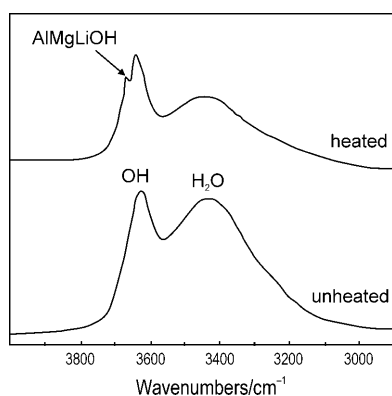


7. ábra. A Li-montmorillonit kétféle dehidrációja  
Figure 7. Two step dehydration of Li-montmorillonite

hogy a rétegek közötti teret határoló oxigénsík közelében helyezkedhessen el, ami magasabb energiaszintet biztosít a vízadszorpció számára.

A Li<sup>+</sup>-nak hidrációs szférája ( $A_m$ -zóna) csak akkor van, ha nagyon kis mennyiségű víz van jelen, de nincsen, ha túl sok a víz. Az utóbbi esetben a vízmolekulák  $A_o$ -zónát képeznek, és a Li<sup>+</sup>-kationok az  $A_o$ -zónának a nem-tömött víz tömegében, a molekulák közötti térben találhatóak. A Li-montmorillonitnak van az egyértékű kationokat tartalmazó montmorillonitok közül a legnagyobb víztartalma. A víz mennyisége nagyobb, mint az 1 vízrétegnek megfelelő lenne. A rétegek közötti térben általában egy vízréteg van: a 001 d érték 12,3–13,4, de ki tud alakulni második vízréteg is (MACKENZIE 1964; QUIRK, MARCELJA 1997; POWELL et al. 1998). A 16 általunk mért Li-montmorillonit esetében a 001 bázisreflexió értékek 12,16–15,45 □ között változtak. A dehidrációs folyamat  $\alpha_{(\max)}$ -értéke 21–36% között változott (átlag 31%), ami azt jelzi, hogy a maximumig csak a víz 1/3-a távozik el, nagyobb az erősebben kötött vizek aránya. Az adatokból leszűrhető, hogy a Li-montmorillonit nagyon érzékeny a környezeti hatásokra (pl. relatív nedvességtartalom).

Melegítéskor (200–300 °C) ez az egyértékű kation a töbinél kisebb mérete következtében a rétegek közötti térből a rács szerkezetbe is be tud hatolni, két különböző pozícióba: vagy a dioctaéderes montmorillonit üres oktaéderjébe, így trioktaéderessé alakítva a montmorillonitot, vagy a Li trihidrátja 6 oxigén pszeudohexagonális ürege felett rögzül (THENG et al. 1997; MADEJOVÁ et al. 1999). Ilyenkor kicserélhetősége is megszűnik. FTIR-spektrumon az OH-vegyérték-rezgési tartományban a 300 °C-ra hevített montmorillonitnál megjelenik a 3668 cm<sup>-1</sup>-nél az AlMgLiOH-rezgés is (8. ábra).



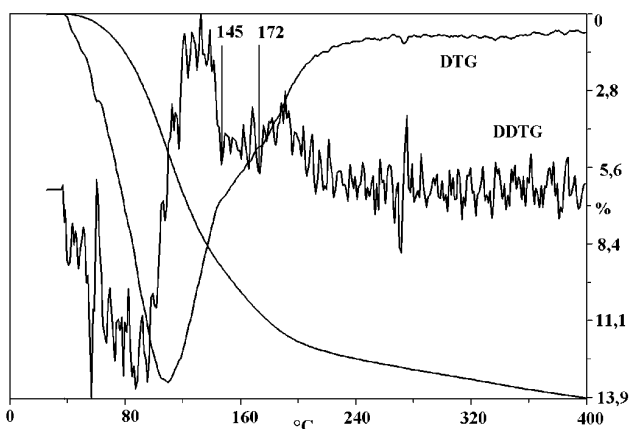
8. ábra. A Li-montmorillonit IR-spektruma az OH-vegyérték-rezgés tartományában MADEJOVÁ et al. (1999) nyomán

Wavenumbers = hullámszám, unheated = hevítetlen minta, heated = 24 órán keresztül 300 °C-on tartott minta

Figure 8. IR spectra of Li-montmorillonite samples in OH stretching regions, after MADEJOVÁ et al. (1999)  
Heated = after heating for 24h at 300 °C

A kétértékű kationnal telített montmorillonitoknak a dehidrációs reakciója általában kétlépcsős. A montmorillonit víztartalma kb. 14–15%, ami a rétegek közötti térben elhelyezkedő 2 vízrétegnek felel meg.

A Ba-mal telített montmorillonit dehidrációs görbéjén csak egy 150–170 °C-os tartományban mutatkozó váll jelentkezik a reakció magasabb hőmérsékletű oldalán (9. ábra),



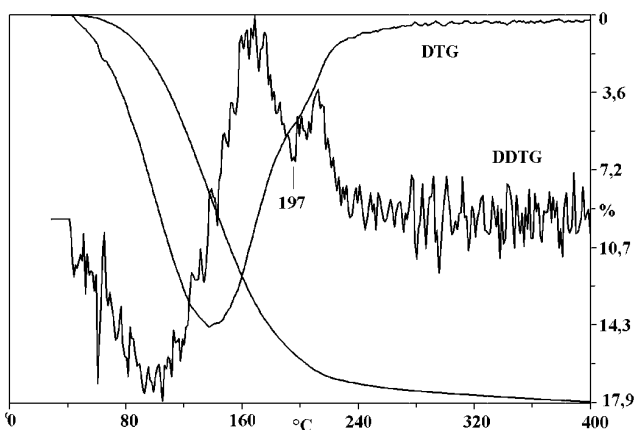
9. ábra. A Ba-montmorillonit dehidrációjának DTG- és DDTG-görbéje

Figure 9. DTG and DDTG curves of Ba-montmorillonite dehydration

mely kifejezettebben észlelhető a TG második derivált (DDTG) görbéjén (FÖLDVÁRI et al. 1998). A 13 vizsgált minta jellemző mérési adatai:  $\alpha_{(max)}$  32–42% között (átlag 38%). A termikus vizsgálat H<sub>2</sub>O/OH aránya alapján 2 vízréteget tartalmaz a rétegek közötti tér. Az irodalmi röntgendiffrakciós 001 d-értékek szórnak, inkább egy, mint két vízréteget jeleznek, mert a Ba-montmorillonit szélesebb vízgőznyomás tartományban tartja fenn az egy vízrétegu formát (CASES et al. 1997). Az általunk mért 001 bázis-reflexiók 14,24–16,23 Å között változtak, minden esetben 2 rétegu hidrátszerkezetet jelezve.

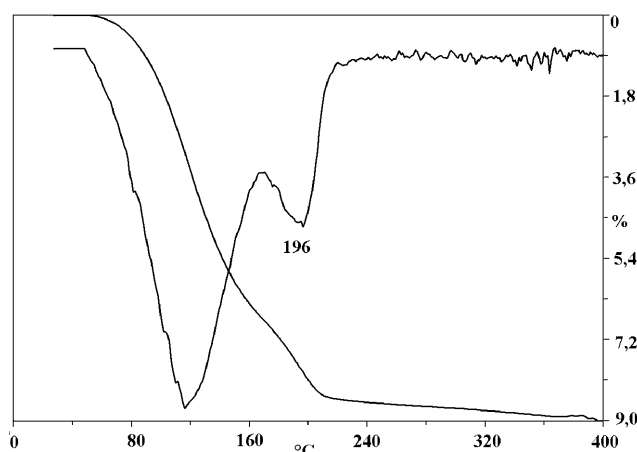
Hasonló termogravimetriás kép figyelhető meg a Hg-montmorillonit esetében is, de a DDTG-görbén jelentkező csúcs valamivel magasabb hőmérsékleten van, a magasabb hidrációs energiának megfelelően (10. ábra). A röntgendiffrakcióval mért 001 bázistávolság 15,54 Å (kettős vízréteg).

Normál esetben a Ca-montmorillonit dehidrációs DTG-görbéje kétlépcsős. (11. ábra). 13 természetes Ca-montmorillonit és egy Ca-mal telített montmorillonit mérési adatai:



10. ábra. A Hg-montmorillonit dehidrációjának DTG- és DDTG-görbéje

Figure 10. DTG and DDTG curves of Hg-montmorillonite dehydration

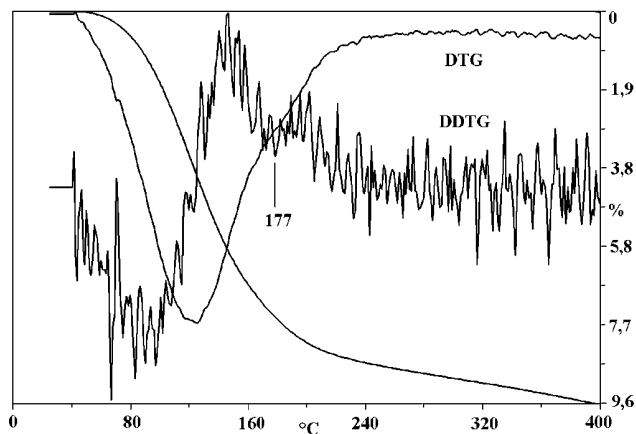


11. ábra. A Ca-montmorillonit dehidrációjának DTG-görbéje (Kuzmice, Szlovákia)

Figure 11. DTG curve of dehydration of Ca-montmorillonite (Kuzmice, Slovakia)

$\alpha_{(max)}$  36–51% között (átlag 42%), a röntgendiffrakciós 001 bázistávolság 14,52–15,72 Å között (2 rétegű rétegek közötti hidrát).

Esetenként a természetes minták DTG-görbéje kevésbé karakterisztikus. Az egyházaskeszői bentonit esetében bár a bázistávolság ( $d_{001}$  16,04 Å) két réteg víznek felel meg, a kation hidratburok eltávózása a termikus görbék közül csak a DDTG-görbén látszik. (12. ábra).

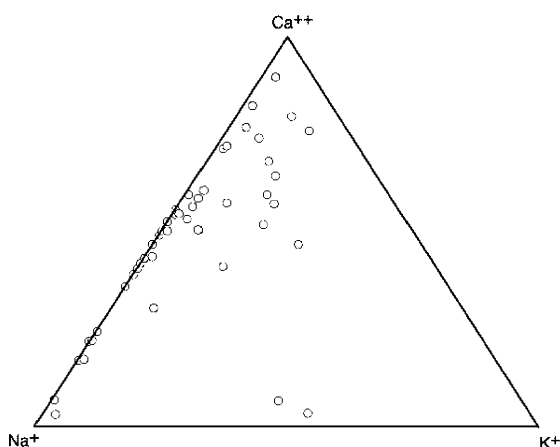


12. ábra. A Ca-montmorillonit dehidrációjának DTG- és DDTG-görbéje (Egyházaskesző)

Figure 12. DTG and DDTG curves of dehydration of Ca-montmorillonite (Egyházaskesző, Hungary)

Ennek az az oka, hogy a természetes montmorillonitok rétegek közötti tere rendszerint nem homoionos. Ezt illusztrálja a (13. ábra).

A montmorillonit rétegek közötti térben adszorbeált  $Mn^{2+}$  ionnak nagyobb a hidrációs energiája, mint a  $Ca^{2+}$  ioné, ezért a Mn köré koordinálódott víz eltávózása magasabb hőmérsékleten, kb. 240–250 °C-on történik. A négy vizsgált Mn-nal telített minta mérési adatai:  $\alpha_{(max)}$  30–42% (átlag 36%), a röntgendiffrakciós 001 bázistávolság 14,56–15,07

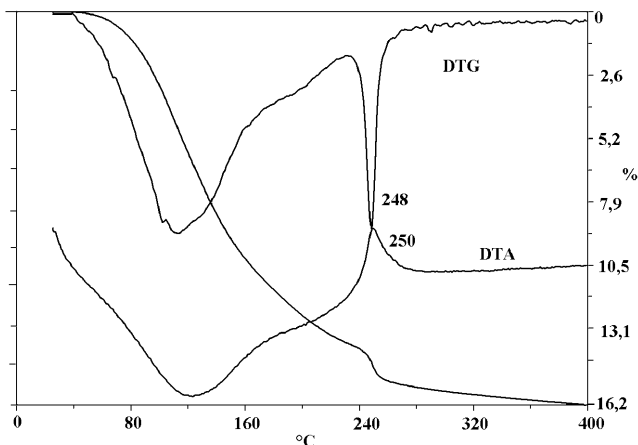


13. ábra. „Ocean Drilling Program” Hole 735B jelű mintáknak a vizsgált rétegek közötti kationösszetételi diagramja (ALT, BACH 2001 nyomán)

Figure 13. Interlayer cation contents of smectites in the samples Hole 735B of Ocean Drilling Program (after ALT, BACH 2001)

Å (2 rétegű rétegek közötti hidrát) megfelelően). A DTA-görbén látható exoterm csúcs a mangán(II) mangán(IV)-gyé való oxidációját jelzi (14. ábra).

A rétegek közötti térben adszorbeálódott mangán(II) ion atmoszférikus körülmények között spontán módon is oxidálódik mangán(IV)ionná (KÓNYA et al. 2005). Ezért a néhány év múlva megismételt mérés esetében a kationcsúcs alig látszik a dehidráció DTG-görbéjén, és az exoterm reak-

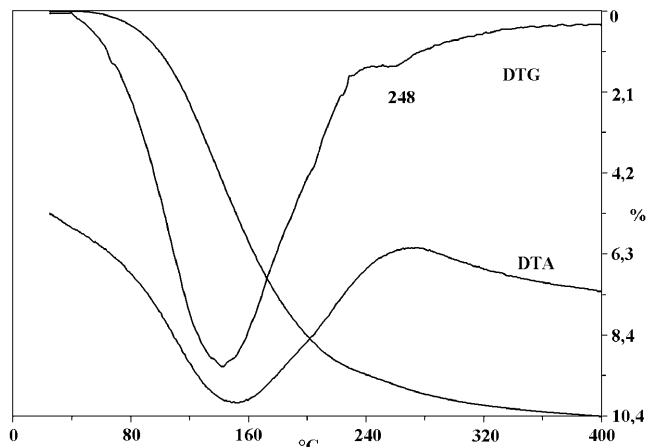


14. ábra. Friss Mn-montmorillonit dehidrációjának DTG- és DTA-görbéje

Figure 14. Thermoanalytical curves of fresh Mn-montmorillonite

ció sem látszik a DTA-görbén (15. ábra). A 001 bázisreflexió  $d$  értéke mindkét esetben hasonló, 15,1 Å a friss preparátum és 14,8 Å 3 éves preparátum esetében.

A Mg-montmorillonit dehidrációja jól elkülönülő kétféle reakció. A Mg köré koordinálódó víz dehidrá-



15. ábra. A 14. ábra mintája 3 év múlva ismételt felvételen

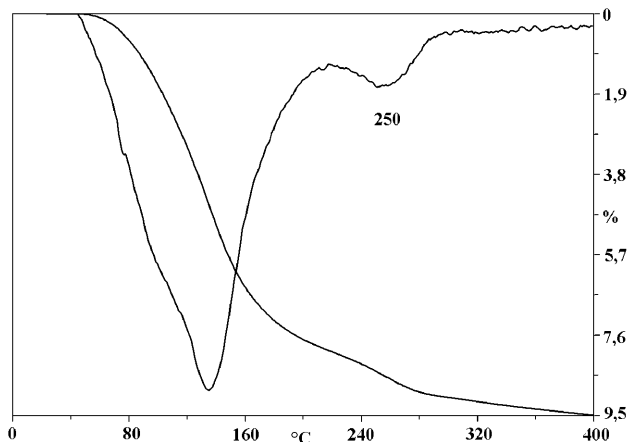
Figure 15. Thermoanalytical curves of the same Mn-montmorillonite (the sample of Figure 14) three years later

ciójának csúcsa 245–255 °C-nál látható (16. ábra). 10 mért, Mg-mal telített montmorillonit mérési adatai:  $\alpha_{(max)}$  44–57% (átlag 48%), a röntgendiffrakciós bázistávolságok a 2 két rétegek közötti vízrétegek megfelelően 14,63–16,25 Å

Az egy- és kétértékű rétegek közötti kationok mérési adatait a 4. táblázatban foglaltuk össze. A termoanalitikai paramé-

terek folyamatosan változnak a hidrációs energia növekedésével.

Vizsgáltunk három  $\text{Cu}^{2+}$ -ionnal telített montmorillonitot is, de a mérési adatok nagyon eltértek egymástól. A vo-



16. ábra. A Mg-montmorillonit dehidrációjának DTG-görbéje  
Figure 16. DTG curve of dehydration of Mg-montmorillonite

natkozó irodalom tanulmányozása kapcsán hasonló ellentmondásos adatokkal találkoztunk.

Pl. „természetes Ca-montmorillonitot kezeltek különböző koncentrációjú  $\text{CuSO}_4$ -oldattal és azt tapasztalták, hogy a réz a szerkezet összeesését okozta 14,71  $\square$ -ról 12,75  $\square$ -re”, vagyis „réz-tartalmú montmorillonitot (Cu-MMT) hoztak létre kationcserével” (KISS et al. 1997). XIA et al. (2004) röntgendiffrakciós vizsgálatai azt mutatták, hogy az eredeti montmorillonit 001 bázisreflexiója 1,544 nm-ről 1,588 nm-re (15,44  $\square$  → 15,88  $\square$ ) változik a  $\text{Cu}^{2+}$  kationcseré hatására. „Ez azt jelzi, hogy a  $\text{Cu}^{2+}$  belépett a rétegek között, mint hidratált kation” (két vízréteg). „A  $\text{Cu}^{2+}$ , mint kisméretű kation melegítésre a rétegek közötti térből be tud lépni a montmorillonit 2:1 rétegeibe ( $d_{001}$  12,4  $\square$  → 9,5  $\square$ )” (HELLER-KALLAI, MOSER 1995).

Az adatok közötti eltérések több okra vezethetők vissza.

Különbségek vannak a Cu adszorpciójának helyében. Kis ionos erősség mellett az eredmények azt jelzik, hogy a Cu a rétegek közötti térben adszorbeálódik és hidrációs burokkal rendelkezik. A nagy rétegtöltésű montmorillonitok esetében a réz kizorul a rétegek közötti térből, és elsősorban a montmorillonitszerkezet szakadt rétegeinek szilanol- és alumínol-funkciós csoportjain adszorbeálódik (STRAWN et al. 2004). UNDABEYIA et al. (2002) szerint a Cu adszorpciója vagy a szakadt rétegszéleken, vagy a montmorillonit rétegsíkján történik. HE et al. (2001) szerint a  $\text{Cu}^{2+}$  egy része a rétegek között van, egy része pedig belép a hexagonális üregekbe és elveszt koordinációs vizét, kis része pedig az oktaédres üres helyekre lép be.

A réz adszorpciója további tényezőktől is függ. YARIV (1992) szerint a Cu-szmekeit nagyon alacsony relatív páratartalom mellett egy vízréteggel. A réz adszorpciója függ a kezelő oldat és a háttérelektrolit koncentrációjától. NÉMETH (2003) azt találta, hogy a Cu-montmorillonit bázistávolsága a Cu koncentráció és az alkalmazott pH függvénye. Magasabb pH mellett a réz  $\text{CuOH}^+$ -t képez (STADLER, SCHINDLER 1993). A teljesen hidratált  $\text{Cu}^{2+}$  ionok ( $[\text{Cu}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$ ) mennyisége a rétegek közötti térben a kezelési idővel növekedik (PLÖTZE, EMMERICH 2004).

Háromértékű kationokkal telített montmorillonitok (Al, ritkaföldfémek) vizsgálata és értelmezése jelenleg folyik.

## Összefoglalás

A dehidrációs folyamat termoanalitikai görbéjének részletes elemzése lehetővé teszi a röntgendiffrakciós módszerrel kapott alapinformációk finomítását a különböző rétegek közötti kationokat tartalmazó montmorillonitok esetében. Megállapítható, hogy a termoanalitikai görbék változása folyamatos a rétegek közötti térben lévő kationok hidrációs energia növekedésének megfelelően.

4. táblázat. A vizsgált egy- és kétértékű rétegek közötti kationok jellemző adatai

Table 4. Characteristic data of the monovalent and bivalent interlayer cations

Kation-Cation	Vizsgált minták száma – Piece	Ionradius	Ionpotencial	Hydration enthalpy	E	? $\alpha$	A kation vízburok csúcsa a DTG-görbén – DTG peak of cation sheet	A kation vízburok csúcsa a DDTG-görbén – DDTG peak of cation sheet	$d_{001}$
		Å		kJ/mol	kJ/mol	%	°C	°C	?
<i>Egértékű – Monovalent</i>									
Cs	10	1,81	0,55	-263	40	47			12,4
K	13	1,52	0,66	-321	36	60			12,27
Na	23	1,16	0,86	-405	44	65			12,4
Ag	1	1,29	0,78	-475	36	51			12,6
Li	16	0,9	1,11	-515	36	31	188		13,76
<i>Kétértékű – Bivalent</i>									
Ba	13	1,49	1,34	-1304	39	38	147	152	15,58
Hg	1	1,16	1,72	-1480	35	49		197	15,54
Ca	14	1,14	1,75	-1592	31	42	192		15,22
Mn	4	0,97	2,25	-1845	30	36	246		14,78
Mg	10	0,86	2,33	-1922	25	48	245		15,05

## Irodalom — References

- ALT, J. C., BACH, W., 2001: Data report: Low-grade hydrothermal alteration of uplifted lower oceanic crust, Hole 735B: Mineralogy and isotope geochemistry. — In: NATLAND, J. H., DICK, H. J. B., MILLER, D. J., VON HERZEN, R. P. (eds): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Volume 176, [Online]. — [http://www-odp.tamu.edu/publications/176\\_SR/chap\\_01/chap\\_01.htm](http://www-odp.tamu.edu/publications/176_SR/chap_01/chap_01.htm)
- ARNOLD, M., SOMOGYVÁRI, P., PAULIK, J., PAULIK, F. 1987: The Derivatograph-c. A microcomputer-controlled simultaneous TG, DTG, DTA, TD and EGA apparatus. II. A simple method of estimating kinetic parameters. — *Journal of Thermal Analysis* 32 (2), pp. 679–683.
- BRYDON, J. E., KODAMA, H. 1966: The nature of aluminium hydroxide montmorillonite complexes. — *The American Mineralogist* 51 (5–6), pp. 875–889.
- CASES, J. M., BEREND, I., FRANCOIS, M., URIOT, J. P., MICHOT, L. J., THOMAS F. 1997: Mechanism of adsorption and desorption of water vapor by homoionic montmorillonite: 3. The  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$  and  $Ba^{2+}$  exchanged forms. — *Clays and Clay Minerals* 45 (1), pp. 8–22.
- DUBBIN, W. E., GOH, T. B., OSCARSON, D. W., HAWTHORNE, F. C. 1994: Properties of Hydroxy-Al and Cr interlayers in montmorillonite. — *Clays and Clay Minerals* 42 (3), pp. 331–336.
- FÖLDEVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., NAGY, N. M., KÓNYA, J. 1998: The use of the second derivate of thermogravimetric curve for the investigation of exchanged interlayer cation in montmorillonite. — *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry* 53 (2), pp. 547–558.
- HE, H. P., GUO, J. G., XIE, X. D., PENG, J. L. 2001: Location and migration of cations in  $Cu^{(2+)}$ -adsorbed montmorillonite. — *Environment International* 26 (5–6), pp. 347–352.
- HELLER-KALLAI, L., MOSSER, C. 1995: Migration of Cu ions in Cu montmorillonite heated with and without alkali halides. — *Clays and Clay Minerals* 43 (6), pp. 738–743.
- KISS, A. N., TÓTH, M., TAKÁCS, M., MORVAI, B., WIESZT, Z. 1997: Effects of copper adsorption on the line profile of first basal reflection of montmorillonite. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged XXXVIII*, pp. 25–36.
- KISSINGER, H.E. 1957: Reaction Kinetics in Differential Thermal Analysis. — *Analytical Chemistry* 29 (11), pp. 1702–1706.
- KÓNYA, J., NAGY, N. M., FÖLDEVÁRI, M. 2005: The formation and production of nano and micro particles on clays under environmental-like conditions. — *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry* 79 (3), pp. 537–543.
- KOSTER VAN GROOS A. F., GUGGENHEIM S. 1987: Dehydration of Ca- and a Mg-exchanged montmorillonite (SWy-1) at elevated temperatures and pressure. — *The American Mineralogist* 72 (3–4), pp. 292–298.
- MACKENZIE 1964: Hydratationseigenschaften von Montmorillonit. — *Berichte der Deutschen Keramische Gesellschaft* 41 (12), pp. 696–708
- MADEJOVÁ, J., ARVAIOVÁ, B., KOMADEL, P. 1999: FTIR spectroscopic characterization of thermally treated  $Cu^{2+}$ ,  $Cd^{2+}$ , and  $Li^{+}$  montmorillonites. — *Spectrochimica Acta, Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy* 55 (12), pp. 2467–2476.
- M. NAGY, N., KÓNYA, J., FÖLDEVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P. 2003: The adsorption of caesium-137 on clay rocks from the Carpathian Basin. — *Czechoslovak Journal of Physics* 53, Supplement A, pp. 103–111.
- NÉMETH, T. 2003: Montmorillonitok fém-adszorpciójának kristályszerkezeti, kristálykémiái és ásványtani vonatkozásai. Doktori értekezés. — *Kézirat*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- PLÖTZE, M., EMMERICH, K. 2004: EPR Studies of copper exchanged smectite and the behaviour upon heating. — *Proceedings of The Clay Minerals Society 41st Annual Meeting 2004 June 19–24, Richland, Washington*, p. 113.
- POWELL, D. H., FISCHER, H. E., SKIPPER, N. T. 1998: The structure of interlayer water in Li-montmorillonite studied by neutron diffraction with isotopic substitution. — *Journal of Physical Chemistry B*, 102 (52), pp. 10899–10905.
- QUIRK, J. P., MARCELJA, S. 1997: The application of double layer theories to the extensive crystalline swelling of Li-montmorillonite. — *Langmuir* 13, (23), pp. 6241–6248.
- SMYKATZ-KLOSS, W. 1974: *Differential thermal analysis. Application and results in mineralogy*. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 185 p.
- STADLER, M., SCHINDLER, P. W. 1993: Modeling of  $H^{+}$  and  $Cu^{2+}$  adsorption on calcium-montmorillonite. — *Clays and Clay Minerals* 41 (3), pp. 288–296.
- STRAWN, D. G., PALMER, N. E., FURNARE, L. C., GOODELL, C., AMONETTE, J. E., KUKKADAPU, R. K. 2004: Copper sorption mechanisms on smectites. — *Clays and Clay Minerals* 52 (3), pp. 321–333.
- SUTTON, R., SPOSITO, G. 2001: Molecular simulation of interlayer structure and dynamics of 12.4 Å Cs-smectite hydrates. — *Journal of Colloid and Interface Science* 237 (2), pp. 174–184.
- SUTTON, R., SPOSITO, G. 2002: Animated molecular dynamics simulations of hydrated caesium-smectite interlayers. — *Geochemical Transactions* 3 (9), pp. 73–80.
- THENG, B. K. G., HAYASHI, S., SOMA, M., SEYAMA, H. 1997: Nuclear magnetic resonance and X-ray photoelectron spectroscopic investigation of lithium migration in montmorillonite. — *Clays and Clay Minerals* 45 (5), pp. 718–723.
- UNDABEYIA, T., NIR, S., RY TWO, G., SERBAN, C., MORILLO, E., MAQUEDA, C. 2002: Modeling adsorption-desorption processes of Cu on edge and planar sites of montmorillonite. — *Environmental Science and Technology* 36 (12), pp. 2677–2683.
- WULFSBERG, G. 1987: *Principles of Descriptive Chemistry*. — Cole Publishing, Monterey CA, p. 23.
- XIA, M. S., HU, C. H., XU, Z. R., YE, Y., ZHOU, Y. H., XIONG, L. 2004: Effects of Copper-bearing Montmorillonite (Cu-MMT) on Escherichia coli and Diarrhea on Weanling Pigs. — *Asian-Australasian Journal of Animal Sciences* 17 (12), pp. 1712–1716.
- YARIV S. 1992: Wettability of Clay Minerals — In: SCHRADER, M. E., LOEB, G. I. (ed.): *Modern approaches to Wettability: Theory and applications*. — Plenum Publishing Corporation, New York, pp. 279–326.



## Szökevényforrások kimutatása szonárreflexiók alapján a Szabadság híd környékén

*Detecting drawn springs by sonar reflections in the vicinity of Szabadság Bridge*

PRÓNAY ZSOLT<sup>1</sup>, TÖRÖS ENDRE<sup>1</sup>, MISKOLCZI RITA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest Kolumbusz u. 17–23.

<sup>2</sup> Bátatom Kft., 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

Tárgyszavak: szökevényforrás, Duna, szonár

### Összefoglalás

2001-ben az ELGI Mérnökgeofizikai Főosztálya a DBR Metró Kft. megbízásából szonárméréseket végzett a Duna Szabadság híd alatti szakaszán, ahol a tervezett 4-es metró nyomvonala keresztezi a folyót. A szelvényeken látott fenék feletti reflexiókat szökevényforrásoknak értelmeztük. Az azóta eltelt időben matematikai és fizikai modellezés segítségével igazoltuk, hogy a két különböző hőmérsékletű víztömeg határáról mérhető amplitúdójú reflexió kapható. Mindezek megerősítették az akkori értelmezésünket. A cikk megírásának az adja az aktualitását, hogy várhatóan hamarosan megkezdik a metróalagút építését, mely érintheti a Szt. Gellért tér környéki hévízforrások.

Key words: drawn spring, Danube, sonar

### Abstract

In 2001 Engineering Geophysical Department of ELGI (Loránd Eötvös Geophysical Institute of Hungary) was involved by the contract of DBR Metró Ltd in the sonar measurements for investigating the morphology of the river bed in the vicinity of the location where the proposed 4th metro line (Budapest, Hungary) crosses the river Danube. The sonar sections showed some wave arrivals, which were considered to be reflections from hot drawn springs. Since that time by mathematical and physical modelling it was demonstrated that temperature difference in the water produces reflections with measurable amplitude. On that way our interpretation of that time was proved. The paper becomes timely because the excavation of the tunnel will be started in the near future and the hot springs nearby Szt. Gellért Square can be influenced by the construction works.

### Bevezetés

A szökevényforrások valamilyen felszíni víz szintje alatt eredő források. Kimutatásuk problémája 2001-ben, a tervezett budapesti 4-es metróvonal Duna alatti szakaszának vizsgálata során vetődött fel. Az ott mért szonárszelvényeken olyan jelenségeket fedeztünk fel, amelyeket addigi tapasztalataink alapján nem tudunk megmagyarázni. A lehetőségek végiggondolása során jutottunk el annak a feltételezéséig, hogy az azonosíthatatlan jeleket meleg víz beáramlása okozhatja.

A cikk megírásának különös aktualitását az adja, hogy várhatóan nemsokára megkezdődik a metróalagút fúrása, amely érinti az ELGI által 1999-ben talált sasbércet, és az esetleges hévízbetörés következtében károsodhatnak a közeli fürdőket ellátó kutak.

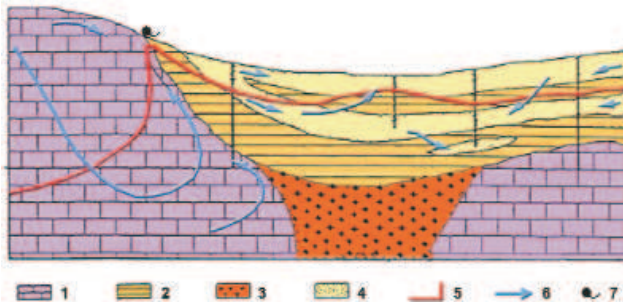
A szökevényforrások helyének kimutatása bizonyos szempontból egyszerűbb, mint a tradicionális szeizmikus kutatás, ugyanis a feladat megoldásához a földtani rétegsor adataira nincs szükség, elegendő magának a víznek a vizsgálata.

A szonár frekvenciája az ultrahang tartományába esik, ezért a jó felbontás és a nagyobb frekvencián jelentkező kisebb külső zajszint miatt olyan jelenségek is kimutathatók lehetnek, amelyeket más módszerek nem tudnak leképezni.

### Rövid hidrológiai áttekintés

Budapest területét a Duna vonala morfológiai alapon a Pesti-síkságra és a budai oldali hegyvidékre osztja fel. Földtani szempontból a Budai-hegység karsztosodott triász

és eocén kőzeteivel a Dunántúli-középhegységgel közös vízrendszert képez. A kőzetekbe beszivárgó csapadékvíz a karsztban lefelé áramlik és a földi hőáram hatására felmelegszik. Ez a víz részben az utánpótlódó karsztvíz hidrosztatikai nyomása és eltérő fajsúlya, részben a pesti oldali impermeabilis oligocén agyagmárga rétegeinek torlasztó hatása miatt a területet kettéosztó törésvonalak mentén kerül a felszínre (ALFÖLDI 1979, LORBERER 2002). A víz útja és a melegvíz keletkezésének elve az 1. ábrán látható.



1. ábra. A budai hévízrendszer elve (LORBERER 2002)

1 – karsztos kőzet (vízvezető), 2 – agyag, agyagmárga, iszapos képződmények (vizzáró, félgáteresztő), 3 – magmás képződmény (nem vízadó, vizzáró), 4 – homok, homokkő (vízvezető), 5 – 30 °C-nál melegebb vizet adó tartomány, 6 – áramlási irány, 7 – karsztos hévízforrás

Figure 1. The scheme of Budapest's karstic hot water system (after LORBERER 2002)

1 – karstic rock (permeable), 2 – clay, marl and muddy formations (impermeable, semipermeable), 3 – magmatic formations (non aquiferous, impermeable), 4 – sand, sandstone (permeable), 5 – zone of water temperature >30 °C, 6 – flow direction, 7 – karstic hot spring

A Duna vonalában lévő törésvonalak mentén két felszín alatti vízárnyalási rendszer közvetlenül érintkezik. Nyugat felől a nyílt tükkrű karszt nem nagy mélységbe beszivárgó vize, keletről pedig a forró és meleg vizes mélykarszt vize ugyanazon törési rendszer mentén áramlik a felszínre (VENDEL, KISHÁZI 1963–64).

A legtöbb forrás és kút a József-hegy tövében, a Lukács és Császárfürdők területén található. A 20-30 °C-os langyos források a Malom-tó körüli magasabb térszínen, a 40-65 °C-os hévízforrások a Duna-terazon fakadnak. Ettől északra az Óbuda-Rómaifürdő-Csillaghegy-Békásmegyér térségében csak langyos víz, délen a Rác, Rudas és Gellért fürdőknél pedig csak 33-47 °C-os meleg források fordulnak elő. Az eltérések oka a források utánpótlási területének helyzete és földtani felépítése, valamint a felszín alatti vizek áramlási pályáinak különbözősége.

### A szökevényforrások

Azokat a forrásokat, amelyek felszínre bukkanása valamely felszíni víz medrében a víz szintje alatt van, szökevényforrásoknak nevezzük. Keletkezésük oka a morfológiai viszonyok mellett sokszor a forrásjáratot „prefabrikáló” törés szűk keresztmetszete, ami miatt a víz több magasságban kénytelen a felszínre jönni. Ez utóbbi esetben a víz-

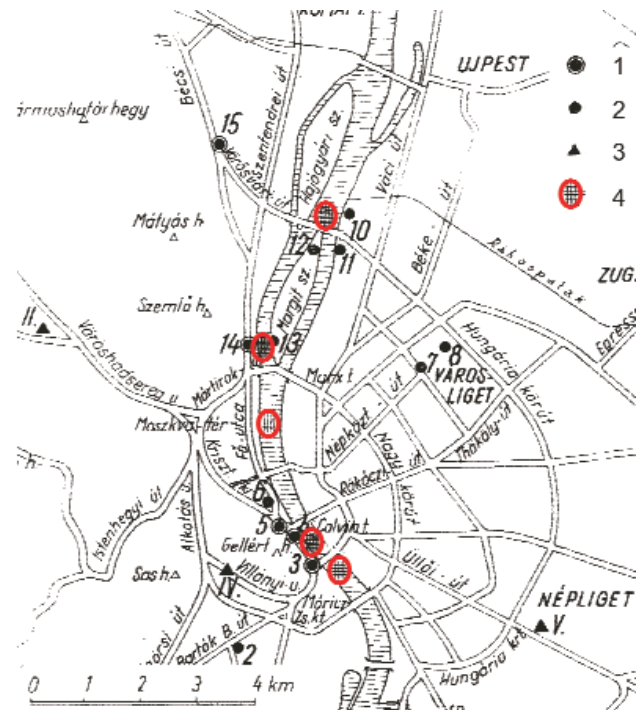
folyás medrében fakadó források mellett rendszerint a paron is találunk állandó, esetleg árvízi forrást (JUHÁSZ 1987).

A Duna medrében feltörő hévízforrások pontos helyét egy-két kivételtől eltekintve (a Gellért-hegy lábánál fakadó) nem ismerjük, az elszökő víz mennyiségére és hőmérsékletére vonatkozó adataink nincsenek. A vonatkozó irodalomban a szakemberek három jelentős forrascsoport-előfordulást különböztetnek meg (ALFÖLDI et al. 1968):

1. Gellért-hegyi csoport a Gellért fürdő és Rudas fürdő közötti Duna-szakaszon;
2. Lukács-Császárfürdői csoport a Margit híd budai hídfőjétől északra;
3. Margit-sziget É-i csoport. Ide tartoznak a Margit-sziget partjainál és az elkotort Fürdő-sziget helyén felfakadó források.

A szökevényforrások csoportokban jelennek meg, a jelentősebbek megközelítő helyei láthatók a 2. ábrán. Ezek közül a Gellért-hegy előterében a Schafarzik Ferencről elnevezett Schafarzik-forrás, a Szabadság híd alatt a budai oldalon a Névtelen-forrás, a pesti oldalon, a Budapesti Corvinus Egyetem („Közgáz”) előtt a Vitális Sándor-forrás található (JUHÁSZ 2000). Leírtak még forrásokat a Dunában a Margit-sziget nyugati partjánál, valamint a Lánchíd és a Batthyányi (Bomba) tér közötti szakaszon (ALFÖLDI et al. 1968, SZABÓ 1886).

Az eddigi megismert szökevényforrások közös jellemzője, hogy megfelelő körülmények esetén a partról szabad szemmel is megfigyelhetők. Nincs azonban racionális okunk azt feltételezni, hogy a kevésbé jól megfigyelhető helyeken nem fakadhatnak szökevényforrások.



2. ábra. A jelentősebb ismert szökevényforrások (ALFÖLDI et al. 1968, 1979; JUHÁSZ 2000)

Figure 2. The major drawn springs (after ALFÖLDI et al. 1968, 1979; JUHÁSZ 2000)

### A mérések közvetlen környezete

A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1999-es vízi szeizmikus mérései egyértelműen kimutatták, hogy a vizsgált területen a Duna-beli zátonyok egy sasbérc részei és ez a környezetéhez képest kiemelkedett közettömeg nagy szeizmikus sebességgel jellemezhető, tehát „kemény” képződmény (PRÓNAY et al. 2000). A szeizmikus módszer ugyan a kőzetanyag milyenségét közvetlenül nem tudja meghatározni, de az a korabeli leírások alapján ismeretes, hogy a Szabadság — akkor Ferencz József — híd budai pillérét dolomitra építették. Az M-802 fúrás is az említett sasbércen mélyült, rétegsora néhány méter kavics és bázistörmelék alatt dolomitot harántolt (RAINCSÁKNÉ 2000, HORVÁTH et al. 2001). Feltételezhető tehát, hogy a geofizikai módszerrel kimutatott sasbérc anyaga nagyrészt dolomit, bár alárendelten más anyagok is előfordulhatnak.

A geológiai vizsgálatok szerint (KORPÁS et al. 2002) a Gellért-hegyet és közvetlen környezetét alkotó képződmények közül a felső-triász Sashegyi Dolomit, a felső-eocén báziskonglomerátum–lepelbreccsa és Szépvölgyi Mészkö, valamint a felső-eocén–alsó-oligocén korú Budai Márga, továbbá a pleisztocén édesvízi mészkö mindegyike erősen tektonizált, és nemcsak repedések, hanem nagyméretű üregek, barlangok is előfordulhatnak bennük. Végül soron a felsoroltak közül bármelyiket „látja” is a szeizmika, a vízvezetés szempontjából nincs közöttük alapvető különbség.

A mederfúrásokban a melegvíz előfordulására vonatkozóan a következő adataink vannak (HORVÁTH et al. 2001):

— A DM-2 fúrásban — a makroszkópos kőztleírás alapján — több erősen tektonizált szakaszt harántoltak. Ennek ellenére a fúrás a meleg víz szempontjából meddőnek bizonyult, azonban a közet hőmérséklet 50 m-es mélységben (39,75 m Bf szinten) mért 27 °C-os értéke a hévíztároló kőzet közelségére utal.

— A DM-3 fúrásban meleg vizet nem találtak, de a hőmérséklet a szelvény talpán 39 °C volt, ami a hévíz közelségére utal.

— A DM-4 fúrás rétegsorának tektonikai zónáiban a kőzetanyag morzsolódott állapotú volt, melyekből 26 °C hőmérsékletű, kis mértékű vízbeszivárgást mutattak ki.

— Az M-801 fúrásban a Tardi Aggyag alatt jelentkezett hévíz nyugalmi vízszintje 85–90 cm-rel a Duna egyidejű vízszintje felett állt be.

— Az M-803 fúrásban megütött hévíz szintje a Duna aktuális vízszintje felett 118 cm-rel állt be. A víz hőmérséklete

a próbaszivattyúzás során a kezdeti 27-ről 42,7 °C-ra emelkedett.

Összefoglalva megállapítható, hogy a fent említett fúrások (3. ábra) vagy harántoltak meleg vizet adó repedést, vagy a közvetlen közelükben mélyültek vagy álltak le, azaz semmi sem zárja ki, hogy a vizsgált területen az ismert szökevényforrásokon kívül továbbiak is előforduljanak.

### A szonármérések

A szonár nagyfrekvenciás szeizmikus hullámforrásból, vevőből és digitális adatrögzítőből álló berendezés, mely általában piezoelektromos elven működik.

A határfelületeken a forrásból kiinduló energia egy része visszaverődik, másik része belép a következő közegebe. A reflektált és áthaladó hullámok amplitúdója a sebesség- és sűrűségkontraszt, valamint a beesési szög függvénye (ZOEPPRITZ 1919). A beesési szög közel merőleges, ezért a sebesség és a sűrűség hőmérsékletfüggését vizsgáljuk.

A szakirodalmi adatok szerint (Allmeasures 2004, COPPENS 1981, WONG, ZHU 1995) a sebesség a 4–40 °C tartományban a hőmérséklettel monoton nő (4. ábra). A sebességkülönbség 90–110 m/s között várható, ami nagyjából 6–7% sebességkontrasztot jelent. A sűrűség a hőmérséklet növekedésével csökken, de ez a csökkenés a teljes vizsgált tartományban kisebb, mint 1%.

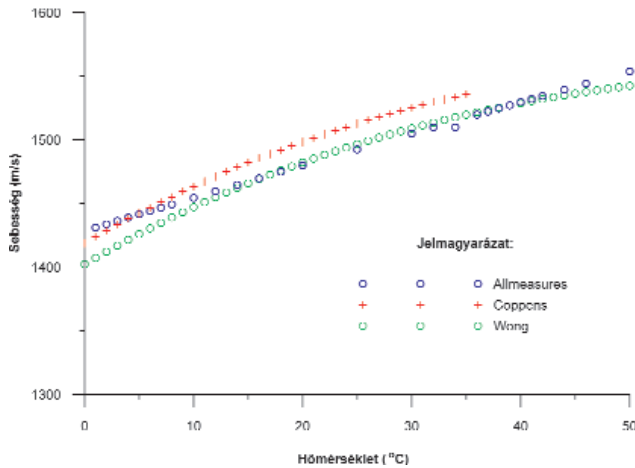


3. ábra. A mederfúrások

Figure 3. Boreholes into the riverbed

A reflexiók együtthatókat kiszámítottuk a mérés szempontjából legrosszabb és legjobb esetre is. Az értékek a 3% közelében vannak, nagyságrendi eltérés nincs, ezért kijelenthetjük, hogy a 4 és 40 °C hőmérsékletű víz közötti fizikai kontraszt kimutatásához 3% alatti reflexiót kell tudni kimutatni, ami a geofizikai gyakorlatban nem szokatlan.

A szökevényforrások vize jelentős mennyiségű oldott gázt, elsősorban CO<sub>2</sub>-t tartalmaz. Mivel a CO<sub>2</sub> sűrűsége normál állapotban a víznek csupán kb. 1/700-ad része, így már



4. ábra. A szeizmikus hullám terjedési sebessége a vízben a hőmérséklet függvényében

Figure 4. Seismic wave velocity in the water vs. temperature



kis mennyiségben is jelentősen csökkenti a víz átlagsűrűségét. A gáztartalom megnövekedésének nagyságrendekkel nagyobb hatása van a sűrűsége és ezen keresztül a reflexiók együtthatóra, mint a hőmérsékletnek, ezért az eltérő gázmennyiséget tartalmazó víz beáramlása már önmagában is kimutatható lehet.

A hőmérséklet eltérésén alapuló kimutatás lehetőségét fizikai modellezéssel igazoltuk (PRÓNAY et al. 2005), amelynek során már 5 °C hőmérsékletkülönbség is jól mérhető amplitúdójú reflexiót eredményezett.

A terepi méréseket a szökevényforrások kimutathatósága szempontjából különösen alkalmas időpontban végeztük. A Duna vízállása alacsony volt, ezért az átlagosnál intenzívebb melegvíz- és gázbeáramlásra számíhattunk, a folyó hőmérséklete 4 °C körül volt, ezért a várható akusztikusimpedancia-kontraszt az elméleti maximális érték közelében volt.

A mérési hálózat a Szabadság híd D-i oldalán folyásirányban mintegy 400 m-t, míg keresztirányban a Duna motorcsónakkal hajózható teljes szélességét lefedte és mind hossz-, mind keresztirányú szelvényeket tartalmazott (5. ábra). A terület átlagos lefedettsége kb. 1 csatorna/m<sup>2</sup> volt. Ez azonban nem teljesen egyenletesen oszlott meg, az érdekes, nagyobb változékonyságot mutató helyeken sűrűbb, míg a homogénebb képet mutató részekben ritkább volt. A szelvénytűsűrűség elegendő volt a meder és a fölötté lévő víztömeg részletes leképezésére.

A méréshez 80 kHz-es irányított piezo adó-vevő párt használtunk. A kellően nagy, az ultrahang tartományba eső frekvencia biztosította, hogy a külső zaj (csónakmotor, forgalom a parton stb.) hatásával nem kellett számolni.

## Eredmények

Szonármérések segítségével négy nagyobb, jól elkülöníthető csoportban előforduló, illetve elszórtan több, mint ötven eddig ismeretlen helyen lévő szökevényforrást tudunk kimutatni a Duna Szabadság híd alatti szakaszán (6. ábra). Az ábrán látható az 1999-es ELGI vízi szeizmikus mérések aljzatterképe, valamint sárga és piros színnel a közepes és nagy szökevényforrások elhelyezkedése. A források vízhozama az áramlási sebesség és a kilépési terület szorzata. A repedés méretéről nincs információnk, közvetlenül a sebességről sem. Az azonban, hogy milyen magasra emelkedik a beáramló víz a Dunában arányos a ki-

5. ábra. A szonármérések helyszínrajza

Figure 5. Location map of the sonar measurements

6. ábra. Szökevényforrások, forráscsoportok és a szeizmikus aljzattérkép PRÓNAY et al. (2000) nyomán

1 – közepes szökevényforrások, 2 – nagy szökevényforrások

Figure 6. Drawn springs, groups of drawn springs and the seismic basement map after PRÓNAY et al. (2000)

1 – medium-sized drawn springs, 2 – big drawn springs

áramlási sebességgel, így a szökevényforrások kategorizálására ez a paraméter alkalmas lehet.

A első, legkisebb csoport a híd budai hídfője mellett, a Névtelen-forrás (JUHÁSZ 2000) közvetlen környezetében van, gyakorlatilag azzal azonosítható.

A második csoport a mederfenék térképen látható kisebb méretű, de a mederfenékből legjobban kiemelkedő zátonyhoz kapcsolódik (7. ábra). Ez a lokális maximum az alatta elhelyezkedő sasbérc egy függőleges nyúlványának tekinthető. A mederfenékbeli hirtelen szintváltozások a törések, és így a szökevényforrások fakadási helyei.

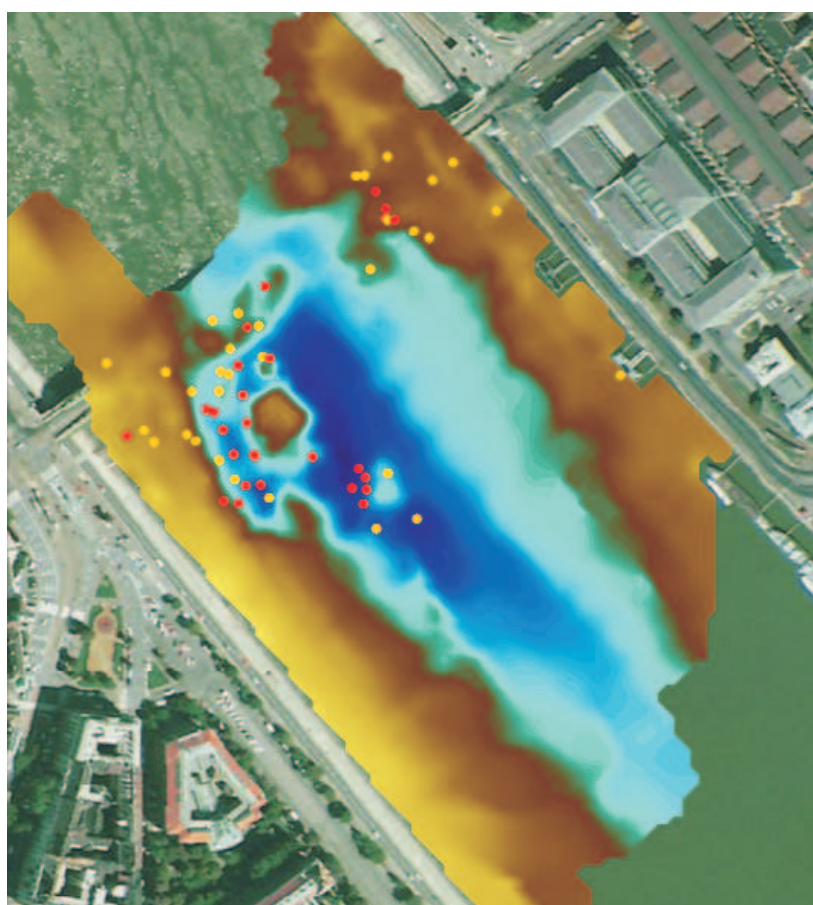
A harmadik csoport egy közel É–D irányú sáv, amely egyrészt a fenék domborzatához, másrészt a triász fekihöz kapcsolódik. Az 8. ábrán a Geomega Kft. (TÓTH et al. 2001) triász aljzattérképe látható, melyen megfigyelhető, hogy az említett sáv a sasbérc lokális minimumának két oldalán, a feltételezhető törésekhez kapcsolódva halad.

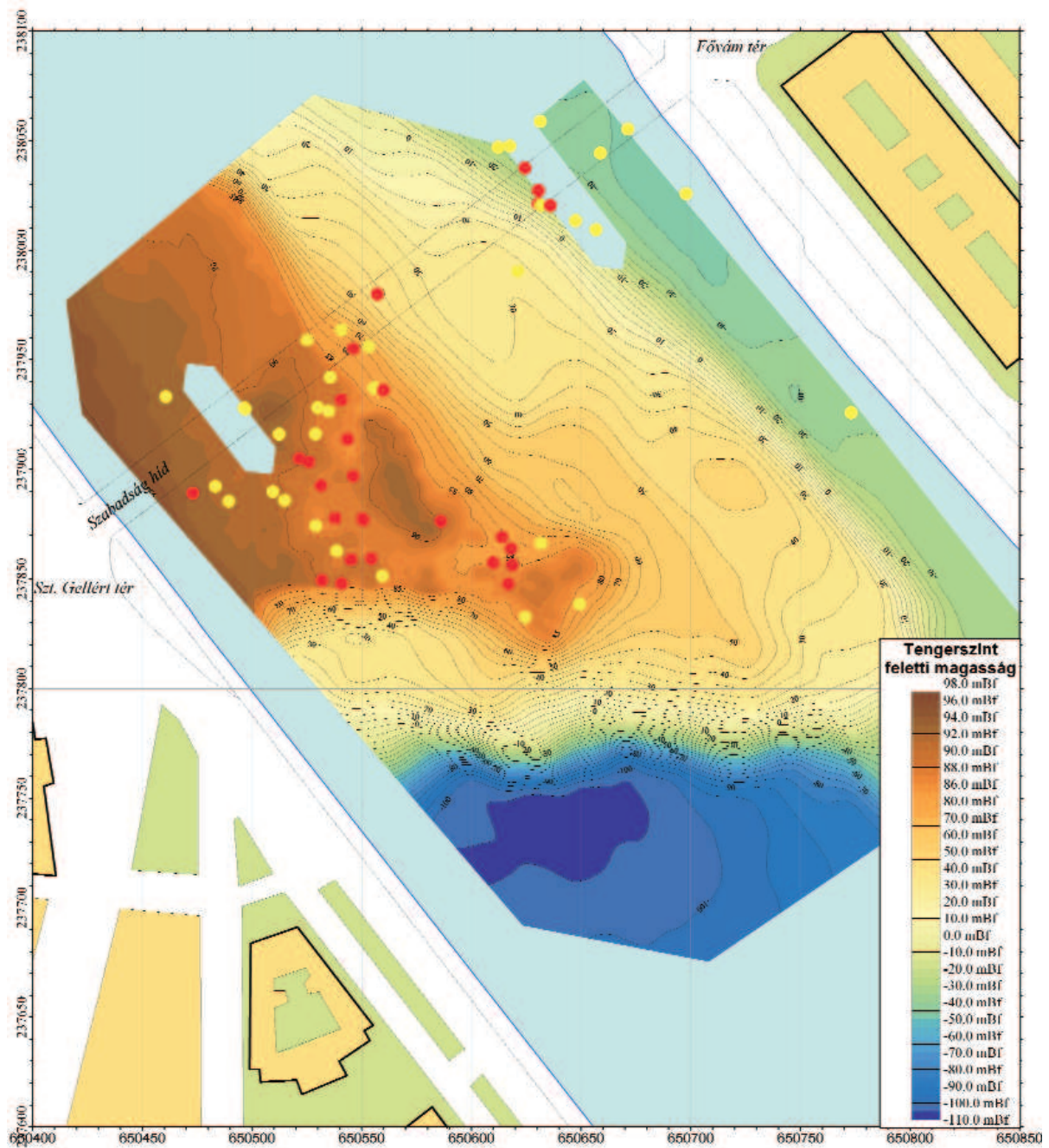
Külön kell foglalkozni a negyedik csoporttal, amely a Szabadság híd pesti pillére közelében van. A Geomega Kft. térképe (TÓTH et al. 2001) szerint a helye nem logikus, ugyanis szerintük az itt húzódó vető Pest felé lefelé vet, emiatt a fedő vastagsága megnő, ami megakadályozza a melegvíz felszínre jutását. Saját régebbi térképünk szerint viszont a szeizmikus aljzat itt feljebb jön, ami jól magyarázza a Vitális Ferenc-forrás létezését. A híd pesti pillérénél korábban többször is figyeltek már meg gázbuborékokat (SZALONTAI 2002), ami szintén megerősíti, hogy ezen a környéken meleg víz áramlik be a folyóba.

Az elszórt szökevényforrások közül feltétlenül említést érdemel még a Corvinus Egyetem déli falának meghosszabbításában levő hajóállomás előtti. Ennek helye

7. ábra. A szökevényforrások és a mederfenék domborzata

Figure 7. The drawn springs and the topography of the river bottom





8. ábra. A szökevényforrások és a triász aljzat (TÓTH et al. 2001)

Figure 8. The drawn springs and the Triassic basement (TÓTH et al. 2001)

nagyjából megegyezik a Vítális Ferenc-forrással (JUHÁSZ 2000), így azzal azonosítható.

### Összefoglalás

Szonármérésekkel nagy számú, zömmel ismeretlen szökevényforrást sikerült felfedezni a Duna fenekén, a

Szabadság hídtól DK-re. Megállapítható volt, hogy a kimutatott szökevényforrások ott található meg, ahol a potenciálisan vízvezető, repedezett kőzetek a mederfenéken előbukkannak, vagy annak közvetlen közelében települnek. A vízbeáramlási helyek szorosan kötődnek a mederfenék földtani szerkezetében megfigyelhető változásokhoz, illetve a triással általában azonosítható szeizmikus aljzathoz.

## Irodalom — References

- ALFÖLDI L., BÉLTEKY L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KESSLER H., KORIM K., ORAVECZ J., SZALONTAI G. 1968: *Budapest hévizei*. – Vituki, Budapest, 365 p.
- ALFÖLDI L. 1979: *Budapesti hévizek*. – Vituki Közlemények 20, pp. 3–102.
- „Allmeasures” 2004: Materials and Formulae. – www.allmeasures.com
- COPPENS, A. 1981: Simple equations for the speed of sound in Neptunian waters. – *Journal of the Acoustical Society of America* 69, pp. 862–863
- HORVÁTH T., FÁY M., SÁNDOR Cs. 2001: A Budapest 4 metróvonal Duna alatti átvezetésének földtani kutatásának összefoglalása. *Földtani Kutatás* 38, 2, p. 35–44
- JUHÁSZ J. 1987: *Hidrogeológia*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 1176 p.
- JUHÁSZ J. 2000: A 4. sz. metró kutatásának hidrogeológiai eredményei. – *Földtani Kutatás* 38 (2), pp. 25–34.
- KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., DÉNES Gy., ORAVECZ J. 2002: A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. – *Karszt és barlang* 1998–1999 (I–II), pp. 57–93.
- LORBERER Á. 2002: *Budapest hévizei mérnökgeológiai szemmel*. – Alagút- és Mélyépítő Szakmai Napok kiadványa, Eger, 8 p.
- PRÓNAY Zs., TÖRÖS E., HERMANN L. 2000: Szeizmikus mérések a tervezett 4. sz. metróvonal Duna alatti átvezetéséhez. – *Földtani Kutatás* 37 (2), pp. 19–24.
- PRÓNAY Zs., TÖRÖS E., MISKOLCZI R. 2006: Kaphatunk-e reflexiót hőmérsékletkülönbségről? – *Magyar Geofizika* 46 (4), pp. 152–157.
- RAINCSÁK Gy.-né 2000: A Budapest 4. sz. metróvonal és környezetének földtani viszonyai. – *Földtani Kutatás* 37 (2), pp. 4–19.
- TÓTH T., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., FEKETE N., MAGYARI Á., NAGY-MAROSY A., SZAFIÁN P., VIDA R., WINDHOFFER G. 2001: Szakvéleményt a budapesti 4. metróvonal I. szakaszának Duna alatti átvezetése földtani viszonyairól a területen végzett szeizmikus felmérés eredményei alapján. (Jelentés.) – *Kézirat*, Geomega Kft. jelentése, Budapest.
- SZABÓ J. 1886: Jegyzetek. – *Kézirat*.
- VENDEL M., KISHÁZI P. 1963–64. Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. – *MTA Műszaki Tudományos Osztály Közleményei* 32 (1–4), pp. 393–417 és 33 (1–4), pp. 205–233.
- WONG, T., ZHU, W. 1995: Speed of sound in seawater as a function of salinity, temperature and pressure. – *Journal of the Acoustical Society of America* 97, pp 1732–1736.
- ZOEPPRITZ, K. 1919: On the reflection and propagation of seismic waves. – *Göttinger Nachrichten* I, Göttingen, Németország, pp. 66–84.

## A vetőstatistika és a fraktálgeometria kapcsolata

### *Relation between fault statistics and fractal geometry*

UNGER ZOLTÁN

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: szeizmikus mérés, vetők és töredezettség, vetőstatistika, fraktálgeometria

#### Összefoglalás

Kutatásaim indító oka az ismert vetőstatistikai számítások és fraktálgeometriai elemek összekapcsolása volt. Az eredmény alapján ebben a cikkben bemutatom, hogy a két említett megközelítés milyen ponton kapcsolódik egymáshoz, és ez milyen jelentőséggel bír. Ezt az összefüggést egy szénhidrogén-kutatási területen szemléltetem.

Key words: seismic measurements, faults and fractures, fault statistics, fractal geometry

#### Abstract

One of the launching factors to commence the research activity below was the linking of fault-statistics calculations and elements of the fractal geometry. Due to the results the relationship was proven and their importance was illustrated on a hydrocarbon field case study.

#### Bevezetés

A tudományos megismerés soha véget nem érő folyamatában a káosz és ezen belül a fraktálok megjelenése új szemléletet hozott. A klasszikus fizikai megismerés a rendszereket többnyire statikus oldalukról közelíti meg, és ezek alapján próbálja megérteni, becsülni a jelenségek zömét alkotó dinamikus rendszereket is. Ebben hozott újat, forradalmat a fraktálok és a káoszelméletek megjelenése. Az új szemlélet legszenvédélyesebb szószólói szerint a káoszt (így a fraktálokat is) a múlt század fizikájában mérföldkőnek tekintik a relativitáselmélet és a kvantummechanika mellett.

Korábban a tudomány peremének számító, elismerésre váró szemlélet mára kivívta létjogosultságát, és megállapítható, hogy számtalan szakterületen alkalmazták felfedezéseit és módszereit. Összehasonlítva a hagyományos és dinamikus rendszerek szemléletét, a következő párhuzamok figyelhetők meg:

#### *A hagyományos szemléletben:*

— az egyszerű rendszerek egyszerűen viselkednek,  
— a komplex viselkedés komplex okokra vezethető vissza.

#### *A dinamikus rendszerek szemléletében:*

— az egyszerű rendszerek komplex módon is viselkedhetnek,  
— a komplex rendszerek viselkedése egyszerű okokra is visszavezethető.

Hasonló komplex tulajdonságot vélek felfedezni a vizsgálatom tárgyát képező kőzetek esetében is. Ezért vizsgálatom célja az volt, hogy a tektonikai erők által felszabdalt kőzettömbök feldaraboltságát, ennek törvényszerűségeit nyomozzam, nem a klasszikus hagyományos módszerekkel, hanem egy új, eddig kevésbé ismert, alkalmazott módszerrel a vetők fraktál-geometriai tulajdonságának felismerésével. Ez alapján kapcsolatot kerestem a vetőstatistikai paraméterek és a fraktálgeometria elemei között.



## Fraktálgeometriai alapok

Habár a magyar fraktál címszót először az 1992-ben megjelent Cambridge Enciklopédia (CRYSTAL 1992) említi, Mandelbrot már 1968-ban kiadta a fraktálok bibliájának nevezett könyvét, ahol már használja a fraktál elnevezést (MANDELBROT 1968). Mandelbrot nevezte el a tört dimenziójú alakzatokat fraktálnak a latin *fractus* = *tört* szó alapján.

A fraktálokat elvileg már az ókorban is felfedezhették volna, mivel az előállító képlet nagyon egyszerű. Viszont a fraktálok vizuális előállításához több milliárd hatványozásra és összeadásra van szükség, amit csak számítógép képes elvégezni.

GLEICK (1999) azt állítja, hogy „a káosz — és ezen belül a fraktál — ott kezdődik, ahol a klasszikus tudomány véget ér”. A XX. század végén kialakult új tudományág, amely már a következő XXI. század felé mutat, túllép a statikus rendszerek tanulmányozásán és a dinamikus rendszerek felé irányítja a tudósok figyelmét.

A fraktálokról (és a káoszról) mára már egyre több magyarnyelvű könyv, cikk jelenik meg. De lássuk mik is azok a fraktálok!

*Fraktálgeometriai bevezetőként*, PEITGEN et al. (1993, pp 30–91.) nyomán, vegyünk egy egységnyi hosszúságú szakaszt, amelyet harmadolunk, és a középső részét elhagyjuk (1. ábra).

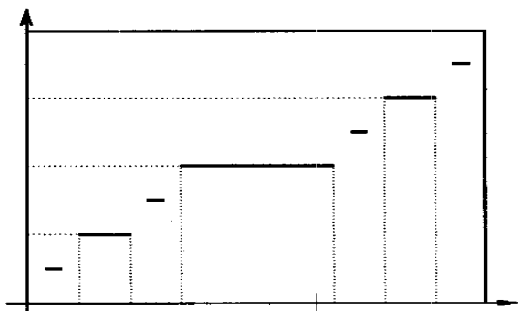


1. ábra. Cantor-halmaz (PEITGEN et al. 1993)

Figure 1. The Cantor set (PEITGEN et al. 1993)

A további lépésekben mindig a maradék szakaszok középső harmadát hagyjuk el; a végtelen sok lépés után megmaradt ponthalmazt nevezik Cantor-halmaznak, ami a legegyszerűbb egydimenziós fraktál.

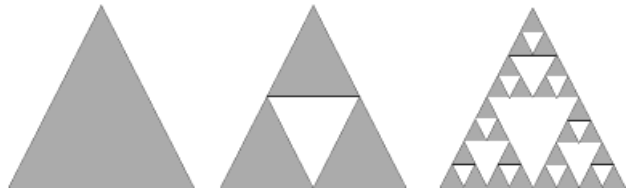
Ha az elhagyott szakaszokat függvényként értelmezzük a  $[0,1]$  intervallumon, és egy derékszögű koordináta-rendszerben ábrázoljuk, az ún. „ördögi lépcsőt” kapjuk (2. ábra). Ez az előbbi Cantor-halmaz „negatívja” egy szemléletes ábrázolásban.



2. ábra. Ördögi lépcső (SZABÓ 1997)

Figure 2. Devil staircase (SZABÓ 1997)

Ha már síkban értelmeztük az ördögi lépcsőt, lássuk a Cantor-halmaz kétdimenziós megfelelőjét, a Sierpinsky által megalkotott háromszöget (3. ábra).

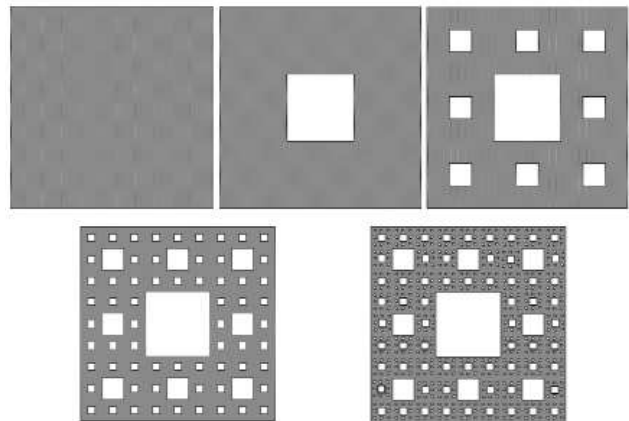


3. ábra. Sierpinsky-háromszög (KORVIN 1992)

Figure 3. Sierpinsky gasket triangle (KORVIN 1992)

Egy háromszög oldalait megfelezzük, és a középvonal mentén kialakult négy háromszögből a középsőt elhagyjuk. Megismételjük ezt a maradék három háromszöggel, majd folytatva a felosztást, az ábrán látható, egymásba ágyazott, lyukacsos háromszögegyüttest kapjuk.

Ezt a műveletsort egy 3 egységnyi oldalú négyzettel is megismételjük, így jön létre a Sierpinsky-szőnyeg (4. ábra).



4. ábra. Sierpinsky-szőnyeg (BROCHMANN 2006)

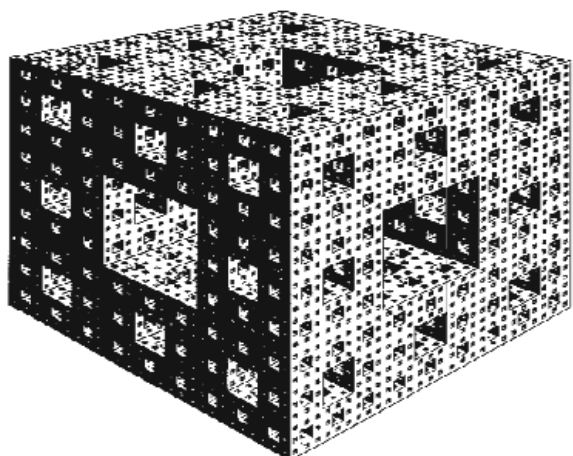
Figure 4. Sierpinsky carpet (BROCHMANN 2006)

Egy négyzet közepéből kivágunk egy egységnyi oldalú négyzetet, amit elhagyunk. A maradék 8 azonos területű kisméretű négyzet mindegyikénél hasonlóan járunk el, csak most már 8 db  $8/9$  egység<sup>2</sup> területű négyzetet vágunk ki. Megismételve az eljárást, az előbbi háromszöghöz hasonló szűrőt, jelen esetben lyukacsos négyzetet kapunk eredményül.

Az él hossza, azaz, az idomok kerülete mindkét esetben a  $\infty$ -hez tart, az idomok területe pedig a 0-hoz.

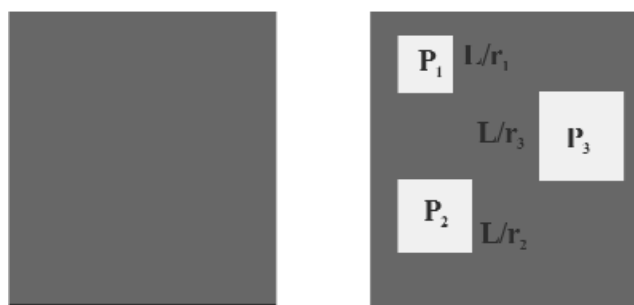
Természetesen a fenti fraktáloknak létezik térbeli megfelelője is, és ezt Menger-szivacsnak nevezik (5. ábra).

Hasonlóan a Sierpinsky-négyzethez, itt kockáról lévén szó, kockákat vágunk ki és hagyunk el, majd eredményül egy lyukacsos, szivacsos jellegű idomot kapunk.



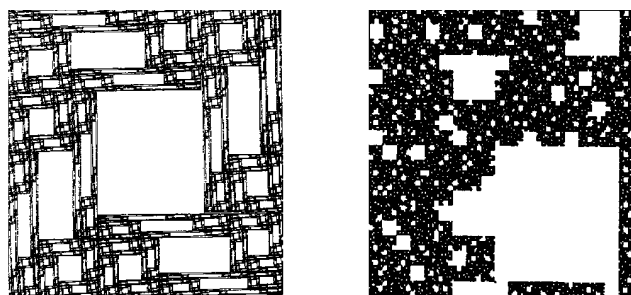
5. ábra. Menger-szivacs (FOKASZ 1999)  
Figure 5. Menger sponge (FOKASZ 1999)

Valószínűségi alapon adott idomot, pl. ezt az  $L$  oldal-hosszúságú négyzetet úgy alakítjuk fraktállá, hogy  $P_1$ ,  $P_2$  és  $P_3$  valószínűségi súlyokkal generáljuk az  $L/r_1$ ;  $L/r_2$  és  $L/r_3$  méretű négyzeteket (6. ábra).



6. ábra. Valószínűségi fraktál (VICSEK 1992)  
Figure 6. Probabilistic fractal (VICSEK 1992)

A végtelenségig folytatva ugyanezt, egy lyukacsos, de sajátos négyzetet kapunk eredményül, például ilyeneket (7. ábra):



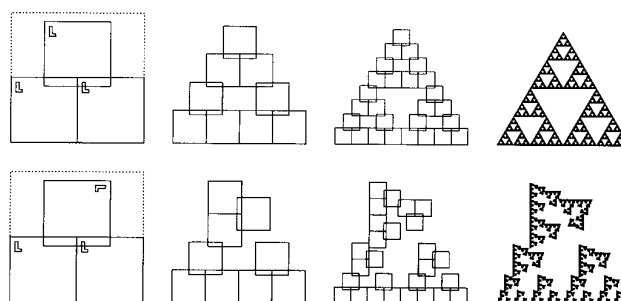
7. ábra. Valószínűségi fraktál egy-egy realizációja (BARNSELY 1988, FOKASZ 1999)  
Figure 7. Two realisations of the probabilistic fractal (BARNSELY 1988, FOKASZ 1999)

Az eddig elmondottak alapján a fraktálok három fő tulajdonságát vehetjük számba:

1. **Önhasonló** idomokból épülnek fel;

Az említett önhasonló tulajdonság általánosítása az ún. önaffin jelleg, amely egy olyan függvény segítségével végrehajtott transzformáció, amely méretváltoztatást, eltolást és forgatást jelent.

Az önaffin tulajdonságok szemléltetésére szintén a Sierpinsky-háromszöget használjuk fel (8. ábra, PEITGEN et al. 1993, pp. 24–27.):



8. ábra. Önaffin tulajdonság forgatása (PEITGEN et al. 1993)  
Figure 8. Self affine fractal rotation (PEITGEN et al. 1993)

Az ábra két sora ugyanazt a háromszöget ábrázolja, az alsó sorban levő mégsem teljesen hasonlít a felsőre. Az egyetlen eltérés a kettő között az, hogy a második sorozat háromszögeinek csúcsát elforgattuk  $90^\circ$ -kal, és ezt minden további generációnál megismételtük.

2. A fraktálok **rekurzív** tulajdonsága lépcsőről-lépésre történő előállításukban nyilvánul meg, amely jól nyomonkövethető az eddigi (1–8) ábrákon.

A műszaki ember szeret mérni, felvetődik a kérdés: Hogyan mérjük meg a fraktálokat? Mi jellemezza a bonyolultságukat? Mi alapján hasonlítsuk össze őket egymással?

3. **Fraktáldimenziót** használják a fraktálok bonyolultságának mérésére.

A fraktáldimenzió segítségével meghatározható, mennyire tölti ki a teret egy fraktálgörbe. A vonalakat egydimenziósoknak, a felületeket kétdimenziósoknak, a testeket pedig háromdimenziósoknak tartjuk. Azonban egy nagyon szabálytalan görbe ide-oda vándorolhat a felületen, olyannyira, hogy szinte teljesen ki is töltheti azt. A nagyon tekervényes felület, mint pl. egy fa lombozata vagy a tüdő belső felülete, majdhogynem háromdimenziós lehet. Így a szabálytalanságra, hegehupásságra úgy tekinthetünk, mint a dimenzió növekedésére. Egy szabálytalan görbe dimenziója 1 és 2 között lesz, míg egy szabálytalan felületé 2 és 3 közé esik. Egy fraktálgörbe dimenziója olyan szám, amely azt jellemzi, hogy a görbe két kiválasztott pontja között hogyan nő a távolság, midőn növeljük a felbontást. Tehát, amíg a vonal és a felület topológiai dimenziója mindig 1, illetve 2, addig a fraktáldimenzió lehet egy ezek közti érték is.

A  $D_s$  fraktáldimenzió egyik definíciója:

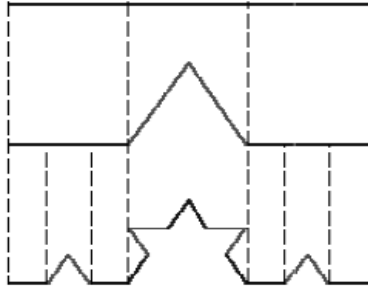
$$D_s = \frac{\log(N)}{\log(1/S)},$$

ahol  $S$  az eredeti felosztás, az  $N$  pedig az a szám, amely megmutatja, hogy az eredeti elemekből mennyivel lépünk

tovább, vagyis hány elemmel helyettesítjük az eredeti elemet.

Más megfogalmazásban az  $S$  a hasonlóság aránya, az alakzat pedig  $N$  számú másolattal fedhető le (FOKASZ 1999).

A Koch-görbe segítségével szemléltetjük (9. ábra) a fraktálok nevében is rejlő, tört dimenziót.



9. ábra. Koch-görbe (EDGAR 1990)

Figure 9. Koch's curve (EDGAR 1990)

Az alapkérdés az, hogy egy görbe, amely egydimenziós, mennyire tölti ki a kétdimenziós síkot. A Koch-görbe, az említett Cantor-halmazhoz hasonlóan, egy szakasz harmadolásával kezdődik, csak ebben az esetben nem elveszünk a felosztásból, hanem beillesztünk egy ugyanakkora szakaszt. Tovább folytatva a szakaszok harmadolását és a szakaszok helyettesítését eggyel több elemmel, egy csipkézett formájú tört vonalat kaptunk (9. ábra).

Definíció szerint e fraktálnak, a Koch-görbének a dimenziója:

$$D = \log 4 / \log 3 = 1,26.$$

Összehasonlítva a Cantor-szakaszt és a Koch-görbét, észlelhetjük a jelenség lényegét, vagyis azt, hogy amíg a Cantor-halmaz (1. ábra) csökkenő szakaszokra a végtelenbe pontfelhővé zsugorodik, és dimenziója 1 alá csökken ( $D = \log 2 / \log 3 = 0,6309$ ); addig a Koch-görbét definíció szerint (EDGAR 1993) síkban értelmezzük, és dimenziója nagyobb lesz 1-nél, a Cantor-halmaz méretének duplájára: 1,26-ra növekszik.

Tehát összefoglalható a fraktálok három alapvető tulajdonsága:

1. Önazonos (önaffin) elemekből állnak.
2. Rekurzív módon állíthatók elő.
3. Tört dimenzióval rendelkeznek.

## Vetőstatisztikai és fraktálgeometriai eredmények

A szilárdásvány-bányászati szakirodalomból ismeretes, hogy a fejtési mezők kijelöléséhez, vagyis a bányaművelés tervezéséhez meghatározzák az ún. vetőmentes terület nagyságát (FÜST 1982, 1997). Ez a szén-, illetve bauxittelepek vágatokban történő fejtése miatt fontos. Minél nagyobb a vetőmentes terület, annál biztonságosabban és gazdaságosabban végezhető a művelés. Ugyanilyen fontos lehet a vetőmentes területek körvonalazása, sőt térképezése a szénhidrogén-kutatásban is. UNGER (2004b) egy esettanulmány kapcsán kvarchomokkó törésvonalaira végzett vetőstatisztikai elemzéseket, hogy meghatározza a vetőmentes területeket. A vetőstatisztikai számítások alapján a szeizmikus mérés előtt rejtve maradt vetők száma megbecsülhetővé vált a következőképpen: mivel a vetők gyakorisági hisztogramja hatványfüggvény-kapcsolatot mutat a vetők hosszúságával, a függvénybe való behelyettesítéssel kiszámítható a nem azonosított vetők száma. Ez főleg a kisebb méretű vetők tartományára alkalmazható. Az esettanulmányban szereplő hatványfüggvény-közelítések megegyeznek: 1,4 körüli azonos hatványkitevővel rendelkeznek (10. ábra) a különböző vetőméret-gyakoriságok esetén.

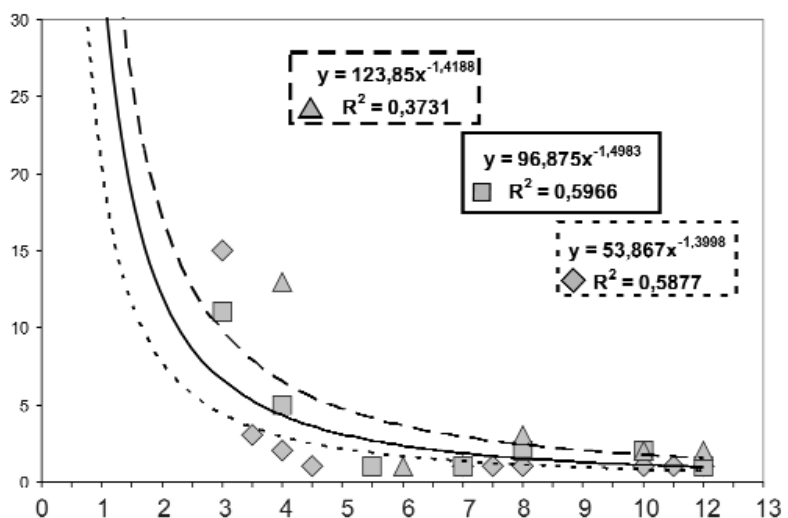
Az ábráról a közelítő hatványfüggvények alapján leolvasható a további vetők száma, illetve intervallumok állapíthatók meg, amik kijelölik a várható töredezettség mértékét.

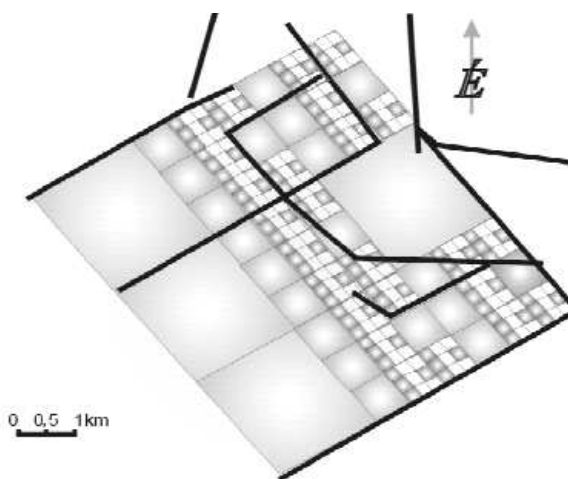
Hátrány, hogy nem ismerjük a még várható vetők térbeli helyzetét.

Erről szól UNGER (2004a) cikke, amely fraktálgeometriai megközelítéssel töredezett és kevésbé töredezett tömböket jelöl ki egy módosított Sierpinsky-szűrő segítségével (11. ábra). Ennek lényege, hogy az említett

10. ábra. A vetők hosszúság szerinti megoszlása (UNGER 2004b)

Figure 10. Distribution of the faults reported to their length (UNGER 2004b)





11. ábra. A háromgenerációs módosított Sierpinsky-szűrő illesztése (UNGER 2004a)

Figure 11. Fitting the three generation of the modified Sierpinsky gasket (UNGER 2004a)

kutatási területen, a 3D szeizmikus mérések vetőire sikerül egy háromgenerációs módosított Sierpinsky-szűrőt illeszteni.

Az alábbiakban ennek a hálónak a kapcsolatát igyekszem összekapcsolni az említett vetőstatistikai számítások eredményével.

A Cantor-halmaz (1. ábra) dimenziója az említett definíció alapján számítható ki:

$$D_c = \log 2 / \log 3 = 0,6309 .$$

A háromszatú (triadikus) halmaz méretét úgy kaptuk meg, hogy a továbbvitt elemek és a felosztás számának logaritmus hányadosát képeztük (TÉL, GRUIZ 2002).

A Koch-görbe (9. ábra) olyan triadikus halmaz, amely már kilép a síkba. E fraktál- dimenziója:

$$D_K = \log 4 / \log 3 = 1,58 .$$

A Sierpinsky-háromszög (3. és 8. ábra) dimenziója a TÉL, GRUIZ (2002) által is ismertetett módon számítható ki:

$$D_{SA} = \log 3 / \log 2 = 1,26 .$$

Ha a Sierpinsky-háromszög oldalát nem két, hanem három egyenlő részre osztjuk, az ismert rekurzív szerkesztési módon egy új Sierpinsky-háromszög generálható (12. ábra).

A triadikus Sierpinsky-háromszög fraktáldimenzióját az alábbi képlettel számíthatjuk ki:



12. ábra. A triadikus Sierpinsky-háromszög

Figure 12. The triadic Sierpinsky gasket

$$D_{SA2} = \log 6 / \log 3 = 1,6309 .$$

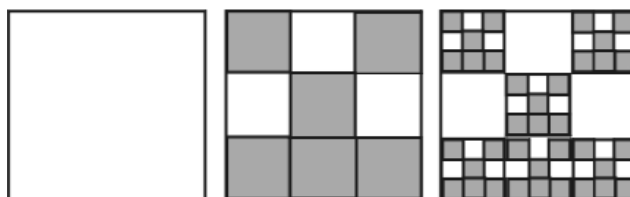
Belátható, hogy a klasszikus Sierpinsky-négyzet (4. ábra) dimenziója:

$$D_{SQ} = \log 8 / \log 3 = 1,89 ,$$

s ez a négyzet egy másik,

$$D_{SQ2} = \log 6 / \log 3 = 1,63 .$$

dimenziójú négyzetté alakítható át, ha nem 8, hanem csak 6 négyzetet tartunk meg a következő generációhoz, majd rekurzívan lépünk tovább (13. ábra).



13. ábra. Egy triadikus Sierpinsky-négyzet

Figure 13. One triadic Sierpinsky gasket

Így közvetlenül tapasztalható, hogy különböző jellegű fraktálok dimenziója azonos lehet. Azaz a triadikus Sierpinsky-háromszög és egy triadikus négyzet dimenziója azonos, ha megfelelő felosztással lépünk a következő generációba.

Ez az a tulajdonsága a fraktáloknak, amely lehetővé teszi változatos transzformációk létrehozását, anélkül, hogy a dimenziója változna.

### Vetőstatistikai és a fraktálgeometriai eredmények összekapcsolása

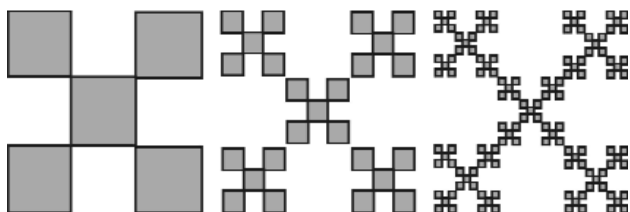
A következőkben a vetőstatistikai számításaimat összekapcsolom a töredezett tömbök fraktálgeometriai nyomozásával.

A Sierpinsky-hópehely (14. ábra) dimenzióját kiszámítva (TÉL, GRUIZ 2002):

$$D_M = \log 5 / \log 3 = 1,46 ,$$

értéket kapunk.

Ha nem a hópehely szerinti elrendezésben növesztjük tovább a fraktált, a dimenziója nem változik. Sőt egészen más jellegű fraktálnak is lehet ugyanaz a dimenziója. Amint



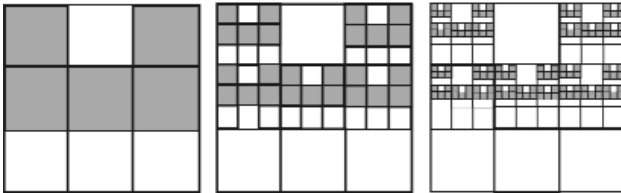
14. ábra. Egy sajátos triadikus Sierpinsky-négyzet: a hópehely

Figure 14. A special triadic Sierpinsky gasket: the snowflake

korábban is bemutatam, a logaritmushányadosban (ami definíció szerint a fraktáldimenzió) csak a két szám — a felosztás száma (nevezőben) és a továbbvitt elemek száma (számlálóban) — a mérvadó, csak az a lényeg, hogy a 9 db  $1/3$ -ad akkora négyzet közül 5-öt válasszak ki.

Ha a 14. ábrát, a Sierpinsky-hópehely elrendezését megváltoztatjuk (15. ábra), akkor a fraktáldimenziója — a  $D = 1,46$  értéke — nem változik.

Ez az elrendezés már ugyanaz, mint a 3D-s szeizmikus értelmezés alapján értelmezett vetőkre illesztett négyzetháló (11. ábra).



15. ábra. Egy másik sajátos triadikus Sierpinsky-négyzet realizációja, amelynek fraktáldimenziója nem változott a Sierpinsky-hópehelyhez képest

Figure 15. Realization of an other special triadic Sierpinsky gasket, which has the same fractal dimension as the snowflake fractal

Tehát a rezervoártetőn azonosított vetőkre kifejlesztett négyzetháló rekurzív és önhasonló fraktál, amelynek dimenziója 1,46.

A vetők hosszúság szerinti eloszlásának diagramján (10. ábra), amely szerint a szeizmikus felbontás alatti vetők méretére végeztem az előrejelzést (UNGER 2004b), szembevetendő a közelítő hatványfüggvények kitevőinek egyezésének szorossága:  $-1,42$ ,  $-1,49$  és  $-1,33$  körüliek, abszolút értékben épp a fenti fraktáldimenzióhoz közeli, tizedes pontossággal megegyező érték.

Láttuk, hogy az adott  $x$  hosszúságú vetők gyakorisága elég pontosan leírható a hatványfüggvénnyel:

$$f(x) = a x^{-b};$$

ahol  $a > 0$  és  $b > 0$ .

Továbbá  $S$ -szer akkora méretű vetőkből  $N$ -szer annyi van ( $S$  az önhasonlóság aránya,  $0 < S < 1$ ,  $N$  a következő lépésben továbbvitt alakzatok száma). Ezt az alábbi egyenlőség fejezi ki:

$$f(Sx) = N f(x).$$

Ha a feltételezett hatványfüggvény-modellbe helyettesítjük:

$$a (Sx)^{-b} = N a x^{-b} \quad | : a x^{-b},$$

és

$$S^{-b} = N.$$

Ezután az egyenlőség logaritmusát vesszük, ahonnan

$$-b \log S = \log N,$$

és

$$b = -\log N / \log S = \log N / \log 1/S = D,$$

vagyis a hatványkitevőnek meg kell egyeznie a fraktáldimenzió  $-1$ -szeresével, azaz a két szám abszolút értéke egyenlő.

Mivel a vetők hosszúsága és az erre illesztett négyzethálós fraktál, mint a rezervoár töredezett tömbjeinek egyik — közel vízszintes — kétdimenziós vetülete, a kapott eredmény egybeesik KORVIN (1992) és VICSEK (1992) állításával. E szerint a hierarchikusan szerveződő fraktálok esetében a méreteloszlás hatványfüggvénnyel írható le. Az egyel alacsonyabb topológiai térre történő vetület egyel kevesebb fraktáldimenziót eredményez. Ebből következik, hogy a vizsgált rezervoár töredezett tömbjei a háromdimenziós térben  $2,46$ -os dimenziójú fraktállal írhatók le.

## Összefoglalás

Korábban bizonyítottam és igazoltam az egymással szorosan összefüggő vetőstatisztikai (UNGER 2004b) és fraktálgeometriai számítások (UNGER 2004a) szénhidrogén-ipari alkalmazhatóságát. Szembetűnő volt a vetőstatisztikai számításokból származó vetőhossz-gyakoriságot közelítő hatványfüggvény kitevőjének egyezése az illesztett Sierpinsky-szűrő fraktáldimenziójával. Matematikailag bizonyítást nyert, hogy ez nem véletlen egybeesés, hanem a két szám abszolút értéke egyenlő kell legyen.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom a MÁFI-nak a kutatásaimban nyújtott támogatásért, a közvetlen kollégáknak a fraktálos beszélgetéseinkért, a lektoroknak, akik munkájukkal jobbat tettek a cikkemért, és nem utolsósorban mentoromnak Dr. Füst Antalnak, aki a fraktálok felé irányította tekintetem.

## Irodalomjegyzék — References

- BARNESLEY, M. 1988: *Fractals Everywhere*. — Academic Press, Inc. San Diego, 375 p.
- BROCHMANN, H. 2006: The Sierpinsky Carpet. — In: *Fractal Geometry, Part 4*. <http://www.saltspring.com/brochmann/math/Fractals/fractal-4/fractal-4.00.html> (2004. május 8.)
- CRYSTAL, D. 1992: *Cambridge enciklopédia*. — Maecanas Kiadó, Budapest, 1524 p.
- EDGAR, G. A. 1990: *Measure, Topology, and Fractal Geometry*. — Springer-Verlag, New York 230p.
- FOKASZ N. 1999: Káosz és fraktálok. — *Új Mandátum*, Budapest, 310 p.
- FÜST A. 1982: Geostatisztika. — *Kézirat a szerzőnél* (a Nógrádi Szénbányánál tartott mérnöktovábbképző tanfolyam segédlete), Budapest.
- FÜST A. 1997: *Geostatisztika*. — Egyetemi jegyzet, Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 298–315.
- GLEICK, J. 1999: *Káosz*. — Göncöl Kiadó, Budapest, p. 350.
- KORVIN, G. 1992: *Fractal Models in the Earth Sciences*. — Elsevier, London, 369 p.
- MANDELBROT, B. 1968: *Fractal geometry of the Nature*. — W H Freeman & Co., 480 p.
- PEITGEN, H-O., JÜRGENS, H., SAUPE, D. 1993: *Fractals for the classroom. Vol. I*. — Springer-Verlag, New York, 389 p.
- SZABÓ L. I. 1997: *Ismerkedés a fraktálok matematikájával*. — Polygon, Szeged, 64 p.
- TÉL T., GRUIZ M. 2002: *Kaotikus dinamika*. — Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 356 p.
- UNGER Z. 2004a: Töredezett közzétömbök nyomozása fraktálgeometriai elemekkel; egy szénhidrogén-rezervoár esettanulmánya. — *Földtani Közöny* 134 (2), pp. 281–289.
- UNGER Z. 2004b: Statisztikai vetőnyomozás egy szénhidrogén kutatási területen. — *Földtani Közöny* 134 (3), pp. 423–441.
- VICSEK, T. 1992: *Fractal growths phenomena*. — World Scientific Publishing, Singapore, 475 p.

# Földtani térképeken alkalmazható színadatbázis és felületijel-készlet

## *Colour table and surface symbol system for geological maps*

GALAMBOS CSILLA, SIMONYI DEZSŐ

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: adatbázis, adatfeldolgozás, digitális adat, földtani térkép, felületi jelek, Magyarország

### Összefoglalás

A térképészet klasszikus csoportosítása szerint a földtani térképek a tematikus térképek csoportjába tartoznak, így színek és vonalak, szükség esetén felületi jelek, valamint szöveges, számszerű vagy kódolt információk alkalmazásával jelenítik meg a földtani képződmények felszíni és felszín alatti elhelyezkedését, lényegében a földtani valóságnak egy, a térkép méretarányától függő egyszerűsítését. Ahhoz, hogy ma a földtani térképeken milyen színeket alkalmazunk, hosszú folyamat vezetett, a térképeken használt színek megválasztása lényegileg hagyományokon alapszik. A digitális földtani térképkészítés egyik eleme a színek és felületi jelek adatbázisban való tárolása. Tanulmányunk a színadatbázis definiálásán túl a felületi jelek elkészítési módját mutatja be többféle szoftverkörnyezetben, különös tekintettel a Magyar Állami Földtani Intézetnél készülő, MicroStation alapú felületi jelrendszerre.

Keywords: data bases, data processing/handling, digital data, geologic maps, surface symbols, Hungary

### Abstract

According to the basic cartographic classification, geological maps form a class of the thematic maps. The surface and subsurface extents of the geological formations, the simplified model of the geological reality, are depicted by colours, lines, symbols and other attributes. The colour and symbol system that is used on these maps is a result of a long process and based on certain tradition. The database of the colours and surface symbols is an important element of the digital geological mapping. The present work shows the design of the surface symbol system, with special respect to the MicroStation environment used in the Geological Institute of Hungary.

### Bevezetés

A térinformatika az informatikának az a részalmege, amelyben a térbeli, koordinátákhoz kötött információk, és az ezekhez kapcsolható adatbázis-műveletek (pl. térbeli keresés) is megjelennek. A digitális térképek készítése (mivel térbeli információkon alapul) térinformatika, de mivel ez részalmege, a feladat informatikainak is minősíthető.

A geológiai térképek térinformatikai alapú elkészítése olyan feladat, amikor meglévő vektoros és táblázat jellegű adatbázisokból nyomtatott végtermék, térkép készül. A vektoros adatbázist esetünkben a geológiai észlelés során térképezett foltok kiterjedésének digitalizált határvonalai, illetve az ezek által definiált poligonok jelentik. A földtani

foltok a valóságban többnyire nem szögletes idomokkal határolt térrészek, így a térkép, a valóság egyfajta egyszerűsített modellje. A számítógépes alapú térképkészítés, térképprajzolás egyfajta alapegysége a töröttvonal (polyline), illetve az általa körbezárt sokszög (poligon) amelyek maguk is egyszerűsítések. A számítógép így tudja tárolni ezeket a felületeket. A poligon szögletes volta tehát nem hiba, hanem elkerülhetetlen modellezési lépés. Ez még akkor is igaz, ha a térképen a szögletes határokat valamilyen matematikai eljárással „kisimítjuk”, ez a simított kép is csak közelíti a valóságot. A digitális poligonokat azonosítókkal kell el látni.

Az adatbázisban az egyedi azonosító kódon kívül szerepel egy földtani azonosító kód is, amelynek segítségével az

egyed adattáblák összekapcsolhatók. Ezen az azonosítón — esetünkben a földtani indexen — keresztül az adatbázis az egyes foltokhoz közvetve rendel tényleges geológiai információkat. Az adatbázisban az egyes formációk litológiai, genetikai adatai, kora, színe és (ha vannak) felületi jelei szerepelnek. A szín- és a felületjel-adatbázis tábláit a földtani index köti össze.

A térkép végleges megrajzolásához meg kell adjuk, hogy az egyes geológiai formációkat milyen színnel, illetve ha szükséges, milyen felületi jellel kívánjuk ábrázolni. Ez az az utasításkészlet, amely a fenti adatokból ténylegesen képet generál, ez gyakorlatilag a térkép „színezési utasítása”. Ez az adatbázis a formációkhoz rendelt színek kódját és a felületi jelek raszteres mintáit tartalmazza.

Amikor nem az egész ország térképét készítjük el (amelyben az adatbázisunkban levő összes geológiai formációt ábrázoljuk), hanem csak egy kisebb területre vonatkozó térképlapot állítunk elő, akkor a térinformatikai programunk segítségével ki kell válasszuk azokat a formációkat, amelyek a térképlap területén előfordulnak. Természetesen az adatbázisunk folytonos marad, csupán leválogatást végzünk az adott területre nézve a kívánt adatokból. Mivel a térképlap kiterjedését az egész térkép koordinátarendszerében ismerjük, az a feladatunk, hogy a foltok felszíni kiterjedését leíró vektoros adatbázisból kiválasszuk azokat az elemeket, amelyek a térképlap területére is esnek. Az így megtalált poligonok azonosítója alapján a geológiai adatbázisból megkapjuk az érintett formációk felsorolását, amely a térképlap jelkulcsának az alapja. Ezután ezekhez a formációkhoz színt és felületi mintát rendelünk (például az előzetesen definiált szín- és felületiminta-adatbázisból, mely egy standard színbank), és a szoftver elkészíti a jelkulcsot, ezzel párhuzamosan pedig megrajzolja a térképlapot.

Egy térkép elkészítésének számos módja lehetséges. A tervezési fázisban az egyik legfontosabb kérdés, hogy mi lesz a felhasználási mód. Ennek megfelelően többféle szoftverkörnyezetben készíthető el a termék. A lehetőségeink, felsorolásszerűen, a következők:

- különféle grafikai,
- a mérnöki tervezést segítő és
- adatbáziskezelő programok.

A grafikai munkákra gyártott, adatbázishoz nem kötött DTP (*Desktop Publishing* = nyomdai előkészítő)-programok nem rendelkeznek koordinátarendszerrel, csupán egy a rajznak a rajzfelületen való elhelyezését segítő viszonylagos koordinátahálóval. Az origó helye tetszőlegesen változtatható, alapbeállításként a rajzfelület bal alsó sarka. Ez lényeges hátrányuk, mert beillesztésük más térinformatikai rendszerbe így nehézkes. A különböző mérnöki tervező programoknál, amelyeket CAD (*Computer Aided Design* = Számítógéppel Segített Tervezés; más értelmezés szerint *Computer Aided Drawing* = Számítógéppel Segített Rajzolás)-programoknak neveznek, külön modul teremt kapcsolatot adatbázisokkal. A grafikai elemek kezelésében a CAD-programok a DTP-programokhoz hasonlítanak, azonban már rendelkeznek koordinátarendszerrel. Ezzel szemben a térinformatikában alkalmazott adatbázis-kezelő

GIS (*Geographical Information System* = Földrajzi Információs Rendszer)-rendszerek más módon épülnek fel. Ezek a programok képesek az objektumok, helyhez kötött adatok térbeli elrendeződésének, egymáshoz viszonyított helyzetének, azaz a topológiának a vizsgálatára. E programokban a használt koordinátarendszer térképi vetülethez is kapcsolható.

A Magyar Állami Földtani Intézetben kezdetben a Corel Software által forgalmazott CorelDraw környezetben készült el egy szín- és felületjel-készlet. Később, erre támaszkodva, készült el MicroStation-környezetben a program lehetőségeit figyelembe vevő és az időközben véglegessé vált színeket alkalmazó új jelkészlet (nincs publikálva, említi MAIGUT 2005 és TURCZI 2005). A lényeges eltérés a jelrendszer és Magyarország csak színeket alkalmazó 1:100 000-es méretarányú földtani térképének (GYALOG, SÍKHEGYI 2005, GYALOG et al. 2003; MAIGUT 2004; GYALOG 2005) jelkulcsa között az, hogy a negyedidőszaki képződményeket jórészt felületi jellel ábrázolja. A felületi jelek készítői módjának végleges kiválasztásához egy-egy CAD és GIS adatkezelő programot vizsgáltunk. A CAD-szoftverek közül az AutoDesk AutoCAD-szoftverének felületi-jel-készítői technikáját, míg a GIS-szoftverek közül az Intergraph által készített MGE (*Modular GIS Environment*) MicroStation-programcsalád tulajdonságait próbáltuk ki a gyakorlati alkalmazás céljára.

A munka a Magyar Állami Földtani Intézetben (MÁFI) az utóbbi években folyó, a digitális földtani térképezést támogató adatbázis-építés fontos elemeit tartalmazza. A kezdeti alkalmazásokat a szerzők közül Simonyi Dezső által CorelDraw-környezetben definiált színek és jelek alkották, amelyeket Galambos Csilla alkalmazott a MicroStation-rendszerek számára is adaptálható módon (GALAMBOS 2006).

### A földtani térképeken alkalmazott színek

Színadatbázisunk a MÁFI-ban nyomdai úton vagy nyomtatással megjelent térképek képződményeinek színeit tartalmazza. Ez az adatbázis a számítógépes monitorokon történő megjelenítést megvalósító RGB- és a nyomdai gyakorlatban használt CMYK-színrendszert foglalja magában, egyben megteremtve az átjárhatóságot a két színrendszer között. A korábbi tanulmányunkban (GALAMBOS 2005) említett Pantone-színkódok a nyomda által használt színek CMYK-színrendszerben érvényes összetevőit sorolják fel. Az Intézetben meglévő adatbázis nyújt segítséget a különböző képződmények megfelelő színének kiválasztásában.

A színek kiválasztása a geológia hagyományaira épül. Már a XIX. század végén meghatározták az egyes földtani korok alapszínét. A korokon belül pedig a minél idősebb képződmény, annál sötétebb szín elve érvényesül. A nyomdai alkalmazások számára — és a geológiai térképek készítésének még az internetes alkalmazások elterjedésekor is lényegi része a nyomdai előkészítés — az egyes színek

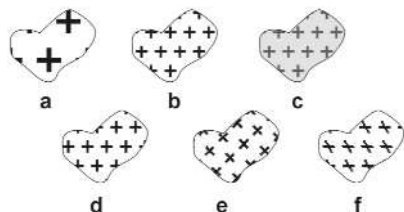


kiválasztásakor az alapot a fent említett Pantone-színskála képezi. Lehetőség szerint figyelembe vettük az eddig már megjelent földtani térképek színkulcsát, hogy minél kevesebb legyen a száma azon képződményeknek, amelyek egy már megjelent térképen más színnel rendelkeznek. A színválasztásnál további szempont volt a színek árnyalata és erőssége. A szín erősségének meghatározásánál elsődleges szempont, hogy a térképi elemek, felületi jelek és indexek jól olvashatók legyenek. A földtani térképek az egyes korok hivatalos színeinek (GYALOG 1996) köszönhetően elég élénk képet mutatnak, azonban igyekeztünk ezt a hatást valamelyest tompítani (GALAMBOS 2006).

A színválasztás tekintetében mindazonáltal igen fontos szempont az Intézet által kiadott geológiai térképek jelkulcsának és színvilágának egységessége. Az Intézetben már alkalmazott színadatbázis (nincs publikálva, említí MAIGUT 2005) kor szerinti színeit és színárnyalatait egyetlen kivétellel megtartottuk. A kivételt a negyedidőszaki képződmények jelentik, ahol egységesen fehér háttérszínt választottunk. Ennek oka az, hogy a nagyszámú képződmény miatt célszerűnek látszott a felületi jelekkel történő markáns elkülöníthetőség, ami a kitöltőminta színeit is figyelembe véve fehér alapszínnel optimális. Itt jegyezzük meg, hogy a régebbi, és a hazai földtanban is kitalált szempontjából etalonnak tekintett térképeken — így pl. Lóczy 1922-ből származó, a Kárpát-medence geológiáját bemutató fedett földtani térképén — a negyedidőszaki képződmények szintén fehér színnel vannak jelezve. Az ország területi változásainak, és a negyedidőszaki képződmények területi túlsúlyának következtében azonban a Lóczy-féle színválasztás akár vitatott is lehet; ez esetben az általunk definiált adatbázis javaslatként értékelendő.

### Felületi jelek készítése különböző szoftverekkel

A térképészetben általában felületi jelnek azokat a jeleket nevezzük, amelyek alaprajz-szerűen ábrázolják egy adott tematika kiterjedését. Térképészeti szempontból a földtani térképeken lévő pontszerű jelek (pl. dőlés, mélyfúrás, forrás) nem a felületi jelek kategóriájába tartoznak. A felületi jelek definiálása a vizsgált számítógépes környezetben a kitöltőminta, illetve a minta és a háttér színének definiálását jelenti. A jelek megjelenítésénél általában mind a háttérrel, mind pedig a jel színét megváltoztathatjuk, illetve a jelet forgathatjuk és torzíthatjuk is (1. ábra).

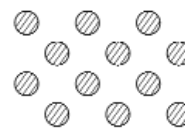


1. ábra. A felületi jelek megjelenítési változatai a – alapjel, b – csökkentett méretű jel, c – alapjel- és mintaszín megváltoztatása, d – origó eltolása, e – 45°-os forgatás, f – 20°-os torzítás

### Felületi jelek készítése az AutoCAD-szoftverrel

Az AutoCAD vonalas (vektoros) elemként kezeli a kitöltőminták elemeit. Ahogy a felületi elem kontúrvonalát létrehozuk, vagy a későbbiekben azt megváltoztatjuk, a program azonnal kitölti a területet a kitöltőmintával. A felhasználó utólag egyenként módosíthatja kitöltött mintában megjelent vektoros elemeket.

A felületek kitöltésére több lehetőségünk nyílik. Használhatunk előre definiált jeleket. Ilyen a geológiában használt kitöltő elemek közül pl. a dolomit, a mészkő és a homok jele. Definiálhatunk egyéni jeleket és egyszínű kitöltést is. A program saját, előre elkészített színtáblával rendelkezik, a legfrissebb verziókban már felhasználói színdefiníciót is találhatunk. A program az egyszínű kitöltést sűrű vonalkázással oldja meg (2. ábra). Színnel nemcsak a teljes foltot, hanem a kitöltőminta egyes elemeinek belsejét is kitölthetjük; a folt határvonala mintaelemek és kitöltő színek határáként jelentkezik (3. ábra).



2. ábra. Homok kitöltőmintája, a szemléleteség érdekében felnagyítva (a program a vonalkázást sűrűbben végzi)

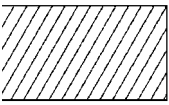


3. ábra. Homok kitöltőminta alkalmazása térképi foltra

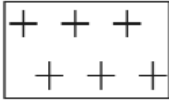
A MÁFI térképeinek szerkesztése során igen fontos, hogy a felületi jeleket a felhasználó definiálhassa. Az AutoCAD-program sajátossága, hogy minden felületi jelet külön állományban tárol, amelyben több sorban, számkódok segítségével, helyi koordinárendszerben definiálhatjuk a kitöltőmintát. A sorok száma és hossza a minta bonyolultságától függ. Ez a számsor a következőkből áll:

1. szám: forgatási szög, a „0” vízszintes, a „90” függőleges vonalat jelent;
2. szám: x-koordináta, a kitöltés első vonala kezdőpontjának x-koordinátája;
3. szám: y-koordináta, a kitöltés első vonala kezdőpontjának y-koordinátája;
4. szám: x-irányú eltolás, két mintaelem közötti x irányú távolság;
5. szám: y-irányú eltolás, két mintaelem közötti y irányú távolság;
- 6–X szám: szaggatott vonal esetén, ha vonalon belül megszakítást szeretnénk hagyni, a pozitív szám a megmaradó jelek, a negatív szám a megszakítás hosszát jelzi. Pontot nulla hosszúságú vonallal definiálhatunk. A sorozámnál jelölt X attól függ, hogy hány elemből áll a definiált vonalunk (GRABOWSKI 2001) Az x- és y-irányú eltolást egy eltolási vektor két komponensként kell értelmezni.

Folt kitöltésekor megadhatjuk, milyen méretben és milyen forgatási szöggel alkalmazzuk a mintát. A minta kezdőpontját (annak bal alsó sarkát) teljesen esetlegesen teszi le a program, emiatt előfordul, hogy nem, vagy csak



4. ábra. 60°-os vonalkázás



5. ábra. Keresztminta

részben kerül kitöltőminta a foltba. Ezt a lerakási méret nagyon kis — pl. 1 százalékos — változtatásával lehet kiküszöbölni. A leírtakat egy 60°-os dőlésszögű vonalkázás (4. ábra) és egy keresztekkel való kitöltés (5. ábra) példáján mutatjuk be. A 4. ábrán, mely egy egyszerű vonalkázás, az első és a második vonal tulajdonságait adjuk meg, a többi a program automatikusan elvégzi. Az 5. ábrán ennyi már nem elég. Leírást adunk az első két minta-

elemről, az őket felépítő vonalak hossz-

szerűségről, egymástól való távolságáról stb. A gyakorlatban tehát a rajzi elemeket definiáljuk, és programmal generáljuk a kitöltéshez szükséges kódsorozatokat.

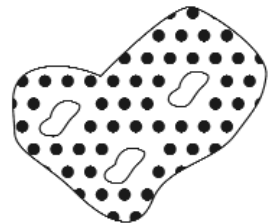
Mint a példákból is látszik, már az ilyen viszonylag egyszerű kitöltőminták létrehozása sem könnyű. A mintát egy segédprogrammal is elkészíthetjük, s a kitöltőmintákat a program által építőkockaszerűen megadott grafikai elemek, minták segítségével szerkeszthetjük meg. A szerkesztés során a program megmutatja, hogy a milyen eredményt ad a minták általunk kiválasztott kombinációja (előkép), és automatikusan elkészíti a végleges felületi jelekhez tartozó, fent bemutatott számsorozatokat.

#### *Felületi jelek készítése a MicroStation-szoftverrel*

A program sajátosságaiból adódóan a kitöltőminták készítési módja a tartalmazott elemtípustól (csak vonalas elem, színnel kitöltött elem vagy ezek keveréke) függ.



6. ábra. Felületi jelek kitöltési hibája MicroStation-környezetben. A kitöltésként használt körök színezése megszűnik a folt szélén, csak a teljes, a határoló vonalat nem érintő körök maradnak kiszínezve



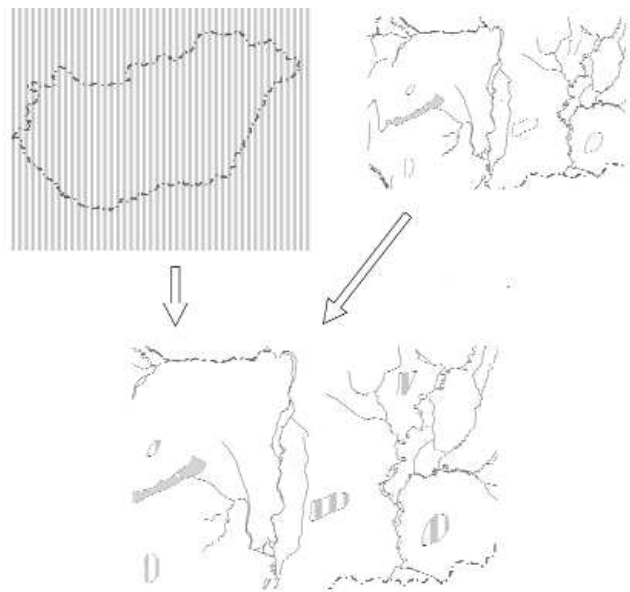
7. ábra. Az előző ábrán mutatott hiba javítása a körvonalak megvastagításával: homok és kavics felületi jele MicroStation-környezetben

Az egyszerűbb minták csak vonalas elemet tartalmaznak. Ezek az elemek különféle forgatási szöggel lerakott vonalakkal állnak. A kitöltőminta adatai a következők: vonalvastagság, valamint az egyes vonalak egymástól való távolsága vízszintes, illetve függőleges irányban. A minta más, nem egyenes vektorelemeket is tartalmazhat, a homok jele pl. szabályos távolságokra elhelyezkedő körök sorozata, míg a kavics jele szabálytalan oválisokból áll. Természetesen a homokos kavics jele a kettő keveréként áll elő.

A MicroStation sajátossága, hogy ha a kitöltőminta színnel kitöltött elemeket tartalmaz, a földtani folt határa a mintát elvágja — ez minden elemre igaz —, így a folt

határán a színnel kitöltött kör vagy ellipszis kitöltése is megszűnik (6. ábra). Ez a probléma kiküszöbölhető, ha a 3. ábrához hasonló sűrű vonalkázást alkalmazunk kitöltésként, amikor a vonalak összeolvadnak, és szemünk a mintát teljes színnel kitöltésnek érzékeli. Kör alakú felületi kitöltőminta esetén azt is megtehetjük, hogy a kör alakú minta vonalát olyan vastagra állítjuk, hogy a kört kitöltse. A minták elkészítésekor általában ezt az egyszerűbb megoldást választottuk. Ezt a módszert a homok és kavics keverékét jelző mintán szemléltetjük (7. ábra).

Színnel kitöltött elemekből — különböző színek váltakozásával kitöltött poligonok sorozatából — álló kitöltőminta elkészítésére másik lehetőség, ha mintánkat a teljes kívánt területre — akár az egész országra — készítjük el. Ilyen minta lehet olyan vonalkázás, ahol minden második oszlopot szín tölt ki. A mintának a megfelelő foltba való



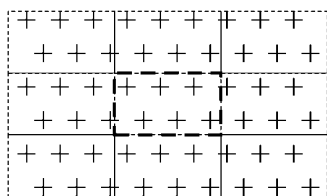
8. ábra. Teljes területet lefedő minta használata

Az ábra csak a szemléltetés kedvéért készült, nem valós foltokat tartalmaz

beillesztésekor már túllépünk a MicroStation keretein, és az MGE-programcsalád segítségét vesszük igénybe. A vektoros adatbázisból kiválogatjuk azokat az elemeket, amelyek ezt a mintát kapják, és a minta elkészítésekor létrejött adatbázist és a foltok adatbázisát összekapcsolva, mintánkat a megfelelő foltokba mintegy „belevágjuk” (8. ábra). Ezt a műveletsort komplex topológiai módszernek is tekinthetjük, a végeredmény pedig a földtani folt általunk kiválasztott felületi jellel történő térképi ábrázolása (TURCZI 2000).

#### *A felületi jelek alkalmazása a térképgenerálásakor, mindhárom szoftver használatakor*

Mindhárom program használata esetén az elkészített mintaelemet csempének vagy cellának nevezzük. A program a cellák egymás mellé helyezésével készíti el a kitöltést (9. ábra). Az elkészített mintacsempe a szaggatott vonallal körülhatárolt rész. A program e köré rakja a megadott távol-



9. ábra. A kitöltőminták elhelyezése.

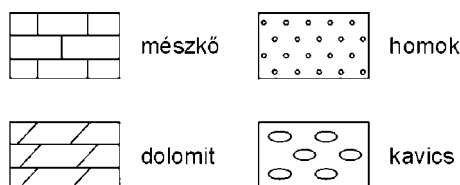
A mintacsempe a középső, szaggatott vonallal körülhatárolt terület

ságokkal és sűrűséggel a többi mintát.

Egyes földtani térképeken a földtani foltok száma hatalmas — pl. Magyarország 1:100 000-es méretarányú földtani térképe (GYALOG, SÍKHEGYI 2005) 650 fajta, összesen 48 910 darab földtani foltot tartalmaz (MAIGUT

2005; TURCZI 2005). Az AutoCAD-program ilyen mennyiségű elem kezelésére nem alkalmas, mert velük a felületi jelek kezelése eléggé nehézkes. Ezért a felületi jelkészletet a MicroStation-program segítségével készítettük el.

Az előző bekezdésben említett mennyiségű elemnek nem lehet külön színt adni, az emberi szem nem is képes ennyi szín és színárnyalat megkülönböztetésére. A képződmények között ezért szükségszerűen azonos színűek is lesznek, ame-



10. ábra. Egyes földtani képződmények jelölése

lyek általában azonos földtani kort jelölnek. A megkülönböztetést a földtani index és a felületi jelek segítik.

A felületi jelek önmagukban, tehát háttérszín nélkül, csak fiatal, negyedidőszaki képződményeknél fordulnak elő. Ebben az esetben a minta más mintaszínnel ismétlődhet. A legkorábbi negyedidőszaki és az idősebb képződmények esetén háttérszín is van. A kitöltőmintákat, a színeket, az adatbázis elemeit és a térképet az ún. földtani index mint azonosító kód (adatbázis-kezelő szakkifejezéssel *elsőleges kulcs* vagy *kapcsolómező*) köti össze.

A felületjel-készlet kialakításában a litológiai szempontok kaptak szerepet, hiszen pl. a mész, dolomit, homok, kavics stb. adott, tradicionális geológiai jelöléssel rendelkeznek, amelyek a következők (10. ábra):

## Összefoglalás

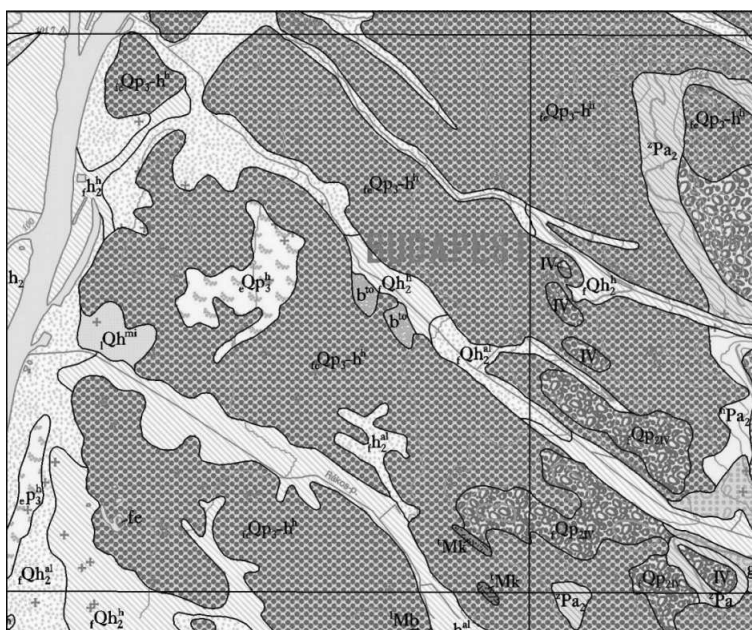
Az Intézetben már rendelkezésre álló színadatbázis (MAIGUT 2005) felhasználásával létrehoztunk egy olyan színekészletet, amely nemcsak a formációk alapszíneit, hanem az esetlegesen használt felületi jelek, kitöltőminták színeit is tartalmazza. Az adatbázis kialakításánál, a színek definiálásánál fontos szempont volt a hagyomány, illetve az Intézet által

kiadott térképek színvilágának egységessége. Ennek megfelelően az egyes formációk alapszíneit — a fehér háttérszín kapó negyedidőszaki képződmények kivételével — változatlan formában megtartottuk, valódi színkiválasztás csak a felületi jelek színeinek definiálásakor történt.

A színek illetően alkalmazásán túl egy olyan felületjel-adatbázist definiáltunk, mely kisebb átalakításokkal — ha kevesebb képződmény szerepel, kevesebb felületi jelre van szükség — egyéb földtani térképekre is alkalmazható. Mivel a DTP-programok nem rendelkeznek vetületi koordináta-rendszerrel és intézetünkben a MicroStation számít standard programnak, így az adatbázis e program keretein belül és sajátosságainak kihasználásával készült el.

A kitöltőminták színének megválogatása nemcsak ösztönös döntés eredménye, hanem a különféle érzékelési és esztétikai szempontok figyelembe vétele is szükséges (GALAMBOS 2006). Egy-egy földtani koron belül számos formáció és azok tagozatai találhatóak, melyek miatt nagyon sok árnyalatot kellene alkalmazni, olyan sokat, amennyit a szem meg sem tudna különböztetni. Tisztán esztétikai szempontból sem helyénvaló a lehető legtöbb árnyalat alkalmazása, hiszen ezt a térkép megjelenése sínylené meg, miközben a bolognai színkódok (STAUB, SZONTAGH 1886; GYALOG 1996) kötelező követése azonban tudományosan is korlátozza az alkalmazható árnyalatok halmazát.

A jól érzékelhető elkülönítést a felületi jel segíti, amelynek színe a különféle kontraszthatások figyelembe vételét kell, hogy tükrözze. A sötét felületi jel alkalmazása például a szem számára eltérő háttérszín esetén eltérő hatást kelt. Ahogy ITTEN (1997) kifejtette, a tiszta színek hajlamosak arra, hogy egymást kölcsönösen a maguk komplementere felé szorítsák. A formációk nagy mennyisége következtében az egyes kitöltőminták is-



11. ábra. Részlet Magyarország 100 000-es méretarányú földtani térképe (GYALOG et al. 2003; MAIGUT 2004; GYALOG 2005), Budapest lapjából, ahol a felületi jelkészletünket alkalmaztuk

méltódnak, az alapszínen legjobban érvényesülő árnyalatban. A munka legfontosabb gyakorlati jelentősége éppen az, hogy a nemzetközileg elfogadott geológiai térképi színrendszerek (STAUB, SZONTAGH, 1886; GYALOG 1996)

keretei között a geológiai térképek olvasását és megértését támogató felületjel-adatbázist sikerült definiálni. A felületi jelek és a földtani indexek alkalmazását a 11. ábrán szemléltetjük.

## Irodalom — References

- GALAMBOS Cs. 2005: A földtani térkép - digitalizálástól nyomdáig. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2004*, pp. 131–137.
- GALAMBOS Cs. 2006: Digitális földtani térképek jelkulcsának kidolgozása integrált térinformatikai alkalmazások számára. Doktori (Ph. D.) értekezés. – *Kézirat*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geoinformatikai és Térképtudományi Tanszék, Budapest.
- GRABOWSKI, R. 2001: *Tailoring AutoCAD*. – Opamp Books, LA, CA, USA, 260 p.
- GYALOG L. (szerk.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa 187*, Budapest, 171 p.
- GYALOG L. (szerk.) 2005: *Magyarító Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 188 p.
- GYALOG L., SIKHEGYI F. (szerk.) 2005: *Magyarország földtani térképe. 1:100 000*. Térképszelvények pdf v5.0 formátumban. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG L. (szerk.) 2005: *A térképi egységek rövid magyarítója*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG, L., TURCZI, G., SIKHEGYI, F., BUDAI, T., KAISER, M., SZEILER, R., MAIGUT, V. 2003. The 1:100 000 GIS-based geological map database of Hungary. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna (poszter)*.
- ITTEN, J. 1997: *A színek művészete - A szubjektív élmény és objektív megismerés mint a művészethez vezető utak*. Tanulmányi kiadás. – Göncöl Kiadó, Bp., 95 p.
- MAIGUT V. 2004: Új digitális földtani térképmű a MÁFI-ban. *Geodézia és Kartográfia* 56 (7), pp. 22–26.
- MAIGUT V. 2005: Földtani térképek kartografálásának segítése térinformatikai módszerekkel. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2004*, pp. 139–144.
- STAUB M., SZONTAGH T. (szerk.) 1886: A magyar bizottság jelentése a geológiai nomenclatura és térképjelzések egyveretősége ügyében a nemzetközi geológiai kongresszus harmadik ülészakára (Berlin, 1885). – *Földtani Közöny* 16, pp. 30–39.
- TURCZI G. 2000: Térkép alapú informatika a földtudományban. Doktori (Ph. D.) értekezés. – *Kézirat*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Térképtudományi Tanszék, Budapest.
- TURCZI G. 2005: Földtani térmodell építése – adatbázisok az intra- és interneten. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2004*, pp. 125–130.