

Földtani Közlöny



151/2

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2021

Felelős kiadó

BUDAI Tamás, az MFT elnöke

Főszerkesztő

SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztőkBABINSZKI Edit
KOVÁCS Zoltán
BARTHA István Róbert**Nyelvi lektor**Philip RAWLINSON
LUKOCZKY Georgina**Szerkesztőbizottság**CSERNY Tibor, FODOR László, FÓZY
István, PAPP Gábor, SZAKMÁNY György,
SZANYI János, TÖRÖK Ákos**Támogatók**Baumit Kft., Biocentrum Kft., Colas
Északkő Kft., Elgoscár 2000 Kft.,
Geo-Log Kft., Geoproduct Kft.,
Geoteam Kft., Josab Hungary Kft.,
Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft.,
Mol Nyrt., OMYA Hungária Kft.,
O&G Development Kft., Perlit-92
Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt.,
ANZO Perlit Kft., Kvarchomok
Bányászati és Feldolgozó Kft.**A kéziratokat az alábbi felületen kérjük
benyújtani**

www.foldtanikozlony.hu

* * *

Responsible publisherTamás BUDAI,
President of the Hungarian Geological
Society**Editor-in-chief**

Orsolya SZTANÓ

Technical editorsEdit BABINSZKI
Zoltán KOVÁCS
István Róbert BARTHA**Language editor**Philip RAWLINSON
Georgina LUKOCZKY**Editorial board**Tibor, CSERNY, László FODOR, István
FÓZY, Gábor PAPP, György SZAKMÁNY,
János SZANYI, Ákos TÖRÖK**Sponsors**Baumit Kft., Biocentrum Kft., Colas
Északkő Kft., Elgoscár 2000 Kft.,
Geo-Log Kft., Geoproduct Kft.,
Geoteam Kft., Josab Hungary Kft.,
Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft.,
Mol Nyrt., OMYA Hungária Kft.,
O&G Development Kft., Perlit-92
Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt.,
ANZO Perlit Kft., Kvarchomok
Bányászati és Feldolgozó Kft.**Submission of manuscripts through**

www.foldtanikozlony.hu

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in

Crossref.org

Scopus

GeoRef (Washington),

Pascal Folio (Orleans),

Zentralblatt für Paläontologie

(Stuttgart),

Referativny Zhurnal (Moscow) and

EPA, MTA REAL (Budapest)

Földtani Közlöny



151/2

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata Bulletin of the Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

BUDAI Tamás: Elnöki megnyitó.	107
BABINSZKI Edit: Főtitkári és Közhasznúsági jelentés a 2020. évről.	109
SPRÁNITZ Tamás, SZABÓ Csaba, JÓZSA Sándor, BERKESI Márta: Retrográd metamorfózishoz kapcsolódó fluidumok egy variszkuszi szubdukciós csatornában: fluidumzárvány-vizsgálatok a Cabo Ortegal Komplexum ultrabázisos közeteiben. – <i>Retrograde metamorphic fluids preserved in a Variscan subduction channel: a fluid inclusion study in ultramafic rocks of the Cabo-Ortegal Complex, NW Spain.</i>	121
KOVÁCS, Zoltán, VICIÁN, Zoltán: Conoidea (Neogastropoda) assemblage from the Lower Badenian (Middle Miocene) deposits of Letkés (Hungary), Part II. (Borsoniidae, Cochlespiridae, Clavatulidae, Turridae, Fusiturridae). – <i>Conoidea (Neogastropoda) fauna Letkés alsó badeni (középső miocén) üledékeiből, II. rész (Borsoniidae, Cochlespiridae, Clavatulidae, Turridae, Fusiturridae).</i>	137
BORDY, M. Emese, SZTANÓ, Orsolya: Badenian (middle Miocene) continental paleoenvironment in the Novohrad–Nógrád Basin (Central Paratethys): a volcano-sedimentary record from the Páris-patak Valley in Hungary. – <i>Badeni (középső miocén) folyóvízi ökoszisztéma a Palócföldön: vulkáni-üledékes rétegsorok a Páris-patak völgyéből.</i>	159
KONRÁD Gyula, SEBE Krisztina, HALÁSZ Amadé: Késő negyedidőszaki szeizmikus aktivitás nyomai futóhomokban, a Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzónában. – <i>Traces of late Quaternary seismic activity in aeolian sand in the Dunaszentgyörgy–Harta Fault Zone, Hungary.</i>	179
KONCZ István: Anyakőzet-tulajdonságok és termikus átalakulások a Kösseni Formációban. – <i>Source rock features and thermal transformations in the Kössen Formation.</i>	201
VETŐ István: Az alföldi lignitek/barnaszemek biogénmetán-potenciálja – Rock-Eval-adatakon alapuló becslés. – <i>Biogenic methane potential of lignites/sub-bituminous coals of the Hungarian Great Plain – An assessment based on Rock-Eval data.</i>	211
Társulati ügyek 2020. (összeállította: KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes)	221
Hírek, ismertetések (összeállította: CSERNY Tibor)	229

Első borító: A Palócföld badeni tájképe. NAGY Róbert és BORDY Emese 3D animációja: <https://youtu.be/hUbx1QJNfK> A fonatos folyó ökoszisztémái rekonstrukciója a Páris-patak völgyi rétegsorok alapján készült.

Hátsó borító: „De profundis” NAGY Csilla alkotása (Fotó: BÍRÓ Dávid / ACLIM! / OFF-Biennále Budapest) Az alkotásról bővebben a Hírek, ismertetések rovatban olvashat.

Budapest, 2021

ISSN 0015-542X

Rövidített útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

Kérjük olvassa el részletes útmutatókat a www.foldtanikozlony.hu weboldalon.

A Földtani Közlönybe a földtudományok széles köréből várunk a Kárpát–Pannon térség földtani felépítésével foglalkozó magyar vagy angol nyelvű kéziratokat. Magyar nyelvű cikkek esetében annak címét, kulcsszavait, összefoglalóját, az ábrák és táblázatok címét, feliratait angol nyelven is meg kell adni, angol nyelvű cikkek esetén fordítva. Az angol nyelvű szövegek elkészítése a szerző feladata.

A kéziratot bírálatra pdf formátumban, egyetlen fájlként kell benyújtani, a szöveg mögé sorrendben elhelyezett számozott ábraanyaggal. A fájl neve a szerző nevéből és a cikk témáját lefedő néhány szóból álljon (pl. *szujo_etal_villanyi_kavicsok*). Kéziratok a fenti honlapon keresztül küldhetők be. Bármilyen technikai probléma esetén forduljon a technikai szerkesztőhöz (piros.olga@mbfz.gov.hu) vagy a főszerkesztőhöz (szano.orsolya@gmail.com).

Az **értekezések** eddig publikálatlan adatokat, új eredményeket következtetéseket közölnek, széles tudományterületi képbe helyezve. A rövid közlemények célja az adatközlés, adatmentés, vagy az új eredmény gyors közzététele. A szemle széleskörű, szakmailag közérthető áttekintést nyújt egy tudományterület új eredményeiről, vagy kevésbé ismert, új módszereiről, annak alkalmazásáról. Vitáit a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. A vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjen meg. A gyakorlati rovatba a földtani kutatással – bányászattal kapcsolatos kéziratok kerülnek, melyek eredménye nem elsősorban tudományos értékű, hanem a szakközösség tájékoztatását szolgálja. **A tömör fogalmazás, az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás, a szabatos szaknyelv használata és a nem specialista olvasók érdekében a közérthetőség mindegyik műfajban alapkövetelmény.**

A KÉZIRAT TAGOLÁSA ÉS AZ EGYES FEJEZETEK JELLEMZŐI (kötelező, javasolt)

a) Cím (magyarul, angolul) Rövid, informatív és tárgyira törő, utal a fő mondanóra.

b) Szerző(k), munkahelye, postacímmel (e-mail cím)

c) Összefoglalás (magyarul, angolul) Kizárólag a tanulmány célját, az alkalmazott módszereket, az elért legfontosabb új eredményeket és következtetéseket tartalmazza, így önállóan is megállja a helyét. Hossza legfeljebb 300 szó. Az angol nyelvű összefoglaló lehet bővebb a magyarnál (max. 1000 szó).

d) Tárgyszavak (magyarul, angolul) Legfeljebb 8 szó / egyszerű kifejezés e) Bevezetés A munkához kapcsolódó legfontosabb korábbi szakirodalmi eredmények összefoglalása, és ebből következően a tanulmány egyértelműen megfogalmazott célja.

f) *Anyag és módszerek* A vizsgált anyag, esetleg korábbról származó adatok, a mérési, kiértékelési eszközök és módszerek ismertetése. Standard eljárások esetén csak a hivatkozott módszertől való eltérést kell megfogalmazni.

g) Eredmények Az új adatok és kutatási eredmények ismertetése, dokumentációja ábrákkal és táblázatokkal.

h) Diskusszió A kapott eredményeknek a saját korábbi eredményekkel és a szakirodalmi ismeretekkel való összevetése, beágyazása a tágabb tudományos környezetbe.

i) Következtetések Az új következtetések téziszzerű, rövid ismertetése az eredmények és a diskusszió ismétlése nélkül.

j) Köszönetnyilvánítás

k) Hivatkozott irodalom Csak a szövegközi, az ábrákhoz és táblázatokhoz kapcsolódóan megjelenő hivatkozásokat foglalja magába (se többet, se kevesebbet).

l) *Ábrák, táblázatok és fényképtáblák (magyar és angol felirattal)* A szemléltetni kívánt jelenség, vagy összefüggés megértéséhez szükséges mennyiségű.

m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul) Az illusztrációk rövid, összefogott, tartalmában érdemi magyarázata.

FORMAI KÖVETELMÉNYEK

Értekezés, szemle maximális összesített **terjedelme** 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla együttesen). Ezt meghaladó tanulmány csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének térítésére kötelezettséget vállal. A rövid közlemények összesített terjedelme maximálisan 4 nyomdai oldal.

A **szöveg** doc, docx vagy rtf formátumban készüljön. Az alcímeknél ne alkalmazzanak automatikus számozást vagy ábécés jelölést, csak a tipográfiaiával jelezzék a címrendet. A hivatkozásokban, irodalomjegyzékben a SZERZŐK nevét kis kapitálissal, ősmaradványok faj- és nemzetségeit dőlt betűvel, fajok leíróit szintén kis kapitálissal kell írni. A kézirat szövegében az ábrákra és a táblázatokra számozásuk növekvő sorrendjében a megfelelő helyen hivatkozni kell.

A szövegközi **hivatkozások** formája RADÓCZ 1974, vagy GALÁCZ & VÖRÖS 1972, míg három vagy több szerző esetén KUBOVICS et al. 1987. Több hivatkozás felsorolásakor ezek időrendben kövessék egymást. Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek, szoros ábécében, ezen belül időrendben álljanak. Kérjük a folyóiratok teljes nevének dőlt betűvel történő kiírását. Ezen kívül, ha a hivatkozott műnek van DOI száma, azt meg kell adni teljes URL formátumban. Hivatkozott egyedí kiadványok esetén a mű címét kérjük dőlt betűvel szedni. Magyar szerzők idegen nyelvű publi- kációi esetén a vezetőknév után vesszőt kell tenni.

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)

JÁMBOR Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. — MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.

VARGA A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek közzetani és geokémiai vizsgálatának eredményei. — PhD értekezés, ELTE Közzetani–Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.

WEAVER, C. E. 1989: *Clays, Muds, and Shales*. — *Developments in Sedimentology* 44, Elsevier, Amsterdam, 819 p. [http://dx.doi.org/10.1016/s0070-4571\(08\)7036-0](http://dx.doi.org/10.1016/s0070-4571(08)7036-0)

Az **ábrákat** a szerzőknek kell elkészíteni, nyomdakész állapotban és minőségben a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszhetően. A fotótábla maximális magassága 230 mm lehet. Az ábrákon a vonalvastagság 0,3 pontnál, a betűméret 6 pontnál ne legyen kisebb. Az illusztrációkat X4-nél nem frissebb CorelDraw ábraként, az Excel táblázatokat és diagramokat word vagy cdr formátumban tudjuk elfogadni. Egyéb esetben a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szűrkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif vagy jpg kiterjesztéssel kérjük beküldeni. A színes illusztrációkat a megfelelő nyomdai minőség érdekében CMYK színprofittal kérjük előállítani, ezért az online megjelenő pdf esetben előfordulhat némi színváltozás. A színes ábrák, fotótáblák nyomtatási költségeit a szerzőknek kell fedezniük. Ha a költséget a szerzők nem tudják vállalni, már benyújtáskor szűrkeárnyalatos illusztrációkat használjanak.

A cikk benyújtásakor, kérjük a szerzőket, hogy **nevezzenek meg legalább négy olyan szakértőt**, akik annak tartalmáról érdemi véleményt adhatnak, és adják meg e-mail címüket. A bírálatot követően a szerzőtől egy vagy két hónapon belül várjuk vissza a javított változatot, ekkor **még mindig egyetlen összesített pdf-ben** (eredeti fájl név_átdolgozott megjelöléssel). E mellé kérünk csatolni egy **tételes jegyzéket**, melyben bemutatják, hogy lektoraiik megjegyzéseit, tanácsait hogyan vették figyelembe, valamint esetleges egyet nem értésüknek milyen szakmailag alátámasztható indokai vannak.

A közlésre elfogadott kéziratok szövegét, ábráit, táblázatait egyesével kérjük a szerkesztőségi felület megfelelő menüpontját használva feltölteni. Tördelést követően a szerzők feladata a korrektúrázás. Különlenyomatokat még külön költségért sem tudunk biztosítani.

Elnöki megnyitó

Tisztelt Tagtársaim!

Ebben az évben Tisztújító Közgyűléssel zárul a Társulat elmúlt hároméves időszaka, és kezdődik el egy új fejezet. Ilyen alkalmakkor a leköszönő elnökség elemzi és értékeli a Társulat működését, és a tapasztalatok alapján igyekszik útmutatással szolgálni a következő vezetőség számára. Sajnos ez az elnöki közgyűlési köszöntés is eltér a megszokott gyakorlattól, hiszen előbb jelenik meg a Földtani Közlöny hasábjain, és csak később hangzik el élőszóban. Ennek oka továbbra is a koronavírus-járvány, amely miatt ezen a tavaszon is bezártságra kényszerültünk. Remélem, hogy a védőoltások hatására hamarosan véget ér ez az áldatlan helyzet, és a társulati élet számára oly fontos személyes, közvetlen kapcsolatok ápolása ismét lehetővé válik.

Az elmúlt három év során a Földtani Társulat működése azoknak a fő célkitűzéseknek megfelelően zajlott, amelyeket a 2018-ban választott elnökség fogalmazott meg. Hagyományainkhoz méltó szakmai programok, jelentős hazai tudományos konferenciák kerültek megrendezésre. 2019-ben ünnepeltük legnagyobb hazai földtani tudományos kutatóintézetünk, a Földtani Intézet alapításának 150. évfordulóját a Magyar Geofizikusok Egyesületével közös vándorgyűlésünkön. 2020. során ünnepeltük Társulatunk szakmai folyóiratának, a Földtani Közlönynek 150. évfordulóját, amelynek alkalmából kiemelkedően magas szakmai színvonalú tanulmányokat tartalmazó, ünnepi füzeteket jelentettünk meg. LÓCZY Lajos halálának 100 éves jubileuma alkalmából a Társulat tanulmánykötetet jelentetett meg, amely iránt várakozáson felüli, igen széleskörű érdeklődés mutatkozott. A járvány terjedése miatt azonban több hagyományos rendezvényünk is elmaradt 2020-ban, így például a Földtudományos forgatag és a Hungeo is.

Az ipari partnerekkel korábban kialakított kapcsolatok ápolásának keretében új kezdeményezésként hirdettük meg és indítottuk el szakmai továbbképző kurzusainkat. Folyamatosan és sikeresen zajlott a korábbi években elnyert és az újonnan induló európai uniós pályázatok teljesítése. A nemzetközi szakmai kapcsolatok ápolásán túl ezek a projektek egyre jelentősebb szerepet töltenek be a Társulat működésének pénzügyi biztosítása terén is, ezért a következő vezetőség figyelmét is szeretnénk felhívni ezek fontosságára.

Programjaink, rendezvényeink „fiatalbaráttá”, az ifjú szakemberek számára is vonzóvá tétele céljából évről évre megrendeztük az immár hagyományos „Összegytemi terepgyakorlatot”, és egynapos terepbejárásokat szerveztünk az Ifjúsági Bizottság aktív közreműködésével. 2020-ban elindítottuk a Juhász Árpád Geológus Szakkört, az ELTE Természettudományi Múzeumával közös szervezésben.

A Társulat egyik kiemelt célja a földtan minél szélesebb körű megismertetése és népszerűsítése, ezért egyre inkább előtérbe kerül az ismeretterjesztő tevékenység, a geológiai örökségek bemutatása és népszerűsítése. Ezek körébe tartoznak az évekkal ezelőtt indult „Az év ősmaradványa, ásványa és ásványkincse” mozgalomhoz és a Föld napjához kapcsolódó rendezvények, a Geotóp napi kirándulások és a Földtudományos forgatag. Ezek 2018–2019. során rengeteg érdeklődőt vonzottak sőt, a Geotóp napokat 2020-ban is sikerült megrendeznünk. 2020-ban kisfilmekből álló sorozatot jelentettünk meg a geológia népszerűsítése céljából (a filmek folyamatosan kerülnek fel az MFT honlapjára).

A földtudományok társadalmi megbecsültsége a földtan jelene és jövője szempontjából meghatározó jelentőségű, és ez alapvetően befolyásolja a Földtani Társulat életét is. Taglétszámunk 2015 óta csökken, és ez a folyamat az elmúlt hároméves időszak során még kissé erősödött is. Ezt a negatív tendenciát elősegíthették – közvetve vagy közvetlenül – azok a kedvezőtlen változások is, amelyek a természettudományok és azon belül a földtudományok vonatkozásában a közelmúltban következtek be. Ezek közé tartozik a Magyar

Tudományos Akadémia kutatóintézeteinek átszervezése, a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálatot 2018-ban sújtó drasztikus létszámcsökkentés, a Természettudományi Múzeum költöztetésére és átszervezésére irányuló törekvés is. Az egyetemeken egyre alacsonyabb létszámmal zajlik a földtudományok képzése, és ez kedvezőtlenül hat szakmánk jövőjére, nem utolsósorban a Társulat tagságának utánpótlására is. Nagyon fontos lenne, hogy ezek a kedvezőtlen folyamatok megszűnjenek, ehhez a Társulatnak meg kell tennie mindent – a lehetőségeihez mérten.

Tisztelt Tagtársaim!

A leköszönő elnökség nevében is szeretném kifejezni a köszönetemet azért, hogy három éven keresztül szolgálhattuk a Magyarhoni Földtani Társulatot. Bízom benne, hogy a következő időszakra megválasztásra kerülő vezetés jobb körülmények között tudja majd végezni a munkáját, amelyet a legjobb tudásunk szerint igyekszünk majd támogatni. Társulatunk 173 éves története során a mindenkori tagság még a mostoha körülmények között is mindig képes volt megőrizni szakmai aktivitását és hagyományainkon nyugvó összetartását, és ennek így kell lennie a jövőben is.

Sikerekben gazdag újabb három évet és jó egészséget kívánok minden tagtársunknak és az új vezetőségnek!

Jó szerencsét!

BUDAI Tamás
elnök

A Magyarhoni Földtani Társulat 2020. évi tevékenysége Főtitkári jelentés

A Magyarhoni Földtani Társulat 2020-as éve is a megszokott rend szerint kezdődött – az Elnökség a megválasztásakor lefektetett fő célkitűzések megvalósításán dolgozott:

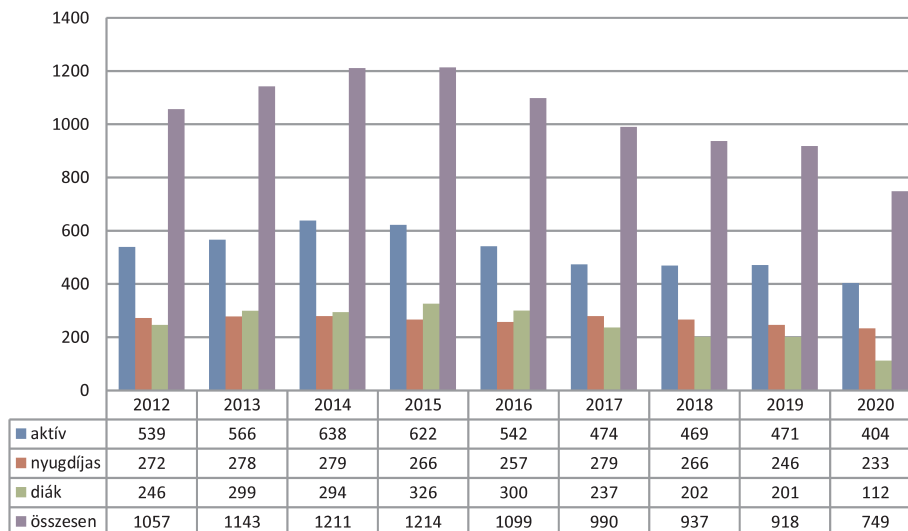
- a Társulat 172 éves múltjához méltó szakmai programok, hazai és nemzetközi tudományos konferenciák, terepbejárások rendezése;
- az ipari partnerekkel kialakított jó kapcsolatok ápolása és további potenciális támogatók keresése; az elmúlt években elindult szakmai EU-s pályázatok folytatása és egyéb pályázati lehetőségek felkutatása;
- programjaink, rendezvényeink „fiatalbaráttá”, az ifjú szakemberek számára is vonzóvá tétele;
- az egyre kiemeltebb szerepet betöltő ismeretterjesztő tevékenység folytatása, a geológiai örökségek bemutatása és népszerűsítése;
- ismeretterjesztő tevékenységeken, kiadványokon és szakmai rendezvényeken keresztül a földtani kutatás jelentőségének felismertetése a társadalommal és a politikai vezetéssel.

A társulatnak és szakosztályainak, területi szervezeteinek korábbi években megszokott és az elmúlt években megálmodott programjainak jó részét azonban elsöpörte vagy az online térbe kényszerítette a világon végigsöprő Covid19 nevű koronavírus-betegség. Az elmúlt év e vírus árnyékában zajlott, amely első körben talán túlzott ijedelmet és félelmet váltott ki, de később a kreativitást, a megváltozott helyzethez való gyors alkalmazkodást is meghozta társulatunk számára.

A társulat tagsága, együttműködő partnerei

A társulat taglétszámát, tagságának megoszlását az elmúlt években az *1. ábra* mutatja. 2020 végére taglétszámunk 749 főre csökkent. Ennek oka, hogy a 3 évnél régebb óta tagdíjat nem fizető tagtársaink évi két alkalommal történő fizetési felszólításunkra válaszul vagy önként kiléptek, vagy a titkárság – alapszabályunk értelmében – törölte őket a nyilván tartásunkból. A táblázatban feltüntetettek kivül a társulatot erősítette még 29 tiszteleti és 5 örökös tag.

2020-ban elhunyt tagtársaink: FÜST Antal, MÁNDY Tamás, PAÁL Tamás, PELIKÁN Pál, R. SZABÓ István, VINCZE János dr., ILKEYNÉ dr. PERLAKI Elvira, BARCZI Attila, FEHÉR Tamás, VITÁLIS György.



1. ábra. Az MFT taglétszámának alakulása 2012–2020

2020-ban a társulatnak 18 jogi tagja volt:

- ANZO Perlit Kft.,
- Baumit Kft.,
- Biocentrum Kft.,
- Colas Északkeleti Bányászati Kft.,
- Elgoscar-2000 Kft.,
- Geo-Log Kft.,
- Geoproduct Gyógyító Ásványok Kft.,
- Geoteam Kft.,
- Josab Hungary Kft.,
- Kvarchomok Bányászati és Feldolgozó Kft.,
- Mecsekérc Zrt.,
- Mineralholding Kft.,
- Mol Nyrt. Kutatás Termelés,
- O&GD Central Kft.,
- OMYA Hungária Mészkefeldolgozó Kft.,
- Perlit-92 Bányászati és Feldolgozó Kft.,
- Terrapeuta Kft.,
- Vikuv Vízkutató és Fúró Zrt.

Társulatunknak 2020-ban 34 együttműködő partnere volt:

- Alkalmazott Földtudományi Klaszter,
- Bánya-, Energia- és Ipari Dolgozók Szakszervezete,
- Bányászati Együttműködési Fórum,
- Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Építőmérnöki Kar,
- Croatian Geological Society,
- Debreceni Egyetem Természettudományi és Technológiai Kar,
- ELGOSCAR-2000 Környezettechnológiai és Vízgazdálkodási Kft.,
- Eötvös Loránd Tudományegyetem, TTK, Földrajz–Földtudományi Intézet,
- Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság,
- Észak-Dunántúli Nemzetközi Bányászati Klaszter,
- European Association of Geochemistry,
- Geological Society of Romania,
- Környezetvédelmi Szolgáltatók és Gyártók Szövetsége,
- Kuny Domokos Múzeum,
- Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat,
- Magyar Földmérési, Térképészeti és Távérzékelési Társaság,
- Magyar Földrajzi Társaság,
- Magyar Geofizikusok Egyesülete,
- Magyar Hidrológiai Társaság,
- Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat,
- Magyar Mérnöki Kamara, Geotechnikai Tagozat,
- Magyar Meteorológiai Társaság,
- Magyar Minerofil Társaság,
- Magyar Természettudományi Múzeum,
- Mátra Csillaga Kft.,
- Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar,
- MTA X. Földtudományok Osztálya,
- Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület,
- Országos Széchényi Könyvtár (EPA),
- Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar,
- Serbian Geological Society,
- SPE HUN szekció,
- Szegedi Tudományegyetem, Természettudományi és Informatikai Kar,
- Szilikátipari Tudományos Egyesület.

A projekt a társulatnak 5000 euró bevételt eredményez a projekt teljes időszaka alatt (2017–2020).

A projekt befejezése: 2020. október 30.

ROBOMINERS (Resilient Bio-inspired Modular Robotic Miner): a projekt célja egy moduláris és újrakonfigurálható „robotbányász” kifejlesztése a kis és nehezen hozzáférhető telepekhez, amely lehetővé teszi, hogy az EU-tagországok hozzáférhessenek az egyébként hozzáférhetetlen vagy gazdaságtalanul kitermelhető ásványi nyersanyagokhoz.

A társulat feladata és szerepe a projektben: 1. együttműködő harmadik partnerként tájékoztatás a projekteredményekről hírlevelek, körlevelek formájában és weboldalon; 2. adatgyűjtés, adatszolgáltatás országos szinten.

A projekt a társulatnak 7000 euró bevételt eredményez a projekt teljes időszaka alatt (2019–2023).

A projekt befejezése: 2023. május 31.

CROWD THERMAL (Community-based development schemes for geothermal energy): a projekt célja elérni, hogy az európai közösségek közvetlenül részt vehessenek a geotermikus fejlesztésekben az alternatív, közösségi finanszírozási módszerek és a társadalmi szerepvállalás révén. A projekt első lépésben a geotermikus projektek és technológiák átláthatóságán kíván javítani azzal, hogy közvetlen kapcsolatot teremtsen a geotermiában érdekelt szereplők és a társadalom között. Foglalkozik a társadalom részéről felmerülő aggályokkal, amelyek a különböző geotermikus technológiákhoz kapcsolódnak.

A társulat feladata és szerepe a projektben: 1. együttműködő harmadik partnerként tájékoztatás a projekt eredményekről hírlevél, körlevelek formájában és weboldalon; 2. adatgyűjtés, adatszolgáltatás országos szinten.

A projekt a társulatnak 8750 euró bevételt eredményez a projekt teljes időszaka alatt (2019–2022).

A projekt befejezése: 2022. augusztus 31.

REFLECT (Redefining geothermal fluid properties at extreme conditions to optimize future geothermal energy extraction): a projekt célja, hogy elkerülhetővé tegye a geotermikus fluidumokkal kapcsolatos kémiai problémákat ahelyett, hogy kezelni kelljen ezeket. Ehhez a geotermikus rendszerekben lévő fluidumok fizikai és kémiai tulajdonságainak alapos ismeretére van szükség, amely jelenleg nem minden esetben áll rendelkezésre az in situ mintavételezés szélsőséges körülményei között.

A társulat feladata és szerepe a projektben: 1. együttműködő harmadik partnerként tájékoztatás a projekteredményekről hírlevél, körlevelek formájában és weboldalon; 2. adatgyűjtés, adatszolgáltatás országos szinten.

A projekt a társulatnak 7893,75 euró bevételt eredményez a projekt teljes időszaka alatt (2020–2022).

A projekt befejezése: 2022. december 31.

ENGIE – EIT (Encouraging Girls to Study Geosciences and Engineering): az Európai Innovációs és Technológiai Intézet (EIT RawMaterials) Nyersanyag-közössége támogatja ezt a projektet, amelynek célja a 13–18 éves lányok érdeklődésének felkeltése a geotudományok és a kapcsolódó mérnöki tudományok iránt. A projekt célja, hogy elősegítse a nemek közötti egyensúly megteremtését ezeken a területeken. A projekt középpontjában a középiskolás lányok állnak, mivel a pályaválasztással kapcsolatos döntéseket ebben a korban hozzák meg. A projekt során nemzetközi együttműködésben különböző tevékenységeket hangolnak össze, amelyek között vannak családi rendezvények, szabadterei programok, iskolai tudományos klubok, bányalátogatások, mentori programok, nemzetközi diákkonferenciák, publikációs lehetőségek, nyári kurzusok természettudományokat oktató tanárok számára és oktatási anyagok előállítására.

A társulat feladata és szerepe a projektben: 1. együttműködő partnerként tájékoztatás a projekteredményekről hírlevél, körlevelek formájában és weboldalon; 2. kérdőíves felmérések, programok szervezése.

A projekt a társulatnak 12 000 euró bevételt eredményez a projekt teljes időszaka alatt (2020–2022).

A projekt befejezése: 2022. december 31.

A társulat gazdálkodása

A társulat gazdálkodásának részletes adatait a Gazdasági Bizottság beszámolója, illetve az egyszerűsített éves beszámoló és közhasznúsági melléklet mutatja be. Néhány általános megjegyzést azonban érdemes kiemelni:

– A társulat a 2020. évben – az elmúlt két év körülbelül 4–4 milliós nyereségével ellentétben – sajnos veszteséggel zárt. A világra szabaduló koronavírus-járvány mind a bevételeinket növelő programokat, mind a pályázatokat elsöpörte.

– Az éves bevétel (21 313 eFt) megoszlása: tagdíjbefizetések (természetes személy és jogi) 40,5%; szponzori díjak és támogatások (cégek és tagtársak) 22,2%; rendezvények 7%; egyéb (működési, pályázatok stb.) 30,3%.

– Az éves kiadások (24 883 eFt) megoszlása: rendezvények 2,4%; Földtani Közlöny 19,4%; működési kiadás 78,2%.

Veszteség 14,3%.

A társulat 2020-ban megjelent kiadványai, kisfilmjei

Földtani Közlöny 150/1–4. jubileumi száma

BABINSZKI Edit, †HORVÁTH Ferenc (szerk.) 2020: *A Balaton kutatása Lóczy Lajos nyomdokán.* – Budapest, Magyarhoni Földtani Társulat, 339 p. ISBN: 978-963-8221-79-7

BOSNAKOFF Mariann, SZIVES Ottília, FÖZY István (szerk.) 2020: *23. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés – Program, előadáskivonatok.* – Budapest, Magyarhoni Földtani Társulat, ISBN 978-963-8221-80-3

TÖRÖK Ákos, GÖRÖG Péter, PUZDER Tamás (szerk.) 2020: *3. Meddő-Hulladék (másodnyersanyag) konferencia.* (Mérnökgeológia-közetmechanika kiskönyvtár, ISSN 1789-0454; 24.) ISBN: 978-963-8221-77-3

11 darab ismeretterjesztő kisfilm: 1 darab az ENGIE projekt népszerűsítésére (*Földtudományok nem csak férfiaknak! - ENGIE*) és 10 darab (*Kőbe zárt világok* sorozat) a geológia népszerűsítésére. Ez utóbbi epizódjai:

- Budapest felszín alatti vizei.
- Régi bányák új köntösben.
- A Kárpát-medence vulkánjai.
- Stabilizotópokkal a klímaváltozás nyomában.
- Fosszilis energia.
- Dínók a Bakonyban.
- Földtani veszélyforrások – Tűzhányók.
- Budapest barlangjai.
- A bányászat jövője.
- Geotermia.

A filmek folyamatosan kerülnek fel a társulat honlapjára (<https://foldtan.hu/hu/kisfilmek>).

A Földtani Közlöny

A Földtani Közlöny 2020-ban ünnepelte fennállásának 150. évfordulóját. A jubileumról az elmúlt 150 év hazai földtudományi eredményeit bemutató cikksorozattal emlékezett meg folyóiratunk.

A Földtani Közlöny 2017-től Open Journal Systems szoftver segítségével jelenik meg, amely lehetővé teszi a cikkek beküldését az erre kialakított online felületre, támogatja a szerkesztési munkafolyamatokat és az online publikálást. Az MTA Könyvtárával kötött megállapodás értelmében a cikkeket DOI-val látjuk el, ami hosszú távon biztosítja online elérhetőségüket, továbbá a bibliográfiai adatok bekerülnek a CrossRef DOI regisztrációs ügynökség adatbázisába.

Az éves tagdíj befizetése esetén a Közlöny 2015-től ingyenes online elérhetőségét követően a nyomtatott példányok előfizetőinek száma drasztikusan visszaesett, és a kinyomtatott példányok száma is jelentősen csökkent. A Közlöny költségeinek finanszírozását az előfizetők számának jelentős csökkenése miatt pályázati forrásokkal (NKA, MTA) kell kiegészíteni.

Jelenleg a Közlönynek összesen 137 előfizetője van, ebből 41 fő aktív (7500 Ft/év előfizetési díjjal), 2 fő diák, 23 fő nyugdíjas (5500 Ft/év előfizetési díjjal) és 71 intézményi előfizető (10 000 Ft/év előfizetési díjjal). A Földtani Közlönt ingyenesen kapják a tiszteleti és az örökös tagok (34 fő), a Közlöny szerkesztőbizottságának tagjai (9 fő), valamint a könyvtárak és a társulat jogi tagjai (összesen 54 intézmény).

Ugyanakkor a Földtani Közlöny online elhelyezése az Elektronikus Periodika Adattárban (EPA) jelentősen megnövelte a kiadvány olvasottságát.

Új programjaink, programsorozataink

A társulat 2018-ban kezdte el szervezni szakmai továbbképzéseit. Nyolc, kurrens szakmai témából álló kurzuscsoportot állítottunk össze. Ezeknek a továbbképzéseknek az a célja, hogy a földtudományok gyakorlati alkalmazásához naprakész információkat adjon át, és bemutassa ezek legfontosabb, a gyakorlati feladatok megoldásához legjobban illeszthető alkalmazásait. A társulat a kurzusok lebonyolítását cégekhez kihelyeztetten, illetve egyéb helyszínen is vállalja. 2020-ban a Mecsekérc Zrt. a „Mélyfúrású geofizikai szelvények geológus szemmel” című kurzuscsoportot vette igénybe.

A társulat rendezvényei

A társulat 2020-ban egy rendezvényt bonyolított le központi (elnökségi) szervezésben, 2020. augusztus 28-án a 170. Rendes Közgyűlést Budapesten. A koronavírus-járvány miatt összesen 41 fő vett részt rajta.

Ezenfelül 2 területi szervezet és 10 szakosztály további terepbejárásokat, előadóüléseket is szervezett. Ezen eseményeket és a rajtuk résztvevők számát az *I. táblázat* foglalja össze.

I. táblázat. A társulat területi szervezeteinek és szakosztályainak 2020. évi rendezvényei

Területi Szervezet / Szakosztály	Kiemelt rendezvény		Terepbejárás		Előadóiülés		Összesen	
	száma	részvevők száma	száma	részvevők száma	száma	részvevők száma	száma	részvevők száma
Alföldi Területi Szervezet							0	0
Dél-Dunántúli Területi Szervezet							0	0
Észak-Magyarországi Területi Szervezet					1	24	1	24
Közép- és Észak-Dunántúli Területi Szervezet*							0	0
Budapesti Területi Szervezet és Általános Földtani Szakosztály			1	44			1	44
Agyagásványtani Szakosztály és Ásványtan-Geokémiai Szakosztály	1	70			2	57	3	127
Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály					1	18	1	18
Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály	1	44					1	44
Nyersanyagföldtani Szakosztály					2	29	2	29
Oktatási és Közművelődési Szakosztály	1	50			1	30	2	80
Őslénytani és Rétegtani Szakosztály	1	51			1	25	2	76
ProGEO Földtudományi Természetvédelmi Szakosztály			1	915	4	82	5	997
Tudománytörténeti Szakosztály					2	27	2	27
Ifjúsági Bizottság							0	0

*A tagság inaktivitása miatt jelenleg „alvó” területi szervezetenként funkcionál.

Az I. táblázatban szereplő néhány rendezvényt az alábbiakban szeretnék kiemelni (a teljesség igénye nélkül), a területi szervezetek és a tematikus szakosztályok titkárainak jelentései alapján.

Alföldi Területi Szervezet

Az Alföldi Területi Szervezet 2020-ban – figyelembe véve a kialakult pandémiás helyzetet – nem tartott rendezvényeket. A rendszeres, éves fő programként szolgáló NosztalGeo rendezvényről a szervezet vezetősége úgy döntött, hogy azt elhalasztja, pontosabban 2020-ban nem tartja meg. Ennek az a legfőbb indoka, hogy bár technikailag lehetséges volna a nagyrendezvényt online formában megtartani, ilyen formában azonban a rendezvény nem tudja betölteni egyik, ha nem a legfontosabb funkcióját, hogy összehozza a fiatal és már régebb óta fiatal kollégákat egy személyes és részben kötetlen találkozóra. Más online előadás megrendezésére sem került sor.

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

A Dél-Dunántúli Területi Szervezet 2020-ban – figyelembe véve a kialakult pandémiás helyzetet – nem tartott sem személyes részvételi, sem online szakmai rendezvényt. A tervezett rendezvények halasztásra kerültek.

Észak-Magyarországi Területi Szervezet

Az Észak-Magyarországi Területi Szervezet tagjai folytatták szép hagyományukat, kerek születésnapjukat ünneplő, idős kollégák – a 90 éves NÉMEDI VARGA Zoltán, a 80 éves HAJDÚNÉ MOLNÁR Katalin, KÁRPÁTI Istvánné, SZLABÓCZKY Pál és SZOKOLAI György, valamint a 75 éves GASZTONYI Éva – köszöntését a Szent Iván-éji vacsora keretében.

Budapesti Területi Szervezet és Általános Földtani Szakosztály

Az elmúlt évekhez hasonlóan az Általános Földtani Szakosztály és az MTA X. osztály Szedimentológiai Albizottsága idén is megrendezte közös őszi terepbejárást (Kókay terepi napokat), melyre ezúttal a Bükk hegységben került sor. A 2020. október 9–10. között megtartott kirándulás során olyan feltárásokat tekintettek meg, amelyekben a látható szerkezetek eredete és magyarázata kérdéses volt. A feltárások Bükkzsérc mellett, illetve az Eger melletti Almár-völgyben és a bátori Laskó-völgy környékén voltak, valamint megtekintették a Nekézsenyi-rátolódást és a hozzá kapcsolódó szerkezeteket, üledékszerkezeteket is. A közös megfigyelések hozzájárultak a bükki rétegsorok és azok deformációinak jobb megértéséhez.

Agyagásványtani Szakosztály és Ásványtan–Geokémiai Szakosztály

A 2020-as évben az Ásványtan–Geokémiai Szakosztály és az Agyagásványtani Szakosztály programjai teljes mértékben megegyeztek a járvány miatt besűkülő mozgástér miatt. Az év még a megszokott módon indult a konferenciabeszámoló–konferenciabeharangozó, 2020-as évköszöntő előadóüléssel, január 13-án, amelyre a szokásos módon, az ELTE Ásványtárában került sor, 10 konferenciabeszámolóval és 5 konferenciabeharangozóval, konferencia-posztterekkel is kiegészítve.

PÓSFAL Mihály főszervezésében, a korábbi évekhez hasonló színvonalon és résztvevőszámmal került megrendezésre január 17–18-án a 15. Téli Ásványtudományi Iskola az MTA GÁK Nanoásványtani Albizottsága és a Pannon Egyetem, valamint szakosztályaink közreműködésével a veszprémi VEAB Székházban. A rendezvény kiemelt meghívott előadója Joshua FEINBERG professzor (University of Minnesota) volt, aki a Mineralogical Society of America Distinguished Lecturer Tour keretében tartott két előadást. A másfél napos rendezvényen összesen 17 előadás hangzott el.

Az éves, klasszikus zárórendezvényre online került sor november 26-án, itt összesen 12 felszólalás jellegű beszámolóban ismerhették meg a földtudományok és környezettudományok területén is tevékenykedő egyetemek éves képzési és rekrutációs tevékenységét, illetve online oktatásban szerzett tapasztalatait. Kiemelendő, hogy talán az egyetlen előnyként az online szervezésnek, először csatlakoztak be a kolozsvári kollégák is a rendezvénybe.

Az Agyagásványtani Szakosztály vezetősége – BUDAI Tamás elnöki köszöntésén (Földtani Közöny, 2020, 150/3, 367–368), valamint PAPP Gábor és társai Földtani Közönyben megjelent összeállításán (NEMECZ Ernő és a Magyarhoni Földtani Társulat, Földtani Közöny, 2020, 150/3, 369–374) túlmenően – egy agyagokhoz kötődő irodalmi válogatással köszöntötte NEMECZ Ernő professzort, a szakosztály tiszteleti elnökét 100. születésnapja alkalmából. A professzor ezen túlmenően, a társulatért végzett munkája és elkötelezettsége elismeréseként a társulat Kubinyi Ágoston emlékérmében is részesült 2020-ban.

Végül az ÁGSZ tudományterületileg megörökítendő eseményként értékeli (de statisztikájába nem vette bele) a 2020. március 6-án megtartott, a Herman Ottó Múzeum Ásványtárának 40. születésnapja alkalmából rendezett előadónapot, melynek szervezői a HOM, a Miskolci Egyetem Ásványtani–Földtani Intézete, a társulat Észak-Magyarországi Területi Szervezete és az MTA Miskolci Akadémiai Bizottság Bányászati, Föld- és Környezettudományi Szakbizottsága voltak. A nagy sikerű, egész napos rendezvényen a köszöntők után 10 előadás hangzott el, és a jeles alkalomból tanulmánykötet is megjelent, mely elérhető a Herman Ottó Múzeum honlapján (https://hermuz.hu/wp-content/uploads/2020/04/HOMAT40_.pdf).

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

A szakosztály a 2020. évben egy előadóülést tartott március 16-án: Természeti folyamatok geostatistikai modellezése – FÜST Antal emlékülés. Az emlékülésen 18-an vettek részt. Az emlékülés előtt a „Vízizotópok térbeli eloszlása európai csapadéokban – különös tekintettel az Adria–Alföld páraáramlási útvonalra” című, az NKFIH által támogatott szlovén–magyar projekt záró projektbeszámolója zajlott. A projektben létrehozott adatbázisok és tudományos eredmények intenzíven kapcsolódtak a geostatistika témaköréhez.

A vezetőség elhalasztotta a 2021-es GeoMATEs konferenciát 2022-re a COVID-járványhelyzet miatt, és helyette 2021-ben egy online konferenciát szervez az ISZA szervezőivel közösen, melynek célja kifejezetten a fiatalok megszólítása.

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

A Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály legfontosabb 2020. évi rendezvénye, a még 2019-ben tervezett, 3. Meddő-Hulladék (másodnyersanyag) konferencia volt. A konferenciát a Környezetvédelmi Szolgáltatók és Gyártók Szövetségének, valamint a BME Geotechnika és Mérnökgeológia Tanszék támogatásával szervezte. A rendezvény január 23-án volt, 11 előadás hangzott el, és poszterelőadások is készültek. Az elhangzott előadások jelentős része egy újabb kötetben jelent meg.

A szakosztály 2020-ra tervezett programjait alapvetően befolyásolta a vírushelyzet, így nem tudták megszervezni a szokásos előadóüléseiket. Az előadóülések és konferencia helyett így egy *Mérnökgeológia* című kötetben gyűjtötték össze a témakörbe tartozó jelentős publikációkat.

Nyersanyagföldtani Szakosztály

A Nyersanyagföldtani Szakosztály a 2020-as évre elsősorban előadóüléseket tervezett, melyeket korábbi hagyományainak megfelelően az Eötvös Loránd University Student Chapter of the Society of Economic Geologists (ELUSCSEG) diákszervezettel közösen szervezték meg. A pandémia miatt végül csak két előadást tudtak megszervezni, még az év elején. Ezeken felül a szakosztály elnöksége többször egyeztetett a jövőbeni tervekről, melyek között – a járványhelyzetre is tekintettel – szabadtéri, terepi programsorozat is szerepel diákoknak szóló verseny mellett. Mindezekkel a szakosztály célja a szakterület és a kurrens, hazai eredmények megismertetésén túl a fiatalok bevonása is.

Oktatási és Közművelődési Szakosztály

Két nagyrendezvény szervezésében vett részt a szakosztály: a XIII. Országos Középiskolai Földtudományi Diák-konferencia középiskolások számára földtudomány és energia témakörben, március 6–7-én, Miskolcon; valamint az Ásványtani, kőzettani és geokémiai felsőoktatási műhelyeink éves találkozója – online munkaülésén. Ezenkívül az „Év ősványa” program szervezésében, lebonyolításában vállalt jelentős szerepet egyéb, nagyrendezvényekhez kapcsolódó programokkal (idén ez csak a Geotóp Napok volt és a Kutatók Éjszakája online térben), rajzpályázat és vándorkiállítás szervezésével (rajz és fotó), ismeretterjesztő cikkek írásával, előadások tartásával. A szakosztály elindította a Juhász Árpád Geológus Szakkört az ELTE-vel közös szervezésben, és részt vállalt az ENGIE-program lebonyolításában is. A vezetőség tagjai nagyrészt közművelődési tevékenységeket is folytatnak, ahol mindenki képviselte a szakosztályt előadás tartásával, kiállítás készítésével, kirándulások vezetésével, ismeretterjesztő cikk írásával.

Őslénytani és Rétegtani Szakosztály

2020. szeptember 25-én immár 23. alkalommal rendezte meg az MFT Őslénytani és Rétegtani Szakosztálya a Magyar Őslénytani Vándorgyűlést, amelyhez azonban most, első alkalommal – a járványhelyzet miatt – nem kapcsolódott terepi program. A résztvevők száma idén 51 fő volt, akik bemutatták az elmúlt év legérdekesebb őslénytani eredményeit.

A vándorgyűlésen kívül márciusban került megrendezésre a „Paleo Percek” előadóülés az ELTE Őslénytani Tanszékén.

ProGEO Földtudományi Természetvédelmi Szakosztály

A szakosztály folytatta az országos geotóp adatbázis létrehozására irányuló törekvések koordinálását, az adatbázis szerkezetének kialakítását. Sajnos az ehhez kapcsolódóan tervezett terepi program – amely során az adatlapok terepi tesztelését végezték volna – már a járványhelyzet miatt nem került megrendezésre.

A szakosztály tervbe vette egy földtudományi természetvédelemmel foglalkozó, tematikus folyóirat-különszám szerkesztését, annak koordinálását, amelyet a Földtani Közlöny különszámaként kíván megjelentetni. Az ezzel kapcsolatos egyeztetések, szerkesztői munka megkezdődött.

Folytatódtak a tematikus előadások, amelyben nevezetes vagy tudománytörténetileg is jelentős, védett földtani értékeket, helyszíneket mutattak be (március 3-án és 5-én). Egy tematikus szakosztályülés során (március 5-én) folytatták a védett területek nevének helyesírásával foglalkozó ad hoc bizottság munkáját, amely azonban az ülést követő egyeztetések során elakadt, egyelőre nincs továbblépés.

A szakosztály már hagyományosnak számító nagyrendezvénye, a Geotóp Nap(ok) rendezvényei 2020-ban a járványhelyzet ellenére is 17 helyszínen valósulhattak meg (október 3-án, 4-én és 10-én), és hozzávetőlegesen 915 érdeklődő látogatót, túrázót vonzottak az ország nevezetes geotópjain, ahol szakavatott vezetők várták az érdeklődőket.

Tudománytörténeti Szakosztály

A Tudománytörténeti Szakosztály – a kialakult járványhelyzet miatt – csupán két előadóülést tudott megszervezni 2020-ban, melyeken Vadász Elemérről, az Eötvös Loránd-emlékévről, valamint Nyugat-Mongólia vízrajzi érdekességeiről hallhattak előadásokat az érdeklődők.

Ifjúsági Bizottság

Az Ifjúsági Bizottság minden programja – a kialakult járványhelyzet miatt – elmaradt, illetve későbbre tolódott.

A társulat 2020. évi kiemelt eredményei

– Szakmai szempontból a társulat – a pandémiás helyzetre tekintettel – a korábbi évekkel összehasonlítva szegényebb, de a körülményekhez képest tartalmas évet tudhat maga mögött.

– Öt EFG-projekt (INFACT, ROBOMINERS, CROWD THERMAL, REFLECT, ENGIE – EIT), 6 hazai pályázat (3 Nemzeti Kulturális Alap, 3 Magyar Tudományos Akadémia) feladatait sikerült elvégezni. További két nyertes NKA-pályázat került átcsoportosításra a 2021-es évre.

– A társulat egyetlen központi rendezvényén körülbelül 41 fő; a szakosztályok és területi szervezetek előadóülésein, terepbejárásain és egyéb rendezvényein körülbelül 1466 fő vett részt. A felsorolt adatokat összegezve, a társulat 2020-as, részben online rendezvényein körülbelül 1500 érdeklődő volt jelen.

– A Földtani Közöny 4 jubileumi száma kiváló minőségben, színvonalas cikkekkel jelent meg. Köszönet illeti a cikkek szerzőit, lektorait, a főszerkesztőt és a Szerkesztőbizottság tagjait.

– A társulat honlapja, a Földtani Közöny honlapja; továbbá az „EU H2020 projektek”, a „Geotóp Nap”, a „Gyűjthető múlt”, a „Földtani örökbefogadás” és az „Év ásványkincse” honlap önálló oldalainak gondozása is folyamatosan zajlik.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton is szeretnék köszönetet mondani a területi szervezetek, a szakosztályok és a bizottságok elnökeinek, titkárainak és tagjainak, továbbá az önkéntes tevékenységet végző tagtársainknak, valamint a titkárság dolgozóinak a 2020-ban – ebben az igen nehéz évben – elvégzett munkájukért.

Budapest, 2020. április 23.

BABINSZKI Edit
főtitkár

A Magyarhoni Földtani Társulat mint közhasznú szervezet 2020. évi tevékenységéről szóló KÖZHASZNÚSÁGI MELLÉKLETE

1. Közhasznú szervezet azonosító adatai	
Név: Magyarhoni Földtani Társulat	
Székhely: 1015 Budapest, Csalogány u. 12. I/1.	
Bejegyző határozat száma: 6. Pk.60440/1	
Nyilvántartási szám: 411	
Képviselő neve: BUDAI Tamás	
2. Tárgyévben végzett alapcél szerinti és közhasznú tevékenységek bemutatása	
<p>A Társulat célja a földtan és rokontudományai művelésével foglalkozó szakemberek összefogása, a kutatási eredmények bemutatása, terjesztése, a kutatási tevékenység elősegítése, a tudományos és gyakorlati továbbképzés segítése. A földtani kutatásokhoz és bányászathoz kapcsolódó kulturális örökség ápolása, megőrzésének elősegítése.</p> <p>Közhasznú tevékenységei: tudományos tevékenység, nevelés és oktatás, képességfejlesztés, ismeretterjesztés, a természetvédelmi, környezetvédelmi, valamint a kulturális örökség megővására irányuló tevékenység. E tevékenységek keretében szak- és vitauléseket, ankétokat, tanulmányutakat, vándorgyűléseket, terepgyakorlatokat, ismeretterjesztő rendezvényeket szervez, konferenciákat tart.</p> <p>Kapcsolatot tart fenn hasonló rendeltetésű hazai és külföldi földtudományi egyesületekkel és szervezetekkel, képviselteti magát nemzetközi szakmai rendezvényeken és egyesületekben (pl. European Federation of Geologists, IMA, AEGS). A határon túli magyarsággal kapcsolatos tevékenység keretében a Társulat – a HUNGEO tudományos és oktatásügyi program közreműködésével – megismerteti és támogatja a külföldön élő magyar földtudományi szakemberek munkásságát.</p>	
3. a) Közhasznú tevékenységek bemutatása (tevékenységenként) közhasznú tevékenység megnevezése: Ismeretterjesztés: Geotóp napok (ismeretterjesztő geotúrák az ország különböző helyszínein) október 3., 10. Az „Év ásványa”, „Év ősmaradványa” ismeretterjesztő program folytatása rajzpályázat általános iskolásoknak, A Juhász Árpád Geológus Szakkör elindítása, felső tagozatosok, és gimnazisták számára az ELTE Természettudományi Múzeumával együttműködésben. <i>Köbe zárt világok</i> c. ismeretterjesztő filmsorozat készítése, A <i>Balaton kutatása Lóczy Lajos nyomdokán</i> c. ismeretterjesztő kiadvány megjelenítése	
A közhasznú tevékenységhez kapcsolódó közfeladat, jogszabályhely:	1996. évi LIII. Törvény a természet védelméről 19. § <i>A földtani természeti értékek általános védelme</i>
A közhasznú tevékenység célcsoportja:	Szakemberek, érdeklődő laikusok, családok, iskolai tancsoportok
A közhasznú tevékenységből résztvevők létszáma:	kb. 1500
A közhasznú tevékenység főbb eredményei:	Szemléletformálás. A Földtani környezetek sérülékenységeinek és védelmének, az ásványi nyersanyagok értékének, társadalmi jelentőségének bemutatása, Magyarország földtani értékeinek bemutatása
b) Közhasznú tevékenység megnevezése: Oktatás, továbbképzés: Jelenléti rendezvények: Téli Ásványtudományi Iskola, Veszprém, 2020. 01. 17–18. Országos Középiskolai Földtudományi Diákkonferencia, földtudományok, víz, környezet, energia és légkör témakörben 2020. 03. 06–07. Miskolc. Online oktatás, továbbképzés: Ásványkincseink karnyújtásnyira online rövidkurzus – március, Városi bányászat online rövidkurzus – április.	
A közhasznú tevékenységhez kapcsolódó közfeladat, jogszabályhely:	2011. évi CCIV. törvény a nemzeti felsőoktatásról 15. § A felsőfokú végzettségi szint és a szakképzettség
A közhasznú tevékenység célcsoportja:	Egyetemi hallgatók, doktoranduszok, fiatal szakemberek, középiskolás diákok
A közhasznú tevékenységből résztvevők létszáma:	kb. 250
A közhasznú tevékenység főbb eredményei:	Egyetemi hallgatók, fiatal szakemberek felkészítése a versenyképes munkavállalásra, szakmai utánpótlás nevelés
c) Közhasznú tevékenység megnevezése: kutatási eredmények bemutatására szervezett rendezvények, konferenciák, területi szervezetek, szakosztályok előadói ülései, terepbejárások: Meddő? Hulladék? Nem! Haszonanyag konferencia Budapest, 2020. január 23., 23. Őslénytani Vándorgyűlés Budapest 2020. 09. 25., illetve további online szakmai előadói ülések, Kókay terepi napok 2020. 10. 9–10, a Földtani Közlöny tudományos folyóirat 150. évfolyamának megjelenítése, jubileumi másfélteres terjedelemben	
A közhasznú tevékenységhez kapcsolódó közfeladat, jogszabályhely:	2004. évi CXXXIV. törvény a kutatás-fejlesztésről és a technológiai innovációról. 4. § alapkutatás, alkalmazott kutatás
A közhasznú tevékenység célcsoportja:	Hazai és külföldi földtudományi szakemberek, egyetemi hallgatók
A közhasznú tevékenységből résztvevők létszáma:	kb. 400
A közhasznú tevékenység főbb eredményei:	Alap- és alkalmazott kutatások tudományos eredményeinek közzététele előadások formájában, a konferenciák absztraktköteteinek publikálása, illetve Földtani Közlöny című tudományos folyóirat megjelenítése és terjesztése

4. Közhasznú tevékenység bevételei (e Ft)		
Vagyonelem megnevezése	Előző év	Tárgyév
Közhasznú támogatások	11 987	9145
Közhasznú tevékenység bevételei	10 344	1959
Tagdíjak, egyéb bevételek	8418	8631
5. Cél szerinti juttatások kimutatása (e Ft)		
Cél szerinti juttatás megnevezése	Előző év	Tárgyév
Egyetemisták, fiatal szakemberek konferenciárszvétele, illetve szakmai útjának támogatása	215	0
Földtani és Geofizikus Vándorgyűlés támogatása	1685	0
Alapítványok támogatása	0	200
6. Vezető tisztségviselőknek nyújtott juttatás (e Ft)		
Tisztség	Előző év (1)	Tárgyév (2)
	0	0
	0	0
A. Vezető tisztségviselőknek nyújtott juttatás összesen:	0	0
7. Közhasznú jogállás megállapításához szükséges mutatók (e Ft)		
Alapadatok	Előző év (1)	Tárgyév (2)
B. Éves összes bevétel	31 376	21 313
ebből:		
C. a személyi jövedelemadó meghatározott részének az adózó rendelkezése szerinti felhasználásáról szóló 1996. évi CXXVI. törvény alapján átutalt összeg	568	484
D. közszolgáltatási bevétel		
E. normatív támogatás	500	
F. az Európai Unió strukturális alapjaiból, illetve a Kohéziós Alapból nyújtott támogatás		
G. Korrigált bevétel [B-(C+D+E+F)]	30 308	20 829
H. Összes ráfordítás (kiadás)	27 251	24 883
I. ebből személyi jellegű ráfordítás	11 418	10 102
J. Közhasznú tevékenység ráfordításai	21 410	17 604
K. Adózott eredmény	4125	-3570
L. A szervezet munkájában közreműködő közérdekű önkéntes tevékenységet végző személyek száma (a közérdekű önkéntes tevékenységről szóló 2005. évi LXXXVIII. törvénynek megfelelően)		
Erőforrás-ellátottság mutatói	Mutató teljesítése	
Ectv. 32. § (4) a) $[(B1+B2)/2 > 1\,000\,000\text{ Ft}]^1$	Igen	Igen
Ectv. 32. § (4) b) $[K1+K2 \geq 0]^2$	Igen	Igen
Ectv. 32. § (4) c) $[(I1+I2-A1-A2)/(H1+H2) \geq 0,25]^3$	Igen	Igen
Társadalmi támogatottság mutatói	Mutató teljesítése	
Ectv. 32. § (5) a) $[(C1+C2)/(G1+G2) \geq 0,02]^4$	Nem	Igen
Ectv. 32. § (5) b) $[(J1+J2)/(H1+H2) \geq 0,5]^5$	Igen	Igen
Ectv. 32. § (5) c) $[(L1+L2)/2 \geq 0\text{ fő}]^6$	Nem	Nem

¹A szervezet átlagos éves bevétele meghaladja az 1 millió forintot.

²A két év egybeszámított adózott eredménye nem negatív.

³A személyi jellegű ráfordítások – a vezető tisztségviselők juttatásainak figyelembe vétele nélkül – eléri az összes ráfordítás negyedét.

⁴A személyi jövedelemadó 1%-ának felajánlásából befolyó összeg eléri a korrigált bevétel kettő százalékát.

⁵A közhasznú tevékenység érdekében felmerült költségek, ráfordítások eléri az összes ráfordítás felét két év átlagában.

⁶A közhasznú tevékenység ellátását tartósan (két év átlagában) legalább tíz közérdekű önkéntes tevékenységet végző személy segíti, a vonatkozó (2005. LXXXVIII. tv.-nek megfelelően).

2021. április 21.

Dr. BUDAI Tamás
elnök

Retrográd metamorfózishoz kapcsolódó fluidumok egy variszkuszi szubdukciós csatornában: fluidumzárvány-vizsgálatok a Cabo Ortegal Komplexum ultrabázisos kőzeteiben

SPRÁNTZ Tamás^{1*}, SZABÓ Csaba¹, JÓZSA Sándor², BERKESI Márta¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C; *spratom.elte@gmail.com

Retrograde metamorphic fluids preserved in a Variscan subduction channel: a fluid inclusion study in ultramafic rocks of the Cabo-Ortegal Complex, NW Spain

Abstract

Subduction zone fluids play an essential role in large-scale transport processes between the down-going slab and the overlying upper mantle, inducing earthquakes and metasomatism. Fluid inclusions, trapped in high pressure rocks, originating from such environments, yield direct information on the nature and chemistry of these fluids. Here a description is given of the microstructural characteristics of secondary fluid inclusions in the amphibole and clinopyroxene of pyroxenites from the Cabo-Ortegal Complex (COC, NW Spain). This description is based on fluid inclusion petrography, microthermometry and Raman spectroscopy. Pyroxenites in this study were sampled from both main mantle sections of the COC (i.e. Herbeira and Limo Massif) and show various degrees of amphibolization and serpentinization. The clinopyroxene and amphibole host three types of secondary fluid inclusions, which were trapped before and during serpentinization. Type I inclusions are hosted by amphibole and form a negative crystal shape, consisting of Ca-Mg-carbonates and volatiles such as N₂ and CH₄. The vapour phase contains nitrogen and methane in various relative proportions (CH₄: 3–84 mol%, N₂: 16–97 mol%). However, the irrelative concentration is consistent within a single healed fracture. Carbonates in this type of inclusion can be interpreted as products of a post-entrapment carbonation reaction which consumed CO₂. Consequently, nitrogen and methane were enriched in the residual fluid. The originally trapped fluid in the amphibole could have been CO₂-rich (min. 53.3–69.5 mol%), based on mass balance calculations. Type II three-phase fluid inclusions are hosted by both clinopyroxene and amphibole with an elongated shape. They are halite-bearing aqueous inclusions with gas bubble-containing N₂ and CH₄ (N₂: 73–87 mol%, CH₄: 13–27 mol%). Homogenization of the bubble to the liquid proceeded between 270 and 290 °C. Cryogenic Raman spectroscopy confirmed no salt other than NaCl — verified by the presence of hydrohalite — with a salinity between 37–61 wt.% NaCl. Type III inclusions comprise irregular two-phase, liquid-rich aqueous inclusions with CH₄ and, subordinately, H₂ in the vapour phase. Homogenization of the vapour phase to liquid occurred between 220 and 270 °C. No salt hydrate was detected (apart from water ice at –196 °C, where micro-thermometry yielded a salinity of 2.4–7.9 wt.% NaCl). This type (i.e. the two-phase inclusions) is the most abundant one, present in almost every sample and, from a textural aspect, is clearly associated with serpentine veins in clinopyroxene and amphibole. (Types I and II predate type III inclusions.) These inclusions can be interpreted as representatives of the latest, pervasive serpentinizing fluid. The results obtained in the present study indicated that the examined rocks of the ultramafic series of the COC have been involved in multistage fluid migrations, with different respective chemical processes during the retrograde path of the metamorphic evolution of the series in a Variscan subduction channel.

Keywords: Cabo Ortegal Complex, fluid migration, subduction fluid, secondary fluid inclusion, serpentinization, microthermometry, Raman spectroscopy

Összefoglalás

Az exhumálódott, nagy nyomású metamorf területek – mint a spanyolországi Cabo Ortegal Komplexum (COK) – kőzetei közvetlen bizonyítékokkal szolgálnak a szubdukciós környezetben zajló fluidum–kőzet kölcsönhatásokról. Vizsgálataink fókuszában a COK két fő köpeny egységéből (Herbeira- és Limo-masszívum) származó amfiboltartalmú piroxenit kőzetek állnak, amelyek a szubdukciós csatornában zajló exhumációs folyamatok eredményeként eltérő mértékben gazdagodtak amfibolban, és szerpentinisedtek. A klinopiroxén és az amfibol több, a szerpentinisedést megelőző és azzal egyidejűleg csapdázódott másodlagos fluidumzárvány-típust tartalmaz. Munkánk célja a retrográd reakciók során, a szubdukciós környezetben kulcsfontosságú szerepet játszó fluidumok megismerése a másodlagos fluidumzárványok tanulmányozásával.

A fluidumzárvány petrográfia alapján három másodlagos zárványtípust különítettünk el, amelyek három fő fluidum-migrációs eseményt rögzítettek az alábbi feltételezhető kronológiai sorrendben: I.) CO₂-gazdag, N₂-CH₄-tartalmú fluidum, II.) N₂-CH₄-tartalmú, nagy sótartalmú vizes fluidum, III.) CH₄-gazdag, alárendelten H₂-tartalmú, enyhén sós fluidum. A Ca-Mg-karbonátokból és illó komponensekből (CH₄ és N₂) álló I. típusú zárványok a csapdázódást követően a befogadó amfibol–fluidum (CO₂-gazdag, min. 53,3–69,5 mol%) reakció eredményeként jöhettek létre. E folyamat során létrejött szilárd fázisokat ún. mostohaleány-ásványnak tekinthetjük. A szén-dioxidot fogyasztó karbonátképződés eredményeként a reziduális fluidum nitrogénben és metánban gazdagodott. A szobahőmérsékleten háromfázisú (szilárd, folyadék és gáz) II. típusú zárványok nagy szalinitású (kb. 37–61 wt.% NaCl) vizes fluidumot csapdáztak, amelyben a nitrogén és alárendelten a metán is meghatározó alkotórész. A vizsgált kőzetekben leggyakrabban előforduló, legfiatalabb zárványtípus (III.) klinopiroxénben, valamint amfibolban is jelen van. A szöveti bizonyítékok szerint az I. és II. típusú fluidumzárványok csapdázódása megelőzte a szerpentinésedést, míg a CH₄-gazdag, alárendelten H₂-tartalmú enyhén sós (2,4–7,9 wt.% NaCl) fluidumot reprezentáló III. típusú zárványok közvetlenül a szerpentinésedéshez kötődnek, ami a legkésőbbi, az egész kőzettani egységet átható szerpentinésedésért felelős fluidumként értelmezhető. Vizsgálataink alapján a COK ultrabázisos kőzetei olyan eltérő kemizmusú és többfázisú fluidummigrációs eseményekről tanúskodnak, amelyek másodlagos fluidumzárványok formájában a variszkuszi szubdukciós csatornában a retrográd metamorf út során csapdázódtak.

Tárgyszavak: Cabo Ortegal Komplexum, fluidummigráció, szubdukciós fluidum, másodlagos fluidumzárvány, szerpentinésedés, mikrotermometria, Raman-spektroszkópia

Bevezetés

A szubdukciós környezetben zajló anyagmozgás kulcsfontosságú szereplői a fluidumok, amelyek a szubdukálódó kőzetlemezből folyamatosan keletkeznek. Ennek oka az alábukó lemez előrehaladásához köthető nyomás- és hőmérsékletnövekedés, ami illótartalmú ásványok (pl. karbonátok, rétegszilikátok) stabilitásának felbomlását – így fluidumfelszabadulást – eredményezi. E folyamat a szubdukált lemez–köpeny határon és a köpenyékben jelentős fizikai és kémiai kölcsönhatást vált ki: a litoszféra köpeny metasomatózisát, földrengések kialakulását okozza, továbbá érctelepek keletkezéséhez is nagyban hozzájárul. Az orogén folyamatok és exhumálódás során olyan nagy nyomáson és hőmérsékleten képződött kőzettestek (pl.: eklogit, granulit) kerülhetnek felszínre, amelyek a szubdukcióhoz kötődő metamorfózis során alakultak ki (SCAMBELLURI & PHILIPPOT 2001, TOURET 2001), és a bennük megőrzött kőzettani és geokémiai sajátosságok a szubdukció mechanizmusának megismerését teszik lehetővé. A nagy nyomáson lezajlott fluidum–kőzet kölcsönhatásokról közvetlen információt a szubdukált kőzetek ásványaiban csapdázódott fluidumzárványok szolgáltatnak. A fluidumzárvány-tanulmányok döntő többsége az elsődleges zárványokkal foglalkozik, amelynek segítségével a befogadó ásvány kristályosodásának fizikai körülményei és az egyidejűleg jelen lévő fluidumok ismerhetők meg. Ezzel szemben a másodlagos fluidumzárványok a befogadó ásvány kialakulása utáni fluidumáramlási esemény(ek)e)t dokumentálják, amelyek deformáció (rekrisztallizáció), illetve az ásványokban keletkezett repedések beforrása során csapdázódtak (ROEDDER 1984). E másodlagos fluidumzárványok a retrográd metamorfózis során felszabaduló fluidumokról szolgáltathatnak ismereteket. Jelentőségük ellenére az elsődleges zárványokhoz képest lényegesen kevesebb tudással rendelkezünk róluk.

A COK ultrabázisos kőzeteiről számos petrográfiai, fő- és nyomelem-, továbbá izotóp-geokémiai és szerkezetföldtani tanulmány készült (VOGEL 1967; GIL IBARGUCHI et al. 1990; GIRARDIEAU & GIL IBARGUCHI 1991; ORDÓÑEZ

CASADO et al. 2001; MARCOS et al. 2002; SANTOS et al. 2002; PUELLES et al. 2005, 2009; ALBERT et al. 2015; TILHAC et al. 2016, 2017, 2020). Korábbi vizsgálatok alapján a csúcs-metamorfózist követő exhumáció során többlépcsős retrográd metamorf felülbélyegzés érte a COK ultrabázisos kőzeteit, amelynek során a kőzetek amfibolosodtak és szerpentinésedtek (TILHAC et al. 2016). Habár a COK ultramafikus kőzeteit ért szerpentinésedés különböző eredetű (hidrotermás, meteorikus) fluidumokhoz kötődhet (PEREIRA et al. 2008), a metamorf fejlődés során jelen lévő fluidumok közvetlen vizsgálatáról mindeztáig nem született tudományos közlemény.

A fluidumzárvány petrográfiai, mikrotermometriai és Raman-spektroszkópos elemzések alapján a piroxenitokban található klinopiroxén és amfibol több, a szerpentinésedést megelőző és azzal egyidejűleg csapdázódott másodlagos fluidumzárvány-típust tartalmaz. Jelen tanulmány célja a COK ultrabázisos kőzeteinek retrográd folyamataiban kulcsfontosságú szerepet játszó fluidumok megismerése másodlagos fluidumzárványok vizsgálatával.

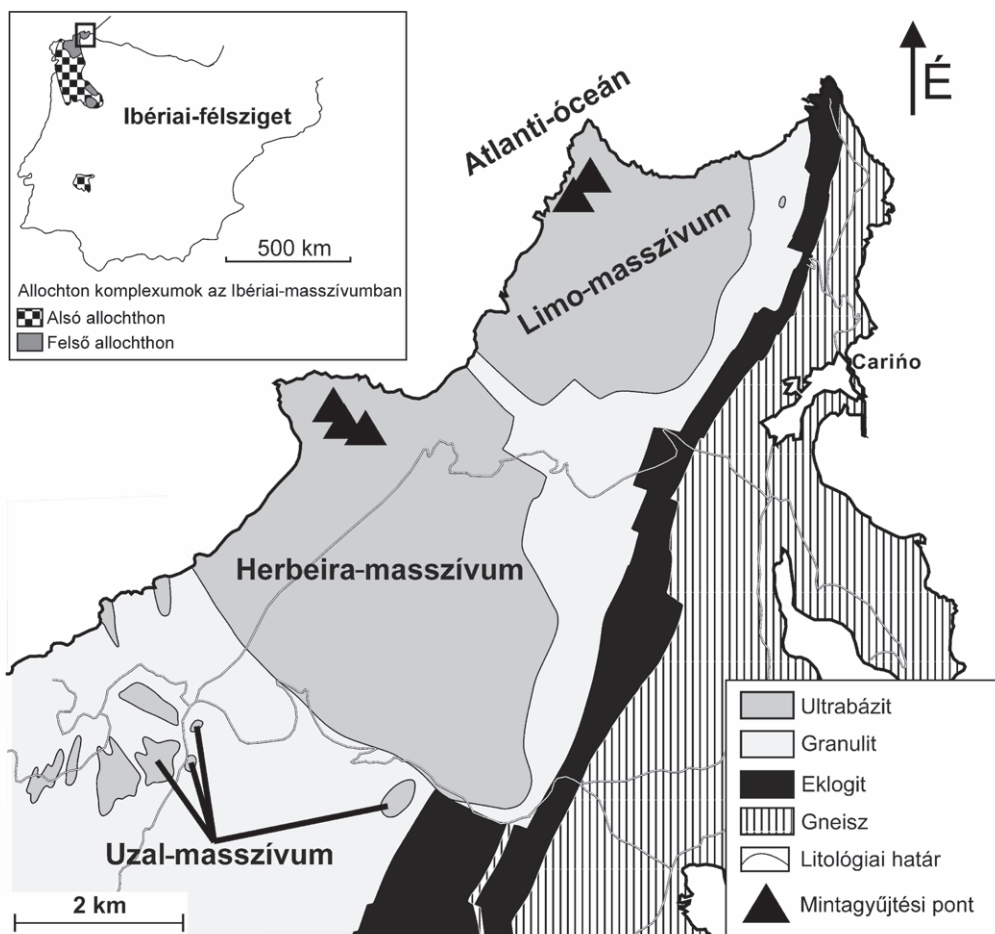
Földtani háttér

A COK az Ibériai-félsziget északnyugati peremén felszínre bukkanó allochton komplexumok egyike. Az allochton egységek az európai variszkuszi szutúrázóna maradványait képviselik, amelyek az Ibériai-félszigettől megszakítással a Cseh-masszívumig követhetők (ALBERT et al. 2015). Ezeket a kőzetegységeket deformált, metamorf kőzetek alkotják, melyekbe több esetben granitoid kőzetek is benyomultak. Ezek alkotják azt az orogént, amely a késő paleozoikum során, pontosabban a késő devon – karbon időszakban a két fő kontinens: Laurázsia és Gondwana közeledése és ütközése eredményeként jött létre (MARTÍNEZ CATALÁN et al. 2009). Az ibériai allochton komplexumok olyan szubdukált kontinentális és óceáni litoszféra-fragmentumok együttesét képviselik, amelyek a hercini orogenezis során a Gondwana peremére obdukálódtak (ÁBALOS

et al. 2003). A metamorf komplexum kőzetei többlépcsős tektonotermális fejlődéssel alakultak ki a variszkuszi orogenezis során a szubdukciós csatornához kötődő progresszív és retrográd metamorfózis eredményeképp (MARTÍNEZ CATALÁN et al. 1997, PUELLES et al. 2005). A nagy nyomású eklogit-, granulit-, orto- és paragneisz-egységek mellett a tanulmányozott területen három ultramafikus masszívum – Limo, Herbeira és Uzal – található (1. ábra), egymással tektonikus határok mentén érintkezve (GIL IBARGUCHI et al. 1990). Az ultrabázisos egységek túlnyomórészt harzburgitból állnak, amelyben rétegszerűen piroxenit, dunit és kromitit is gyakran előfordul. Az ultramafikus egység szupraszubdukciós környezetben zajló olvadék–peridotit kölcsönhatás eredményeként jött létre 459–515 millió éve (SANTOS et al. 2002, TILHAC et al. 2017). Ennek során egy Si-ban szegény (pikrites) olvadék nyomult be a litoszféraköpenybe és lépett kölcsönhatásba a befogadó harzburgittal (TILHAC et al. 2017). E folyamat eredményeként dunitek és kromititek, majd az olvadék differenciációja során a dunitet helyettesítve olivintartalmú klinopiroxenitek jöttek létre (TILHAC et al. 2017, 2020). A heterogén, piroxenitben gazdag köpenyék peridotit-egység később delaminá-

lódott és benyomult a variszkuszi szubdukciós csatornába, ahol nagy nyomású és nagy hőmérsékletű metamorf felülbélyegzést szenvedett (1,6–1,8 GPa, ~800 °C), majd az eklogitos és granulitos kőzetegységekkel együtt exhumálódott (ÁBALOS et al. 2003, PUELLES et al. 2005, TILHAC et al. 2016, HENRY et al. 2017). Az eklogit fáciesű felülbélyegzés és deformáció ideje (~390 millió év) megegyezik a COK többi HP-HT egységének csúcsmetamorf korával (ORDÓÑEZ CASADO et al. 2001). A COK kőzeteit amfibolit és zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis érte a szubdukciós csatornában zajló gyors exhumációs folyamatok során (ÁBALOS et al. 2003). A harzburgitban található erek és rétegek mentén előforduló piroxenitek gyakran üdék, azonban a nyírási zónák mentén a peridotit erőteljesen amfibolosodott, továbbá az ultrabázisos kőzetek túlnyomó része – elsősorban a harzburgit – nagymértékben szerpentineedett (GIL IBARGUCHI et al. 1999).

A munkánkban bemutatott piroxenitminták a COK Limo- és Herbeira-masszívumaiból származnak (1. és 2. ábra). A korábbi munkák petrográfiai elemzésére és főelem-geokémiai eredményeire támaszkodva jelen tanulmány a vizsgált kőzetek fluidumzárványainak sajátosságait



1. ábra. A vizsgált terület (COK) egyszerűsített földtani térképe és földrajzi elhelyezkedése ÁBALOS et al. (2011) után módosítva. A jelen munkában bemutatott minták (ultrabázisos kőzetek) gyűjtési pontjait fekete háromszögek jelölik

Figure 1. Schematic geological map and location of the studied area (COC), modified after ÁBALOS et al. (2011). Sampling points are indicated with black triangles



2. ábra. A vizsgált piroxenitrétegek jellegzetes terepi megjelenése a COK Herbeira-masszívumában

A közép- és durvaszemcsés piroxenit a szerpentinisedett és felszíni mállást szenvedett peridotittal (harzburgit) váltakozva, vagy abban ereket, rétegeket és lencsákat formálva (piros szaggatott vonallal jelölve a jobb oldalon) fordul elő

Figure 2. Representative field occurrence and sampling points of the studied pyroxenites in the Herbeira Massif of the COC

Medium- to coarse-grained pyroxenites (marked with red dashed lines on the right) alternates with highly serpentinized peridotite (harzburgite) or occur as veins, layers or lenses included in it

és azok jelentőségét mutatja be. A COK piroxenit (klinopiroxenit, websterit és ortopiroxenit) közép-durvaszemcsés (2–5 mm), és gyenge foliációt mutat. A piroxenit granoblasztos-porfiroklastos szövetű, túlnyomórészt klinopiroxénből áll, különböző mennyiségben ortopiroxént, olivint, spinellt és flogopitot tartalmaz (TILHAC et al. 2016). A klinopiroxén gyakran átalakult amfibollá (hornblende); akcesszióriák az ilmenit, klorit, epidot, Fe-Ni-szulfid és magnetit (GIRARDIEAU & GIL IBARGUCHI 1991).

Alkalmazott módszerek

A terepi megfigyeléseket és mintagyűjtést követően mind a petrográfiai, mind a fluidumzárvány-vizsgálatokhoz 34 mintából összesen 81 darab 100 µm vastag, mindkét oldalán polírozott vastagscsiszolat készült. A mintaelő-készítés és a fluidumzárvány petrográfiai vizsgálatok az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karának (ELTE TTK) Kőzettan-Geokémiai Tanszékén és a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumban (LRG) valósultak meg. A szöveti elemzés és a mikroszkópi fotók készítése egy Nikon CoolPix DS-Fi1 típusú kamerarendszerrel felszerelt Nikon OptiPhot2 típusú optikai mikroszkóppal történt. A kőzetalkotó ásványok főelemgeokémiai összetételének ellenőrzéséhez alkalmazott SEM-EDS elemzések kitűnő egyezést mutattak a szakirodalomban szereplő értékekkel (GIRARDIEAU & GIL IBARUCHI 1991, TILHAC et al. 2016). A mikrotermometriai mérésekhez az LRG LINKAM THMS600 típusú, hűthető-fűthető tárgyasztalát használtuk. A hűthető-fűthető tárgyasztallal végzett kísérletek célja a különböző hőmérsékleteken le-

zajló fázisátalakulások nyomon követése volt a II. és a III. típusú zárványokban. A műszer kalibrációja H₂O-CO₂ tartalmú szintetikus zárványokkal történt, a mérési hiba ±0,2 °C volt. A fagyasztásos vizsgálatokhoz használt hűtő-folyadék-ként folyékony nitrogén szolgált, amely lehetővé tette a –196 °C történő hűtést. A hűtési ráta 5 °C/perc volt, továbbá a termális egyensúly kialakulásához 5 percig –196 °C-on tartottuk a hőmérsékletet. A melegítés során is 5 °C/perc sebességet használtunk, valamint a megfigyelt eutektikus, végső oladási és homogenizációs hőmérsékleteket közelítve 1 °C/perc fűtési rátát alkalmaztunk a fázisátalakulások pontos rögzítéséhez. A szalinitást NaCl egyenértékben adtuk meg a H₂O-NaCl bináris rendszerben, melyet a BODNAR (1993) által alkalmazott wt. %-ként jelöltünk. A Raman-spektroszkópos mérések az ELTE TTK Központi Kutató és Ipari Kapcsolatok Centrumának HORIBA JobinYvon Labram HR800 típusú Nd-YAG lézer gerjesztőforrással (= 532 nm) felszerelt berendezésén valósultak meg. A Raman-spektroszkópos elemzés célja a fluidumzárványok szilárd, folyadék- és gázfázisainak meghatározása, mely kiegészíti, pontosítja a petrográfiai és mikrotermometriai megfigyeléseket (az eredmények összesítését 1. I. táblázat). A gázfázisok Raman-spektrumának segítségével megadható továbbá a fluidumkomponensek moláris részaránya, amelyet a Raman-csúcsok alatti integrált terület és az adott komponens Raman-hatáskeresztmetszetének függvényében számolunk ki (DUBESSY et al. 1989). A levegőben található nitrogén kontamináló hatásának kiszűréséhez a vizsgált zárványokkal megegyező mélységben végeztünk ellenőrző méréseket. A pontelemzéshez és térképezéshez az alábbi mérési paramétereket alkalmaztuk: 600, illetve 1800 rovatka/mm-es optikai rács, 50–100 µm konfokális túlyuk,

I. táblázat. Összefoglaló a vizsgált fluidumzárvány-típusok fő fizikai és kémiai paramétereiről a petrográfiai, mikrotermometriai és Raman-spektroszkópos elemzések alapján

Table I. Summary of the results on physical and chemical characteristics of the studied fluid inclusions, based on petrography, microthermometry and Raman spectroscopy

	I. zárványtípus	II. zárványtípus	III. zárványtípus
Mérések száma	24	24	25
Fázisok (T=21 °C)	szilárd + gáz	szilárd + folyadék + gáz	folyadék + gáz
Befogadó ásvány	amfibol	amfibol, klinopiroxén	amfibol, klinopiroxén
Eutektikus hőmérséklet	–	–21,2 – –23,2 °C	–20,0 – –25,0 °C
Végző jég olvadási hőmérséklet	–	–0,5 – 0,0 °C	–1,4 – –5,0 °C
Homogenizációs hőmérséklet	–	270–290 °C	220–270 °C
Szilárd fázis	Ca–Mg–karbonát	halit	–
Folyadékfázis	–	H ₂ O–NaCl	H ₂ O–NaCl
Gázfázis	N ₂ + CH ₄	N ₂ + CH ₄	CH ₄ +/- H ₂
Illó komponensek aránya	CH ₄ : 3–84 mol%, N ₂ : 16–97 mol%	N ₂ : 73–87 mol%, CH ₄ : 13–27 mol%	CH ₄ : 5–95 mol%, H ₂ : 5–95 mol%

100× objektív, 5–120 másodperc adatgyűjtési idő, 2–3× ismétlés. 1800-as rácsozat esetén a spektrális felbontás $\leq 1 \text{ cm}^{-1}$, míg a 600-as esetén $\leq 3 \text{ cm}^{-1}$ volt. A sóhidrátok meghatározásához alkalmazott módszer a kriogén Raman-spektroszkópia volt, amely ötvözi az előbbieken ismertetett Raman-spektroszkóp és LINKAM hűthető-fűthető tárgyasztal mérési lehetőségeit. A kriogén Raman-spektroszkópos elemzések során a -190 °C -ig történő hűtést követően a zárványokat szobahőmérsékletre melegítettük, majd az újbóli fagyasztáskor végeztük el a méréseket. A fagyasztás során megismételt hűtési eljárás alkalmazása elősegíti, hogy az első fagyasztáskor képződött gyengén kristályos, metastabil fázisok a felmelegítés és újrahűtést követően rendezett kristálytani szerkezetben, karakterisztikus Raman-sávokkal kristályosodjanak (Ni et al. 2017). Az elemzés feldolgozása LabSpec v5.5 szoftverrel történt, amely lehetővé tette a zárványokban jelen lévő fázisok azonosításához a karakterisztikus Raman-sávok elkülönítését. A fázisok meghatározása BAUMGARTNER & BAKKER (2010) és FREZZOTTI et al. (2012) munkái, illetve a nyílt hozzáférésű RRUFF adatbázis (LAUFENTE et al. 2015) használatával valósult meg.

Eredmények

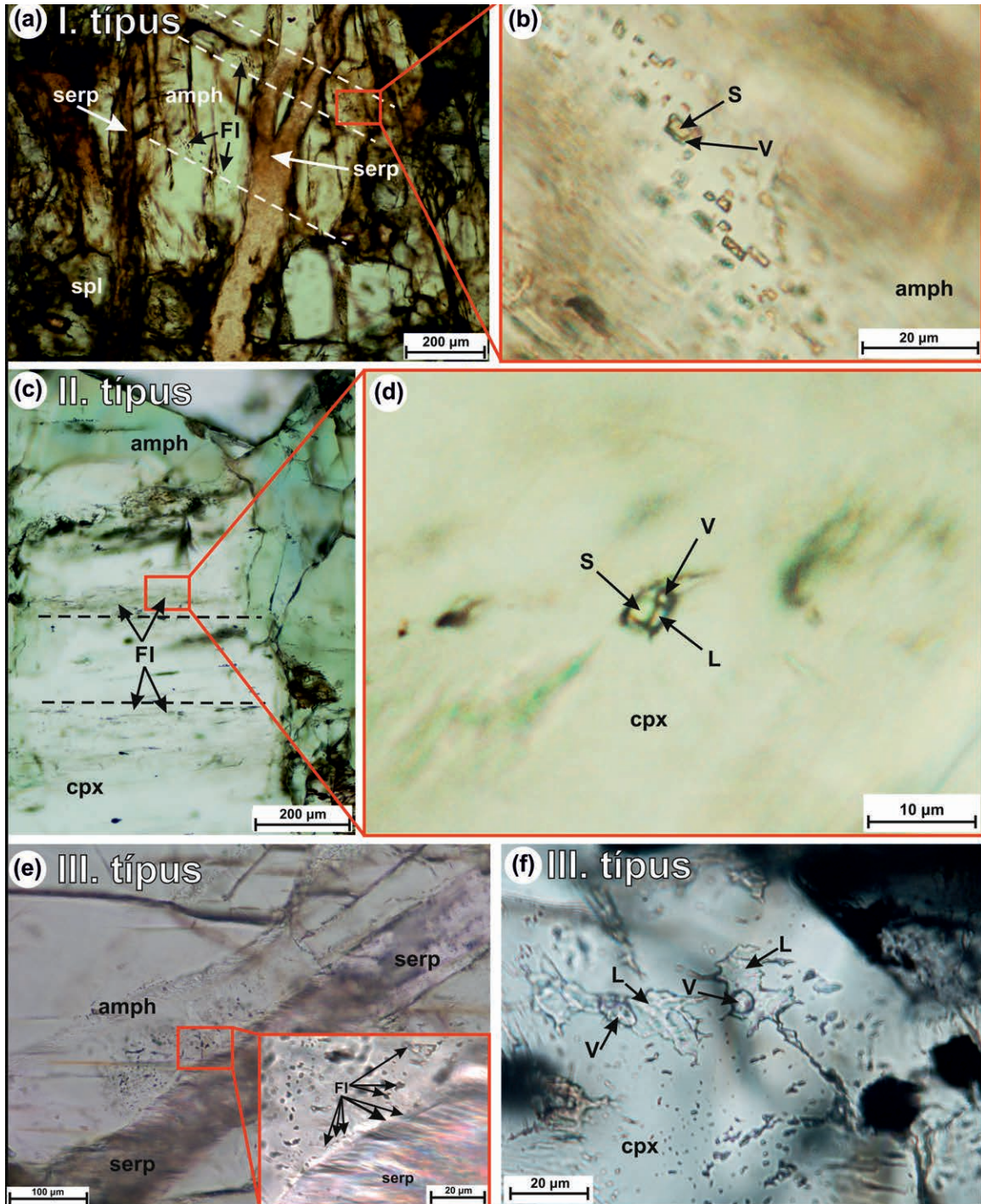
Petrográfia

A terepmunka során elsődleges szempont volt azoknak a mintáknak a kiválasztása és begyűjtése, amelyek lehetőség szerint a legkevésbé mutatták a felszíni mállás hatását. Ennek a feltételnek a Herbeira-masszívum északnyugati, a Limo-masszívum északi részén az átalakult harzburgitban húzódó 5–30 cm vastag, üde piroxenitrétegei bizonyultak leginkább megfelelőnek (2. ábra). A fluidumzárvány-vizsgálatokra kiválasztott piroxenitek domináns ásványai az 1–5 mm-es hipidiomorf klinopiroxén és alárendelten orto-

piroxén, amelyhez a szemcsék között vagy zárványként megjelenő 10–100 μm -es hipidiomorf-xenomorf olivin, spinell és gránát társul. A piroxenit szubszekvens amfibolosodásának és szerpentinésedésének a szöveti megjelenései a következők: 1) sajátalakú amfibol ránövekedés és helyettesítés formájában (3. ábra, c), 2) serpentinásványok érkitöltő pozícióban (3. ábra, a), illetve 3) közetalkotó ásványokat részben vagy egészben helyettesítve, pseudomorfózákat alkotva. Megállapítható, hogy az amfibol nagy mennyiségben (>50%) típusosan a foliált piroxenitekben jellemző, ritkán hornblenditet is formál. A vizsgált piroxenitek különböző mértékben szerpentinésedtek. Az átalakulás nemcsak mintánként, hanem a petrográfiai elemzés alapján közetalkotó ásványonként is eltérő mértékű: az olivin erősen, az ortopiroxén mérsékelten, míg a klinopiroxén és az amfibol a legkevésbé szerpentinésedett.

Fluidumzárvány petrográfia

A polarizációs mikroszkópos szöveti elemzés alapján másodlagos fluidumzárványok klinopiroxénben és amfibolban fordulnak elő. A zárványok olyan beforrt repedések mentén helyezkednek el (3. ábra, c), amelyek a szemcsék szegélyéig (esetenként több szemcsén keresztül) követhetők. Ez az amfibol esetén többnyire a hasadási síkok orientációjával egyezik meg. Szobahőmérsékleti fázis-együtteseik alapján három különböző másodlagos fluidumzárvány-típust lehetett elkülöníteni: I. típus: szilárd + gázfázisú zárványok, II. típus: szilárd + folyadék- + gázfázisú zárványok és III. típus: folyadék- + gázfázisú zárványok. Az erőteljesen szerpentinésedett mintákban kizárólag a III. típusú másodlagos zárványtípus található, míg a többi zárványtípus (I. és II.) csak a kis mértékben szerpentinésedett mintákban jelenik meg. Az I. és II. zárványtípusokra jellemző, hogy a fázisarányok állandók, a zárványok mérete és alakja a beforrt repedések mentén



3. ábra. A COK piroxenitjeiben vizsgált zárványtípusok jellegzetes polarizációs mikroszkópi képek (1N, áteső fény)

a) Másodlagos, beforrt repedések mentén látható fluidumzárvány-sorok (I. típus) amfibolban, amelyek síkjait (fehér szaggatott vonalakkal jelezve) a kőzetet átszelő szerpentinerek harántolják. b) Az a) ábrán jelölt terület nagy nagyítású részlete. Az amfibolban csapdázódott I. típusú fluidumzárványok kétfázisúak és negatív kristály alakúak. A zárványokat szilárd fázis és gázfázis építi fel. c) A szemcse szegélyein amfibolozódó klinopiroxénben csapdázódott másodlagos fluidumzárványok (II. típus). d) A c) ábrán bekeretezett terület kinagyított képe. A II. típus hosszúkás alakú, háromfázisú fluidumzárványai. A szilárd fázis (sóköcska?) mellett folyadékfázis, és gázfázis különíthető el. e) A III. típusú fluidumzárványok egyik jellegzetes szöveti sajátossága: a fluidumzárványok elterjedése közvetlenül a szerpentinerekhez kötődik, a zárványok azok mentén csapdázódtak. f) Szabálytalan, zezugos alakú, kétfázisú fluidumzárványok (III. típus). Rövidítések: FI - fluidumzárvány, amph - amfibol, cpx - klinopiroxén, serp - serpentinásványok, spl - spinell, S - szilárd fázis, L - folyadékfázis, V - gázfázis

Figure 3. Photomicrographs showing characteristic petrographical features of the studied fluid inclusion types in pyroxenites of the COC (plane polarized, transmitted light)

a) Secondary fluid inclusion trails (Type I) along healed fractures of amphibole (marked with white dashed lines) which are crosscut by later serpentine veins. b) Close-up view of the area marked on a). Type II secondary fluid inclusions are two-phase and negative crystal-shaped. They are made up by a solid phase and a vapor phase. c) Secondary fluid inclusions (Type II) trapped in amphibolized clinopyroxene. d) Close-up view of the area marked on c). Secondary inclusions of Type II are three-phase with an elongated shape. Solid phase (cubic salt) is surrounded by liquid and a vapor phase. e) Type III inclusions are texturally associated with serpentine veins as they are often located along them. f) Type III inclusions are secondary in origin, two-phase and having irregular and patchy shape. Abbreviations: FI - fluid inclusion, amph - amphibole, cpx - clinopyroxene, serp - serpentine minerals, spl - spinel, S - solid phase, L - liquid phase, V - vapor phase

azonos, tehát homogén fázisállapotú anyaoldatot feltételezhetünk (3. ábra, b, d). A III. típusnál azonban a változó alak és méret mellett gyakran megfigyelhetők lefűződések (3. ábra, f).

Az I. típusként jelölt zárványcsoportra a szöveti megfigyelés azt jelzi, hogy a másodlagos zárványok csapdázódása a szerpentinerek kialakulását megelőzően történhetett, lévén a szerpentinerek metszik a zárványok síkját (3. ábra, a). A megnyúlt, negatív kristály alakú zárványok befogadó ásványa amfibol. Az 1–12 μm -es méretű, kétfázisú zárványok keresztezett nikolokkal vizsgálva idiomorf, magas interferenciaszínnel jellemezhető, anizotróp fázist tartalmaznak (3. ábra, b). E szilárd fázis a zárványok térfogatának kb. 60–75 %-át teszi ki.

A II. típusú fluidumzárványok mérete 1–8 μm , és hosszúkas, szabálytalan alakúak. A zárványok klinopiroxén és amfibol beforrt repedései mentén helyezkednek el (3. ábra, c). A kocka alakú szilárd fázis (sókocka) keresztezett nikolok között izotróp, amely mellett folyadék- és gázfázis van jelen (3. ábra, d).

A III. zárványtípus képviselői szabálytalan, zezugos, amőbaszerű alakúak (3. ábra, e–f). Méretük 1 és 40 μm . Befogadó ásványuk a klinopiroxén és az amfibol, de esetenként ortopiroxénben is megtalálhatók (3. ábra, e–f). Előfordulásuk szövetileg a szerpentinerekhez kötődik: a zárványok sok esetben azok mentén helyezkednek el (3. ábra, e). A nagy mértékben szerpentinisedett mintákban elterjedésük gyakran nem kötődik közvetlenül a szerpentinerekhez, hanem a kőzetalkotó ásványokban nagy mennyiségben „felhőszerűen”, beforrt repedések mentén helyezkednek el (3. ábra, f).

Mikrotermometria

A mikrotermometriai eredmények összefoglalását az I. táblázat foglalja össze. A zárványokat először hűtöttük, azonban még –196 °C-on sem lehetett az esetleges fagyasztás során keletkező szilárd fázisokat a zárványok kis mérete miatt megfigyelni. A fagyasztást követő lassú melegítés hatására bekövetkező eutektikus olvadás kezdetét a gázburorék megmozdulása jelezte, ami egyben a zárványban koegzisztens folyadékfázis jelenlétét is mutatja. Az eutektikus olvadási hőmérsékletek a II. típusú fluidumzárványokban –21,2 és –23,2 °C között, míg a III. típus zárványaiban –25,0 és –20,0 °C között adódtak. Végző jégolvadás alatt a szilárd fázis teljes megolvadását értjük. Ezt a jelenséget a zárványok kis mérete miatt a II. zárványtípusban csak kriogén (fagyasztásos) Raman-spektroszkópiával sikerült megfigyelni, melyet a hidrohálit fő csúcsának (3422 cm^{-1}) eltűnése jelzett. A fázisátalakulás a II. típusban –0,5 és 0,0 °C, a III. típusban –5,0 és –1,4 °C közötti hőmérséklet-tartományban zajlott. A végző jégolvadást követően a zárványokban folyadék- és gázfázis volt jelen és a további melegítés során a gázfázis térfogata folyamatosan csökkent mindaddig, míg eltűnésével a folyadékfázisba nem homogenizálódott. Ez a jelenség a II. típusban 270–290 °C, míg a III. fluidumzárvány-típusban 220–270 °C hőmérsékleti tartományban játszódott le.

A II. típus esetén a kőszóckocka folyadékfázisba való homogenizációját a melegítés során nem sikerült megfigyelni, mert a sókocka nem oldódott fel a 295–300 °C-os (dekrepitációs) hőmérsékletig.

A III. típus zárványainál megfigyelhető továbbá, hogy a 2–3 μm -nél kisebb méretű lefűződésekben – melyek fázisarányainak meghatározása optikailag korlátozott – is a nagyobb, jól vizsgálható zárványokkal megegyező hőmérsékleteken történt fázisátalakulás, tehát ez alapján ennél a típusnál is állandó fázisarányokra (homogén fázisállapotú anyaoldatra) következtethetünk.

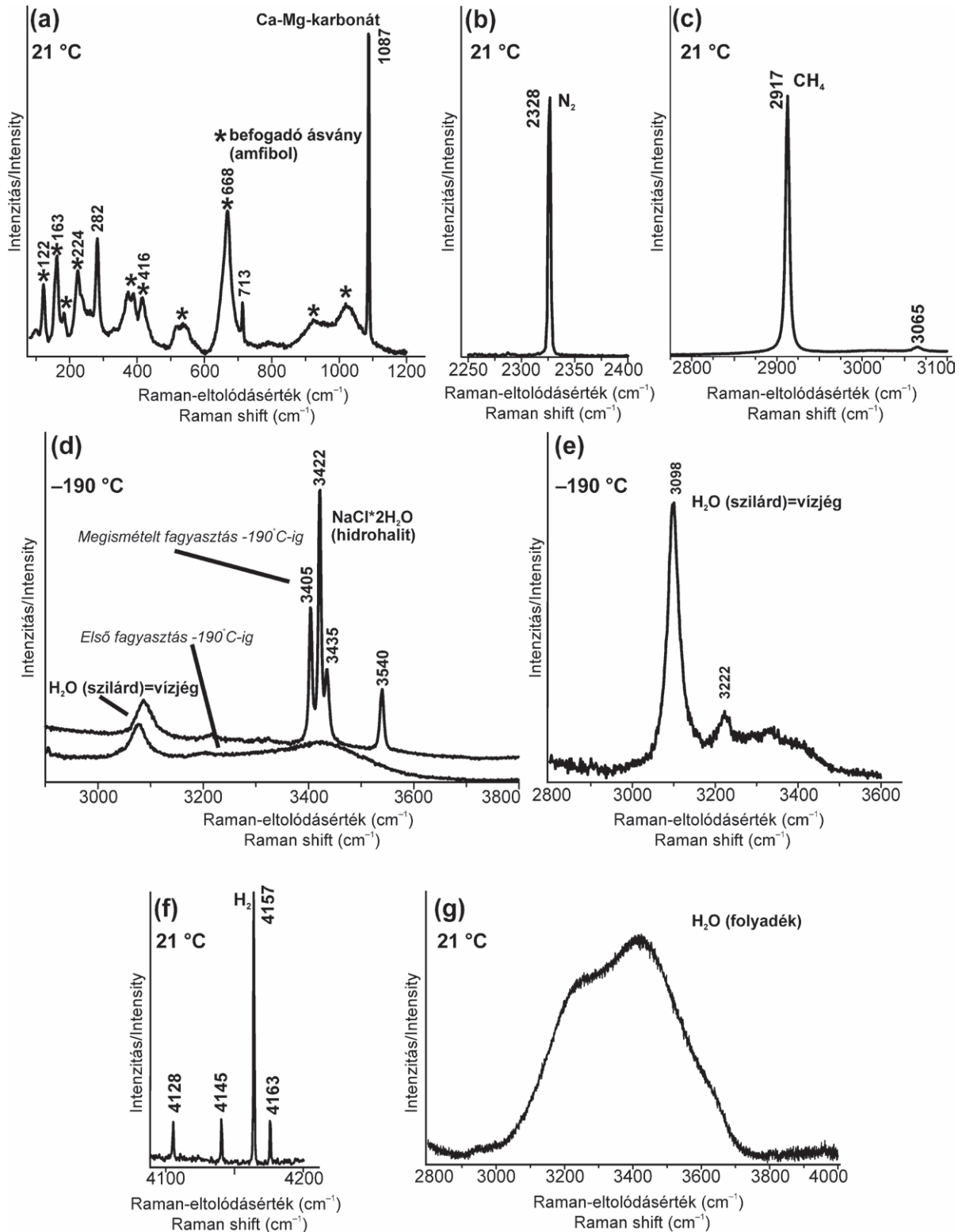
Raman-spektroszkópia

I. típusú fluidumzárványok

Karakterisztikus Raman-sávjaik (282, 713, 1087 cm^{-1}) alapján a zárványok másod-harmadrendű interferenciaszínnel jellemezhető szilárd fázisa (3. ábra, b) karbonátnak azonosítható (4. ábra, a), amely kalcit szerkezettel és Ca-ban gazdag összetétellel jellemezhető, amiben min. 4–10% MgCO_3 komponens is jelen van (BISCHOFF et al. 1985, BORROMEO et al. 2017 eredményeivel összhangban). Kimutatható, hogy a Mg beépülésével közvetlen összefüggést mutat a kalcitszerkezetű karbonátokra jellemző fő csúcspozíciók helyzete, így azok nagyobb Mg-tartalom esetén nagyobb Raman-eltolódásértékeket vesznek fel a tiszta kalcitéhoz (281, 711, 1085 cm^{-1}) képest (BORROMEO et al. 2017). A gázfázis nitrogén (2328 cm^{-1}) és metán (2917 cm^{-1}) elegyeként azonosítható (4. ábra, b–c), amely komponensek jelenléte állandó, azonban egymáshoz viszonyított arányuk változó (5. ábra). Az egyes zárványsorokon belül a zárványok ugyanolyan részarányban tartalmazzák a fluidumfázisokat, de a zárványsorok között (akár azonos szemcsén belül) lényeges eltérés mutatkozik. Ennek megfelelően a fluidumfázis nitrogénben vagy metánban gazdag összetételt is mutathat (CH_4 : 3–84 mol%, N_2 : 16–97 mol%), és e két szélsőtag között változik a két komponens aránya (5. ábra).

II. típusú fluidumzárványok

A mikrotermometriai megfigyelésekkel összhangban a Raman-spektroszkópia megerősítette, hogy a szilárd fázis kőszóckocka, amelynek összetétele közel tiszta NaCl, ugyanis a fagyasztásos vizsgálatok során a hidroháliton ($\text{NaCl} \times 2\text{H}_2\text{O}$) kívül más sóhidrát jelenlétére nem találtunk bizonyítékot (4. ábra, d). A hidrohálit karakterisztikus Raman-spektrumát (fő csúcsai: 3405, 3422, 3435 cm^{-1}) a második, megismételt fagyasztáskor tudtuk azonosítani, míg első fagyasztáskor a hidrohálit fő csúcsaival megegyező spektrális tartományban egy széles sáv jelent meg csupán, mely alig kristályos/amorf anyag jelenlétére utal (4. ábra, d). Megfigyelhető továbbá a fagyasztás során keletkező H_2O jég karakterisztikus Raman-sávja, így megállapítható, hogy a folyadékfázist dominánsan víz alkotja. A gázfázis nitrogénben gazdag, metántartalmú összetételt mutat (N_2 : 73–87 mol%, CH_4 : 13–27 mol%).

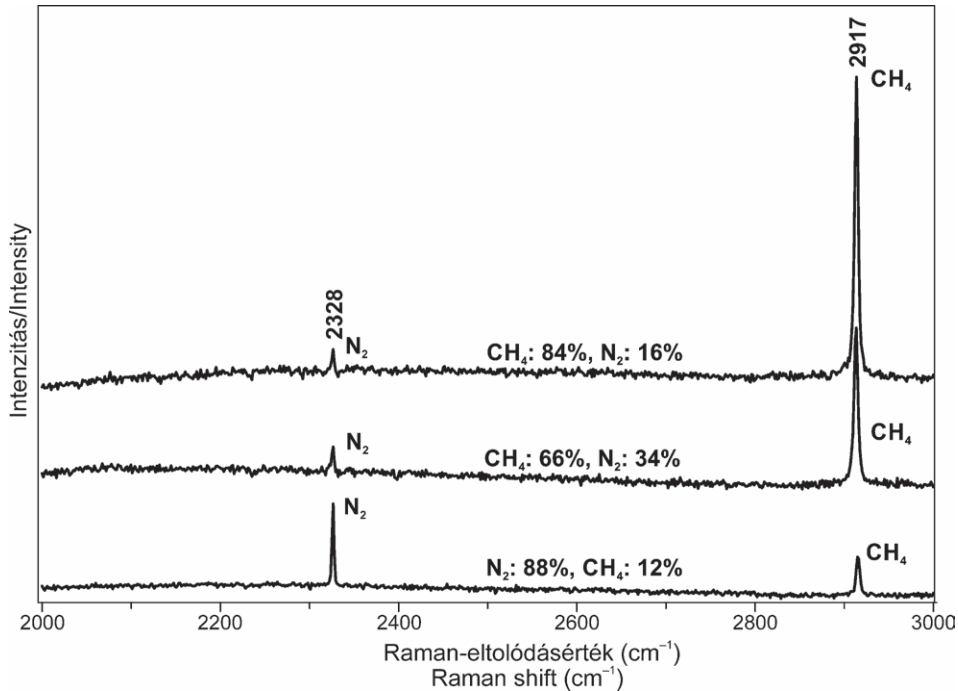


4. ábra. A vizsgált fluidumzárványok szilárd fázisainak, illetve fluidumkomponenseinek jellegzetes Raman-spektrumai

a) Az I. zárványtípusban megjelenő Ca-Mg-karbonát, amely mellett a jelölt spektrumon a befogató ásvány (amfibol) Raman-sávjai is jelen vannak. b) Nitrogén (N_2) spektrum az I. típus zárvényaiban. c) Metán (CH_4) spektrum a III. típus zárvényaiban. d) Hidrohalit a II. típusú zárvényokban -190 °C -on. A karakteres Raman-sávok csak a megismételt fagyasztáskor jelentek meg. e) Szilárd H_2O (vizjég) Raman-spektruma a III. zárványtípusban -190 °C -on. f) Hidrogén jellegzetes Raman-sávjai a III. zárványtípusban. g) Folyékony H_2O a III. zárványtípusban

Figure 4. Characteristic Raman spectra of the solid phases and fluid components of the studied fluid inclusions

a) Ca-Mg-carbonate as the solid phase observed in Type I inclusions, whereas the spectrum of the host amphibole is also present. b) Raman spectra of nitrogen in Type I inclusions. c) Raman spectra of methane in Type III inclusions. d) Hydrohalite in Type II inclusions measured at -190 °C . A double freezing method was applied as characteristic spectra of the salt-hydrate appeared only during the second freezing. e) Solid H_2O (water ice) measured in Type III inclusions at -190 °C . f) Raman spectra of hydrogen in Type III inclusions. g) Liquid H_2O in Type III inclusions



5. ábra. Az I. fluidumzárvány-típus illó komponenseinek változékonyságát mutató reprezentatív Raman-spektrumok. A gázfázis minden esetben nitrogén és metán elegye, azonban ezek aránya egy beforrt repedés esetében állandó, de a különböző repedéskitöltések között változékonyságot mutat. A két fluidum komponens Raman-sávjainak intenzitásaránya alapján mind nitrogénben, mind metánban gazdag összetétel is megfigyelhető.

Figure 5. Three Raman spectra showing the variability of volatile composition in Type I inclusions.

The gas phase is a mixture of nitrogen and methane showing wide range in mol percentages, however, it is consistent within a single healed fracture. According to the integrated band area of the components, both nitrogen-, and methane-rich compositions have been measured.

III. típusú fluidumzárványok

A szobahőmérsékleten kétfázisú zárványok gázfázisát döntően metán (2917 cm^{-1}) alkotja, de néhány esetben a hidrogén is jelen van ($4128, 4145, 4157, 4163\text{ cm}^{-1}$) (4. ábra, e). Szobahőmérsékleten a folyadékfázisban a H_2O Raman-spektruma azonosítható, a fagyasztásos vizsgálatok során kizárólag a H_2O -jég Raman-spektruma ($3098, 3222\text{ cm}^{-1}$) mutatható ki (4. ábra, f–g). A II. zárványtípusban detektált hidrohalit vagy egyéb sóhidrát szignálja nem jelenik meg. Ez a II. típusú zárványokénál kisebb sótartalomra utal.

Diszkusszió

Másodlagos fluidumzárványok csapdázódása a COK piroxenitjeiben

A COK piroxenitjeiben azonosított másodlagos fluidumzárvány-típusok a befogadó ásványok (klinopiroxén, amfibol) keletkezését követően záródtak be, a szöveti jelleg alapján a retrográd metamorf út során (3. ábra, a, c, f). A terepi és petrográfiai sajátosságok alapján a vizsgált minták TILHAC et al. (2016) csoportosításában az ún. 3. típusnak feleltethetők meg, melyre nagymértékű amfibolosodás jellemző, ugyanis a kőzetek retrográd fejlődésében lényeges szerepet játszott a deformáció és a vizes fluidumok jelenléte. Az eltérő összetételű zárványcsoportok (I., II. és III. típus) azt jelzik, hogy a vizsgált zárványok három

különböző fluidumáramlási esemény anyagát csapdázták. A megfigyelt szöveti bélyegek alapján az I. és II. típusú zárványcsoportok a vizsgált kőzetekben megjelenő szerpentinerek kialakulását megelőzően, míg a III. típus azokkal egyidejűleg csapdázódhatott (3. ábra, e). A fluidumzárvány-típusok bezáródásának leginkább valószínűsíthető relatív időbeli sorrendjére a zárványok alaktani sajátosságai alapján is következtethetünk. Az I. típusú zárványok negatív kristály alakúak (3. ábra, b), tehát fejlődésük során elegendő idő állt rendelkezésre a zárvány felületi energiájának minimalizálásához és szöveti egyensúlyba kerülhettek a befogadó amfibollal (VITI & FREZZOTTI 2000, BODNAR 2003, BERKESI et al. 2012). Mindez a zárványok korai retrográd eredetére utal. Az amfibol beforrt repedései mentén előforduló I. zárványtípust létrehozó fluidum valószínűsíthetően nagy nyomáson és hőmérsékleten, a retrográd fejlődési út korai szakaszában csapdázódhatott. A II. és III. típusok zárványaira egyaránt jellemző a szabálytalan alak, azonban míg a II. típusú zárványok túlnyomórészt hosszúak, a III. típusban az alak nagyon változatos: szabálytalan, zezugos, amöbaszerű (3. ábra, d, f). Ezek a zárványok (III. típus) a legelterjedtebbek, szabálytalan, zezugos alakjuk késői eredetet jelez (a zárványok nem egyensúlyi jellege, a negatív kristály alak nem tudott kifejlődni, aminek a kis hőmérsékleten való csapdázódás kedvez). Ezek alapján mindkét csoport az I. típust követően csapdázódhatott, ezenfelül a kettő közül a III. típus a II. típust követő fázisban. Ezt erősítheti, hogy a II. típusban a mikrotermometriai

vizsgálatok során nagyobb homogenizációs hőmérsékletek mérhetőek, mint a III. típusban (*I. táblázat*), tehát nagyobb minimum csapdázódási hőmérséklet valószínűsíthető, továbbá utóbbi elterjedése a szerpentinerek mentén jellemző, tehát közvetlen képviselője lehet az ultrabázitok eredeti kőzettani és geokémiai bélyegeit felülíró serpentinese-desnek.

A csapdázódott fluidumok összetétele

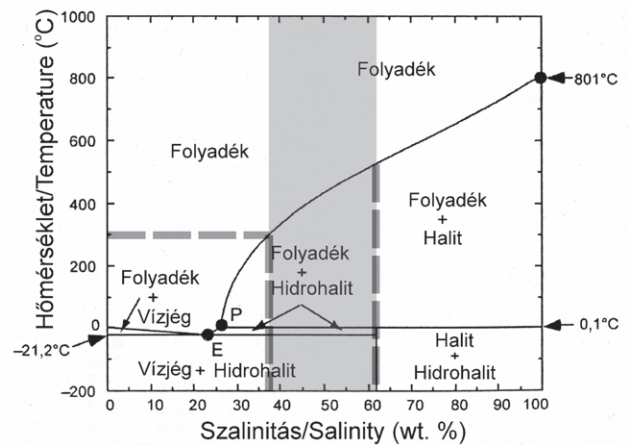
I. típusú fluidumzárványok

Az I. típusú fluidumzárványok állandó alkotóeleme szilárd fázisként a karbonát (*4. ábra, a*), amely a befogadó amfibolban kristályzárványként nincs jelen. Fontos megemlíteni, hogy e karbonátok a zárványokban közel azonos térfogatarányban fordulnak elő (min. 60–75%, *3. ábra, b*). Mindez kizárja a karbonát véletlenszerű (heterogén) csapdázódását, így valószínűsíthető, hogy homogén fluidumból vált ki (leányásvány) vagy a befogadó amfibollal lezajlott reakció eredményeként képződött (step-daughter phase tehát „mostohaleány-ásvány”). A karbonát (Mg-tartalmú kalcit) az utóbbi folyamat során keletkezhetett a zárványokban. Ezt igazolja az amfibol Ca-ban és Mg-ban gazdag, illetve Fe-ban szegény összetétele (CaO: 12,44–12,82 wt.%, MgO: 17,50–22,55 wt.%, FeO₃: 3,05–7,60 wt.%) (TILHAC et al. 2016). Ez a csapdázódást követő fluidum–kőzet kölcsönhatási folyamat a nagy nyomású kőzetekben lévő fluidumzárványokban felismerhető, ami a zárványon belüli fizikai és kémiai változások eredményeként a hosszú exhumációs folyamat következménye is lehet (ROEDDER 1984, PHILIPPOT & SELVERSTONE 1991, TOURET 2001, SCAMBELLURI & PHILIPPOT 2001, BODNAR 2003). A karbonát egy olyan reakció terméke, ami a befogadó ásvány és a csapdázódott fluidum között játszódik le. A kiindulási fluidum (CO₂) a reakció során felhasználódik a bezáró ásvánnyal. Ezt a folyamatot többféle befogadó ásvány esetén (plagioklász, ortopiroxén és gránát), számos tanulmány bemutatja (KLEINFELD & BAKKER 2002, BERKESI et al. 2012, TACCHETTO et al. 2019, ARADI et al. 2019, CARVALHO et al. 2020). Tömegegyensúlyi számítások alapján ekkor, a zárványokban jellemző karbonát térfogatarány esetén (60–75%), egyenlő N₂–CH₄-tartalom mellett a CO₂ relatív mennyisége a többi fluidum komponenshez képest min. 53,3–69,5 mol%. Mindezek alapján az eredetileg bezárt fluidum jelentős mennyiségben tartalmazhatott CO₂-ot, a N₂ és CH₄ mellett. A szén-dioxidot felemészítő karbonátosodási reakció eredményeként a reziduális fluidum nitrogénben és metánban gazdagodik. A metán és nitrogén relatív mennyisége egy-egy zárványon belül állandó, azonban a különböző sorok között a két illókomponens aránya változó (*5. ábra*). A zárványosorok kialakulása ennek megfelelően egy eseménysorhoz kötődően mehetett végbe, ám az összetételi változékonyság arra utal, hogy epizodikus lehetett a fluidum be/átáramlás (POULET et al. 2014).

II. és III. típusú fluidumzárványok

A –21,2 °C körüli eutektikus hőmérséklet alapján a II. és III. fluidumzárvány-típusban a kémiai rendszer H₂O–NaCl (*I. táblázat*).

A II. típus zárvényaiban az állandó fázisarány és a szűk tartományban változó homogenizációs hőmérsékletek alapján (270–290 °C, *3. ábra, d, I. táblázat*) homogén fluidum csapdázódott. Vizsgálataink alapján a zárványok N₂-t és CH₄-t tartalmaznak a H₂O–NaCl mellett (*4. ábra*). A zárványok nagy sótartalmát (>26,3 wt.% NaCl, *3. ábra, d*) a kősóköcka szobahőmérsékleten való jelenléte jelzi. A nitrogén, metán vagy egyéb komponensek jelenléte befolyásolja a kétkomponensű H₂O–NaCl rendszerre jellemző fázisátalakulásokat (ROEDDER 1984). Mivel azonban a dekrepitációs hőmérsékleten sem oldódott be a kősó, a sótartalom valószínűsíthetően nagyobb, mint ~37 wt.% NaCl (*6. ábra*). Itt fontos megjegyezni, hogy a rendszerben jelen lévő N₂ és CH₄ ezt befolyásolhatja, tiszta H₂O–NaCl rendszer esetén a szalinitás felső határa maximum 61 wt.% NaCl lehet (*6. ábra*), ugyanis a fagyasztásos vizsgálatok során a hidrohálton kívül a H₂O jég Raman-spektrumát is azonosítottuk (*4. ábra, d*).



6. ábra. Szalinitás (wt.%) vs. hőmérséklet (°C) fázisdiagram (H₂O–NaCl rendszer) a II. típusú fluidumzárványok szalinitásának becsléséhez BODNAR (2003) alapján

Az egyes mezőkben feltüntetett fázisok mellett a fázisdiagram mindegyik mezőjében feltételezett a gázfázis jelenléte. A zárványok csapdázódási sótartalmának valószínűsíthető tartománya (szürkével jelölt sáv) az alábbiak alapján jelölhető ki. A zárványokban a kősóköcka szobahőmérsékleten jelen van, emellett a folyadékfázisba való homogenizációja a 300 °C-os dekrepitációs hőmérsékleten még nem következett be. Fagyasztáskor ugyanakkor a H₂O jég Raman-spektruma is azonosítható, tehát a szalinitás valószínűsíthetően 37–61 wt.% NaCl (szürkével jelölt sáv). E – eutektikus hőmérséklet: (–21,2 °C, 23,2 wt.% NaCl), P – peritektikus hőmérséklet (0,1 °C, 26,3 wt.% NaCl). Ez a tartomány azonban csak tiszta H₂O–NaCl rendszer esetén jelölhető ki bizonyossággal, a jelen lévő N₂ és CH₄ befolyásolhatja a fázisátalakulások szabályait (ROEDDER 1984)

Figure 6. Salinity (wt.%) vs. temperature (°C) phase diagram in the vapor saturated H₂O–NaCl system presenting the phase topology and the possible range of salinity entrapped in Type II fluid inclusions based on BODNAR (2003)

The area marked in grey is constructed due to the followings. At room temperature salt cube is present and its homogenization to the liquid phase did not occur at 300 °C, however the inclusions were decrepitated at this temperature. Furthermore, at –190 °C the spectra of water ice was detected as well, therefore estimated salinity is 37–61 wt.% NaCl. E – eutectic temperature: (–21,2 °C, 23,2 wt.% NaCl), P – peritectic temperature (0,1 °C, 26,3 wt.% NaCl). Note, that the indicated area is an approximation here, due to the presence of N₂ and CH₄ influencing the behavior of phase changes in the H₂O–NaCl system (ROEDDER 1984)

A III. típusú zárványokban metángazdag, esetenként hidrogéntartalmú vizes fluidum csapdázódott, a zárvány-sorok közvetlenül a szerpentinerekhez kötődnek (3. ábra, e). A $-5,0$ és $-1,4$ °C közötti végső olvadási hőmérsékletek (I. táblázat) alapján számolható szalinitás: 2,4–7,9 wt.% NaCl (BODNAR 1993). A kriogén Raman-spektroszkópiai vizsgálat -190 °C-on sóhidrátot nem mutatott ki (4. ábra, e), ami megerősíti, hogy a fluidum kisebb sótartalmú (NaCl) víz, mint a II. típus esetén. 9 wt. % NaCl alatti szalinitásnál ugyanis fagyasztás során a hidrohalit Raman-spektruma alig vagy nem jelenik meg (NI et al. 2006).

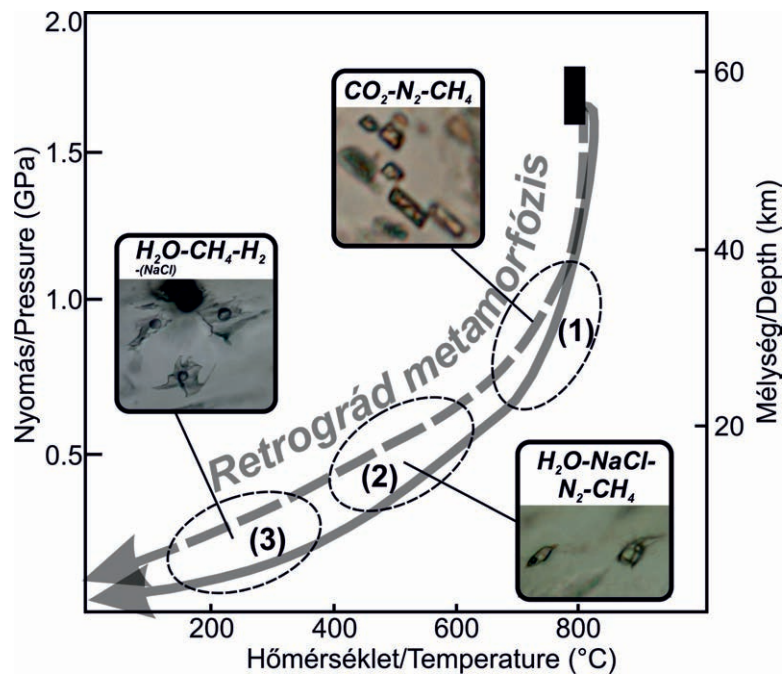
A retrográd fluidumok eredete és szerepe a szubdukciós zónában

Az ultrabázisos kőzetek, a nyírásos zónák mentén kialakult amfibolit és zöldpala fáciesű retrográd felülbélyegzések mellett jelentős szerpentesedést is szenvedtek az exhumáció során (GIL IBARGUCHI et al. 1999, ÁBALOS et al. 2003). Ez utóbbi, valamint a három másodlagos fluidumzárvány-generáció jelzi, hogy a COK metamorf fejlődésének retrográd szakaszában nagy szerepet játszott a különböző összetételű fluidumok beáramlása és a kőzettel való kölcsönhatása (PEREIRA et al. 2008, TILHAC et al. 2016).

A másodlagos fluidumzárványok vizsgálata alapján három eltérő összetételű fluidummigrációs eseményt különíthetünk el, időben feltételezhetően az alábbi sorrendben: 1) CO_2 -gazdag és N_2 - CH_4 -tartalmú fluidum, 2) N_2 - CH_4 -tartalmú, nagy sótartalmú vizes fluidum, 3) CH_4 -gazdag, alárendelten H_2 -tartalmú, enyhén sós fluidum (7. ábra).

A szubdukciós környezetben jelen lévő fluidumok jelentős alkotórészei a C-O-H-N-S erősen inkompatibilis elemek és a tengervíznél nagyobb sótartalmú fluidumok (brine-ok) (FREZZOTTI & FERRANDO 2015).

Az I. típusú fluidumzárványok összetétele alapján valószínűsíthető, hogy azok nagyfokú metamorf környezetből erednek, tekintve, hogy a CO_2 – mint e típus fő komponense – nagy hőmérsékletű (granulitok) és nagy nyomású (eklogit) környezetben általános (ROEDDER 1984, ANDERSEN et al. 1989, HALL & BODNAR 1990, KLEMD et al. 1992, SCAMBELLURI & PHILIPPOT 2001, FREZZOTTI & FERRANDO 2015). A retrográd út korai szakaszában történt csapdázódás lehetőségét erősíti továbbá a szöveti egyensúly kialakulását jelző negatív kristály alak. A C-tartalmú fluidumok (CO_2 és CH_4) elsődleges forrása a szubdukciós zónába kerülő karbonátok és szerves anyag (TAO et al. 2018). A zárványokban csapdázódott fluidum CO_2 - CH_4 aránya, a szénben telített COH fluidum kémiai formája (speciációja) és stabilitása az



7. ábra. A COK ultrabázisos egységének retrográd metamorf P-T útja során jellemző fluidum migrációs események relatív sorrendje és kemizmusa a vizsgált másodlagos fluidumzárvány-típusok alapján

A hasonló retrográd utat jelző P-T görbék a COK ultramafikus egység exhumációjára vonatkoznak (szaggatott vonallal jelzett görbe: ORDÓÑEZ CASADO et al. (2001) után, összefüggő vonallal jelzett görbe: PUELLES et al. (2012) után). A csúcsmetamorfózis tartománya (1,6–1,8 GPa, 780–800 °C) TILHAC et al. (2016) munkája alapján van jelölve

Figure 7. Tentative retrograde metamorphic evolution of ultramafics of the COC with respect to the relative chronology and chemistry of fluid migration events based on the studied secondary fluid inclusion types

PT paths of ultramafic rocks of the COC were drawn according to ORDÓÑEZ CASADO et al. (2001) (curve with a dashed line) and PUELLES et al. (2012) (curve with a continuous line), whereas peak metamorphic conditions (black rectangle: 1.6–1.8 GPa, 780–800 °C) are indicated as determined by TILHAC et al. (2016)

adott nagy nyomású és nagy hőmérsékletű környezet oxigén-fugacitása szerint változhat (HALL & BODNAR 1990, CONNOLLY 1995, CANNAO & MALASPINA 2018, TUMIATI & MALASPINA 2019). Nagy nyomáson, a karbonátok redukciója során H_2O jelenlétében abiogén metán képződhet, amely komponenseket eklogit-granulit fáciesű kőzetek metamorf fluidumaiban több esetben kimutatták (FU et al. 2003, MUKHERJEE & SACHAN 2009, TAO et al. 2018). A retrográd metamorf úton csapdázódott fluidumzárványokban gyakori CH_4 - CO_2 - N_2 fluidumok arányának változékonyságát az akár mm-cm-es léptékben is változó oxigén-fugacitás indokolhatja (VAN DEN KERKHOFF et al. 1991).

A szubdukált kőzetekben csapdázódott fluidumzárványok tanúsága alapján az N_2 a legelterjedtebb apoláris molekula a szubdukcióhoz kötődő nagy nyomású metamorfózis során (TOURET 2001, FREZZOTTI & FERRANDO 2015). A szubdukciós zónában jelen lévő nitrogén forrása az óceánaljzatra lerakódott szerves anyag, amely N-tartalmának egy része redukív környezetben NH_4^+ ionként a progresszív metamorfózis során a K^+ -t helyettesítve elsődlegesen a rétegszilikátok (agyagásványok, csillámok) szerkezetébe épül be (ANDERSEN et al. 1991, BUSIGNY et al. 2003, BEBOUT et al. 2013a, b, BUSIGNY & BEBOUT 2013). A szubdukció előrehaladásával bekövetkező metamorf devolatilizációs reakciók során (főképp a zöldpala fáciesen jellemző és annál nagyobb hőmérsékleten) a csillámok átalakulásával NH_4^+ szabadul fel, amely oxidatív viszonyok között a fluidum fázisban N_2 formájában stabilizálódhat (BUSIGNY & BEBOUT 2013). Ezért a szubdukciós csatornában a nitrogén a progresszív és csúcsmetamorf fluidumok mellett a retrográd fluidumokban is gyakori komponens, amit elsődleges és másodlagos fluidumzárványok N_2 -gazdagsága igazol (ANDERSEN et al. 1989, 1993).

Az óceáni litoszféralemez alábukása során a nyomás és hőmérséklet növekedésével az illótartalmú elegyrészek (szerves anyag, agyagásvány, karbonát, szulfid, csillám, amfibol) stabilitási zónájának folyamatos átlépésével nagy mennyiségű fluidum szabadul fel. A szubdukciós fluidumokban a H_2O általános jelenlétét az okozza, hogy ez szabadul fel a legnagyobb mennyiségben egyéb illó komponensekhez képest (pl. CO_2 , N_2) (MANNING 2004). A nagy és ultranagy nyomáson csapdázódott, szuperkritikus állapotú H_2O és CO_2 azonban a fluidumzárványokban csak nagyon ritkán őrződik meg, ugyanis a hosszú exhumációs folyamatok során törések / repedések / hasadási síkok mentén és/vagy diffúzióval mobilizálódik, vagy reakcióba lép a befogadó ásvánnyal, mostohaleány-ásványt (víztartalmú szilikátokat, karbonátokat) képezve (SCAMBELLURI & PHILIPPOT 2001, FREZZOTTI & FERRANDO 2015, NI et al. 2017, CARVALHO et al. 2020).

A retrográd fluidumok további lényeges komponense a sós víz (II. és III. típus), amelynek jelenléte módosult tengervíz eredetű (szubdukciós folyamatok során újracirkulált) köthető, hasonlóan a norvég Kaledonidák és az ománi Saih Hatat eklogit fáciesű kőzeteiben azonosított fluidumzárványokkal (ANDERSEN et al. 1989, 1993; SCAMBELLURI et al. 1997; EL-SHAZLY & SISSON 1999). A szöveti

bizonyítékok igazolják, hogy a III. típusú CH_4 -gazdag, alárendelten H_2 -tartalmú enyhén sós (2,41–7,86 wt.% NaCl) fluidumzárványokként csapdázódva a szerpentinésedéshez kötődik (3. ábra, e), amely a vizsgált kőzetekben a legelterjedtebb és a legkésőbbi, az egész kőzettani egységet átható szerpentinésedésért felelős fluidumként értelmezhető. A szerpentinésedett ultrabázisos kőzetek esetén számos területről ismert, hogy metánban és hidrogénben gazdag ± sós vizes fluidumzárványokat tartalmaznak (FU et al. 2003, SACHAN et al. 2007, KLEIN et al. 2019). Tengeraljzati, köpenyek és mélyebb szubdukciós környezetben egyaránt jellemző, hogy az olivinben gazdag ultrabázisos kőzetek szerpentinésedése során – redukív környezetben – metánban és hidrogénben gazdag vizes fluidumok szabadulnak fel (GREEN et al. 1987, FU et al. 2003, BROVARONE et al. 2017, KLEIN et al. 2019). A természetes képződményekben azonosított szerpentinésedésért felelős fluidum jellegzetes összetételét termodinamikai modellezéssel és kísérleti módszerekkel is igazolták (MCCOLLOM 2016, KLEIN et al. 2019, BROVARONE et al. 2020). A szerpentinésedés egy olyan retrográd reakció, amelynek során nagy mennyiségű abiogén hidrogén és metán kerül a légkörbe. Ennek döntő mennyisége a Föld óceánközépi hátságainál szabadul fel (H_2 : ~0,02–1,4 megatonna/év, CH_4 : ~1,1–1,9 megatonna/év mindösszesen), amelyhez jelentős mennyiséggel járulhat hozzá a szubdukciós zónában sekély és nagy nyomáson zajló szerpentinésedés is (MERTDITH et al. 2020, BROVARONE et al. 2020).

Következtetések

A COK ultrabázisos egységének piroxenitjeiben olyan fluidumzárványokat különítettünk el, melyek a kőzet csúcsmetamorfózisát követően, a szubdukciós csatornafolyamatok során, a retrográd úton csapdázódhattak. A Herbeira- és Limo-masszívum amfiboltartalmú piroxenit kőzeteiben több másodlagos fluidumzárvány-típust azonosítottunk. Az amfibol és klinopiroxén beforrt repedései mentén megjelenő zárványok három, eltérő összetételű fluidummigrációs eseményt jeleznek, időben az alábbi sorrendben: 1) CO_2 - N_2 - CH_4 fluidum, 2) nagy szalinitású (37–61 wt.% NaCl) N_2 - CH_4 -NaCl- H_2O fluidum, 3) kisebb szalinitású (2,41–7,86 wt.% NaCl) CH_4 - H_2 - H_2O -NaCl fluidum. A legkorábban bezáródott zárványokban a csapdázódást követően karbonátosodási reakció mehetett végbe, melynek alapján a kiindulási fluidum CO_2 -ban gazdag volt (min. 53,3–69,5 mol%). A zárványok reziduális fluidumfázisában lévő N_2 forrása a szubdukálódott szervesanyag-tartalmú üledék lehetett, míg a NaCl- H_2O fluidumok eredete módosult, a szubdukciós folyamatok során újracirkulált tengervízként értelmezhető. A legfiatalabb fluidumáramlási esemény az ultrabázisos kőzetek szerpentinésedéséhez köthető, melynek közvetlen bizonyítékai a CH_4 -ben és H_2 -ben gazdag, enyhén sós vizes fluidumzárványok. Az ultrabázisos kőzetek ásványaiban csapdázódott másodlagos fluidumzárványok vizsgálatával a retrográd metamorf fejlődés

során áramló fluidum kemizmusa és az anyakőzettel való kölcsönhatása válik megismerhetővé.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet szeretnénk mondani ARADI Lászlónak a Raman-spektroszkópos vizsgálatok során nyújtott segítségéért. A szerzők köszönettel tartoznak SZTANÓ Orsolya

főszerkesztői munkájáért, illetve SCHUBERT Félixnek és egy anonim bírálónak és a kézirat bírálata során tett konstruktív javaslatokért és javításokért. Köszönjük továbbá az ELTE Központi Kutató és Ipari Kapcsolatok Centrumának támogatását. A kutatómunka az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-19-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának szakmai támogatásával készült (pályázati azonosító: ÚNKP-19-3-I-ELTE-604). A tanulmány a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium 106. publikációja.

Irodalom – References

- ÁBALOS, B., PUELLES, P. & GIL IBARGUCHI, J. I. 2003: Structural assemblage of high pressure mantle and crustal rocks in a subduction channel (Cabo Ortegal, NW Spain). – *Tectonics* **22/2**, <https://doi.org/10.1029/2002tc001405>
- ÁBALOS, B., FOUNTAIN, D. M., GIL IBARGUCHI, J. I. & PUELLES, P. 2011: Eclogite as a seismic marker in subduction channels: Seismic velocities, anisotropy, and petrofabric of Cabo Ortegal eclogite tectonites (Spain). – *Geological Society of America Bulletin* **123/3–4**, 439–456. <https://doi.org/10.1130/b30226.1>
- ALBERT, R., ARENAS, R., GERDES, A., MARTÍNEZ, S. S., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. & FUENLABRADA, J. M. 2015: Provenance of the Variscan Upper Allochthon (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif). – *Gondwana Research* **28/4**, 1434–1448. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.10.016>
- ANDERSEN, T., BURKE, E. A. J. & AUSTRHEIM, H. 1989: Nitrogen-bearing, aqueous fluid inclusions in some eclogites from the Western Gneiss Region of the Norwegian Caledonides. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **103/2**, 153–165. <https://doi.org/10.1007/bf00378501>
- ANDERSEN, T., AUSTRHEIM, H. & BURKE, E. A. J. 1991: Fluid-induced retrogression of granulites in the Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway: Fluid inclusion evidence from amphibolite-facies shear zones. – *Lithos* **27/1**, 29–42. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(91\)90018-g](https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90018-g)
- ANDERSEN, T., AUSTRHEIM, H., BURKE, E. A. & ELVEVOLD, S. 1993: N₂ and CO₂ in deep crustal fluids: evidence from the Caledonides of Norway. – *Chemical Geology* **108/1–4**, 113–132. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90320-i](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90320-i)
- ARADI L. E., BERKESI M. & SZABÓ Cs. 2019: Felsőköpeny fluidumok összetétele és eredete fluidumzárvány-vizsgálatok alapján a Stájer-medence amfibolgazdag harzburgit xenolitjában. – *Földtani Közlöny* **149/1**, 35–49. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2019.149.1.35>
- BAUMGARTNER, M. & BAKKER, R. J. 2010: Raman spectra of ice and salt hydrates in synthetic fluid inclusions. – *Chemical Geology* **275/1–2**, 58–66. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.04.014>
- BEBOUT, G. E., AGARD, P., KOBAYASHI, K., MORIGUTI, T. & NAKAMURA, E. 2013a: Devolatilization history and trace element mobility in deeply subducted sedimentary rocks: Evidence from Western Alps HP/UHP suites. – *Chemical Geology* **342**, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.009>
- BEBOUT, G. E., FOGEL, M. L. & CARTIGNY, P. 2013b: Nitrogen: Highly volatile yet surprisingly compatible. – *Elements* **9/5**, 333–338. <https://doi.org/10.2113/gselements.9.5.333>
- BERKESI, M., GUZMICS, T., SZABÓ, Cs., DUBESSY, J., BODNAR, R. J., HIDAS, K. & RATTER, K. 2012: The role of CO₂-rich fluids in trace element transport and metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Central Pannonian Basin, Hungary, based on fluid inclusions in mantle xenoliths. – *Earth and Planetary Science Letters* **331**, 8–20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.012>
- BISCHOFF, W. D., SHARMA, S. K. & MACKENZIE, F. T. 1985: Carbonate ion disorder in synthetic and biogenic magnesian calcites: a Raman spectral study. – *American Mineralogist* **70/5–6**, 581–589.
- BODNAR, R. J. 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57(3)**, 683–684. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-a](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-a)
- BODNAR, R. J. 2003: Interpretation of data from aqueous electrolyte fluid inclusions. – In: SAMSON, I. M., ANDERSON, A. J. & MARSHALL, D. (eds): *Fluid Inclusions; Analysis and Interpretation* – Mineralogical Association of Canada Short Course Series **32**, 81–100.
- BORROMEO, L., ZIMMERMANN, U., ANDŇ, S., COLETTI, G., BERSANI, D., BASSO, D., GENTILE, S., SCHULZ, B. & GARZANTI, E. 2017: Raman spectroscopy as a tool for magnesium estimation in Mg–calcite. – *Journal of Raman Spectroscopy* **48/7**, 983–992. <https://doi.org/10.1002/jrs.5156>
- BROVARONE, A. V., MARTINEZ, I., ELMALEH, A., COMPAGNONI, R., CHADUTEAU, C., FERRARIS, C. & ESTEVE, I. 2017: Massive production of abiotic methane during subduction evidenced in metamorphosed ophiocarbonates from the Italian Alps. – *Nature Communications* **8/1**, 1–13. <https://doi.org/10.1038/ncomms14134>
- BROVARONE, A. V., SVERJENSKY, D. A., PICCOLI, F., RESSICO, F., GIOVANNELLI, D. & DANIEL, I. 2020: Subduction hides high-pressure sources of energy that may feed the deep subsurface biosphere. – *Nature Communications* **11/1**, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17342-x>
- BUSIGNY, A. V. & BEBOUT, G. E. 2013: Nitrogen in the silicate Earth: Speciation and isotopic behavior during mineral–fluid interactions. – *Elements* **9/5**, 353–358. <https://doi.org/10.2113/gselements.9.5.353>

- BUSIGNY, V., CARTIGNY, P., PHILIPPOT, P., ADER, M. & JAVOY, M. 2003: Massive recycling of nitrogen and other fluid-mobile elements (K, Rb, Cs, H) in a cold slab environment: evidence from HP to UHP oceanic metasediments of the Schistes Lustrés nappe (western Alps, Europe). – *Earth and Planetary Science Letters* **215/1–2**, 27–42. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(03\)00453-9](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(03)00453-9)
- CANNAÑ, E. & MALASPINA, N. 2018: From oceanic to continental subduction: Implications for the geochemical and redox evolution of the supra-subduction mantle. – *Geosphere* **14/6**, 2311–2336. <https://doi.org/10.1130/ges01597.1>
- CARVALHO, B. B., BARTOLI, O., CESARE, B., TACCHETTO, T., GIANOLA, O., FERRI, F., ARADI, L. E. & SZABÓ, Cs. 2020: Primary CO₂-bearing fluid inclusions in granulitic garnet usually do not survive. – *Earth and Planetary Science Letters* **536**, 116170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116170>
- CONNOLLY, J. A. D. 1995: Phase diagram methods for graphitic rocks and application to the system C-O-H-FeO-TiO₂-SiO₂ – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **119/1**, 94–116. <https://doi.org/10.1007/bf00310720>
- DUBESSY, J., POTY, B. & RAMBOZ, C. 1989: Advances in COHNS fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. – *European Journal of Mineralogy* **1/4**, 517–534. <https://doi.org/10.1127/ejm/1/4/0517>
- EL-SHAZLY, A. K. & SISSON, V. B. 1999: Retrograde evolution of eclogite facies rocks from NE Oman: evidence from fluid inclusions and petrological data. – *Chemical Geology* **154/1–4**, 193–223. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(98\)00132-6](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(98)00132-6)
- FREZZOTTI, M. L. & FERRANDO, S. 2015: The chemical behavior of fluids released during deep subduction based on fluid inclusions. – *American Mineralogist* **100/2–3**, 352–377. <https://doi.org/10.2138/am-2015-4933>
- FREZZOTTI, M. L., TECCE, F. & CASAGLI, A. 2012: Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. – *Journal of Geochemical Exploration* **112**, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>
- FU, B., TOURET, J. L. R. & ZHENG, Y. F. 2003: Remnants of premetamorphic fluid and oxygen isotopic signatures in eclogites and garnet clinopyroxenite from the Dabie-Sulu terranes, eastern China. – *Journal of Metamorphic Geology* **21/6**, 561–578. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00464.x>
- GIL IBARGUCHI, J. I., MENDIA, M., GIRARDEAU, J. & PEUCAT, J. J. 1990: Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). – *Lithos* **25/1–3**, 133–162. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90011-o](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90011-o)
- GIL IBARGUCHI, J. I., ÁBALOS, B., AZCARRAGA, J. & PUELLES, P. 1999: Deformation, high pressure metamorphism and exhumation of ultramafic rocks in a deep subduction/collision setting (Cabo Ortegal, NW Spain). – *Journal of Metamorphic Geology* **17/6**, 747–764. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1999.00227.x>
- GIRARDEAU, J. & GIL IBARGUCHI, J. I. 1991: Pyroxenite-rich peridotites of the Cabo Ortegal complex (Northwestern Spain): evidence for large-scale upper-mantle heterogeneity. – *Journal of Petrology* **2**, 135–154. https://doi.org/10.1093/petrology/special_volume.2.135
- GREEN, D. H., FALLOON, T. J. & TAYLOR, W. R. 1987: Mantle-derived magmas-roles of variable source peridotite and variable CHO fluid compositions. – In: MYSEN, B. O. (ed.): *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*. Geochemical Society, Pennsylvania State University, Special Publication I. 1987
- HALL, D. L. & BODNAR, R. J. 1990: Methane in fluid inclusions from granulites: A product of hydrogen diffusion? – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54/3**, 641–651. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90360-w](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90360-w)
- HENRY, H., TILHAC, R., GRIFFIN, W. L., O'REILLY, S. Y., SATSUKAWA, T., KACZMAREK, M. A., GRÉGOIRE, M. & CEULENEER, G. 2017: Deformation of mantle pyroxenites provides clues to geodynamic processes in subduction zones: Case study of the Cabo Ortegal Complex, Spain. – *Earth and Planetary Science Letters* **472**, 174–185. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.028>
- KLEIN, F., GROZEVA, N. G. & SEEWALD, J. S. 2019: Abiotic methane synthesis and serpentinization in olivine-hosted fluid inclusions. – *Proceedings of the National Academy of Sciences* **116/36**, 17666–17672. <https://doi.org/10.1073/pnas.1907871116>
- KLEINEFELD, B. & BAKKER, R. J. 2002: Fluid inclusions as microchemical systems: evidence and modelling of fluid–host interactions in plagioclase. – *Journal of Metamorphic Geology* **20/9**, 845–858. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00411.x>
- KLEMD, R., VAN DEN KERKHOFF, A. M. & HORN, E. E. 1992: High-density CO₂–N₂ inclusions in eclogite-facies metasediments of the Münchberg gneiss complex, SE Germany. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **111/3**, 409–419. <https://doi.org/10.1007/bf00311200>
- LAFUENTE, B., DOWNS, R. T., YANG, H. & STONE, N. 2015: The power of databases: the RRUFF project. In: ARMBRUSTER, T. & DANISI, R. M. (eds): *Highlights in Mineralogical Crystallography*. Berlin, Germany, W. De Gruyter, 1–30 <https://doi.org/10.1515/9783110417104-003>
- MANNING, C. E. 2004: The chemistry of subduction-zone fluids. – *Earth and Planetary Science Letters* **223/1–2**, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.030>
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ALLER, J., ALONSO, J. L. & BASTIDA, F. 2009. The Iberian Variscan orogen. – In: GARCÍA-CORTÉS, Á. (ed.): *Spanish Geological Frameworks and Geosites: an approach to Spanish geological heritage of international relevance*. IGME, 13–27.
- MARCOS, A., FARIAS, P., GALÁN, G., FERNÁNDEZ, F. J. & LLANA-FÚNEZ, S. 2002: Tectonic framework of the Cabo Ortegal Complex: A slab of lower crust exhumed in the Variscan orogen (northwestern Iberian Peninsula). – *Special Papers of the Geological Society of America*, 143–162. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2364-7.143>
- MCCOLLOM, T. M. 2016: Abiotic methane formation during experimental serpentinization of olivine. – *Proceedings of the National Academy of Sciences* **113/49**, 13965–13970. <https://doi.org/10.1073/pnas.1611843113>
- MERDITH, A. S., DEL REAL, P. G., DANIEL, I., ANDREANI, M., WRIGHT, N. M. & COLTICE, N. 2020: Pulsated Global Hydrogen and Methane Flux at Mid-Ocean Ridges Driven by Pangea Breakup. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **21/4**, e2019GC008869. <https://doi.org/10.1029/2019gc008869>
- MUKHERJEE, B. K. & SACHAN, H. K. 2009: Fluids in coesite-bearing rocks of the Tso Moriri Complex, NW Himalaya: evidence for entrapment during peak metamorphism and subsequent uplift. – *Geological Magazine* **146/6**, 876–889. <https://doi.org/10.1017/s0016756809990069>

- NI, H., ZHANG, L., XIONG, X., MAO, Z. & WANG, J. 2017: Supercritical fluids at subduction zones: Evidence, formation condition, and physicochemical properties. – *Earth-Science Reviews* **167**, 62–71. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.02.006>
- ORDÓÑEZ CASADO, B. O., GEBAUER, D., SCHÄFER, H. J., GIL IBARGUCHI, J. I. & PEUCAT, J. J. 2001: A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif. – *Tectonophysics* **332/3**, 359–385. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(00\)00210-9](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(00)00210-9)
- PEREIRA, M. D., PEINADO, M., BLANCO, J. A. & YENES, M. 2008: Geochemical characterization of serpentinites at Cabo Ortegal, northwestern Spain. – *The Canadian Mineralogist* **46/2**, 317–327. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.2.317>
- PHILIPPOT, P. & SELVERSTONE, J. 1991: Trace-element-rich brines in eclogitic veins: implications for fluid composition and transport during subduction. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **106/4**, 417–430. <https://doi.org/10.1007/bf00321985>
- POULET, T., VEVEAKIS, M., HERWEGH, M., BUCKINGHAM, T. & REGENAUER LIEB, K. 2014: Modeling episodic fluid-release events in the ductile carbonates of the Glarus thrust. – *Geophysical Research Letters* **41/20**, 7121–7128. <https://doi.org/10.1002/2014gl061715>
- PUELLES, P., ÁBALOS, B. & GIL IBARGUCHI, J. I. 2005: Metamorphic evolution and thermobaric structure of the subduction-related Bacariza high-pressure granulite formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). – *Lithos* **84/1–2**, 125–149. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.01.009>
- PUELLES, P., ÁBALOS, B. & GIL IBARGUCHI, J. I. 2009: Transposed high-pressure granulite fabrics (Cabo Ortegal, NW Spain): Implications on the scales of deformation localization. – *Journal of Structural Geology* **31/8**, 776–790. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.05.001>
- ROEDDER, E. 1984: Fluid inclusions. – *Reviews in Mineralogy* **12**. Mineralogical Society of America, 644 p. <https://doi.org/10.1515/9781501508271>
- SACHAN, H. K., MUKHERJEE, B. K. & BODNAR, R. J. 2007: Preservation of methane generated during serpentinization of upper mantle rocks: Evidence from fluid inclusions in the Nidar ophiolite, Indus Suture Zone, Ladakh (India). – *Earth and Planetary Science Letters* **257/1–2**, 47–59. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.023>
- SANTOS, J. F., SCHÄRER, U., GIL IBARGUCHI, J. I. & GIRARDEAU, J. 2002: Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): geochemical and Pb–Sr–Nd isotope data. – *Journal of Petrology* **43/1**, 17–43. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.1.17>
- SCAMBELLURI, M. & PHILIPPOT, P. 2001: Deep fluids in subduction zones. – *Lithos* **55/1–4**, 213–227. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(00\)00046-3](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(00)00046-3)
- TACCHETTO, T., BARTOLI, O., CESARE, B., BERKESI, M., ARADI, L. E., DUMOND, G. & SZABÓ, Cs. 2019: Multiphase inclusions in peritectic garnet from granulites of the Athabasca granulite terrane (Canada): Evidence of carbon recycling during Neoproterozoic crustal melting. – *Chemical Geology* **508**, 197–209. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.043>
- TAO, R., ZHANG, L., TIAN, M., ZHU, J., LIU, X., LIU, J., HÖFER, H. E., STAGNO, V. & FEL, Y. 2018: Formation of abiogenic hydrocarbon from reduction of carbonate in subduction zones: Constraints from petrological observation and experimental simulation. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **239**, 390–408. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.08.008>
- TILHAC, R., CEULENEER, G., GRIFFIN, W. L., O'REILLY, S. Y., PEARSON, N. J., BENOIT, M., HENRY, H., GIRARDEAU, J. & GRÉGOIRE, M. 2016: Primitive arc magmatism and delamination: petrology and geochemistry of pyroxenites from the Cabo Ortegal Complex, Spain. – *Journal of Petrology* **57/10**, 1921–1954. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw064>
- TILHAC, R., GRÉGOIRE, M., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L., HENRY, H. & CEULENEER, G. 2017: Sources and timing of pyroxenite formation in the sub-arc mantle: Case study of the Cabo Ortegal Complex, Spain. – *Earth and Planetary Science Letters* **474**, 490–502. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.017>
- TILHAC, R., OLIVEIRA, B., GRIFFIN, W. L., O'REILLY, S. Y., SCHAEFER, B. F., ALARD, O., CEULENEER, G., AFONSO, J. C. & GRÉGOIRE, M. 2020: Reworking of old continental lithosphere: Unradiogenic Os and decoupled Hf–Nd isotopes in sub-arc mantle pyroxenites. – *Lithos* **354**, 105346. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105346>
- TOURET, J. L. R. 2001: Fluids in metamorphic rocks. – *Lithos* **55/1–4**, 1–25. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(00\)00036-0](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(00)00036-0)
- TUMIATI, S. & MALASPINA, N. 2019: Redox processes and the role of carbon-bearing volatiles from the slab–mantle interface to the mantle wedge. – *Journal of the Geological Society* **176/2**, 388–397. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-046>
- VITI, C. & FREZZOTTI, M. L. 2000: Re-equilibration of glass and CO₂ inclusions in xenolith olivine: A TEM study. – *American Mineralogist* **85/10**, 1390–1396. <https://doi.org/10.2138/am-2000-1007>
- VAN DEN KERKHOF, A. M., TOURET, J. L. R., MAIJER, C. & JANSSEN, J. B. H. 1991: Retrograde methane-dominated fluid inclusions from high-temperature granulites of Rogaland, southwestern Norway. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55/9**, 2533–2544. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90371-b](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90371-b)
- VOGEL, D. E. 1967: Petrology of an eclogite- and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. – *Leidse Geologische Mededelingen* **40/1**, 121–213.
- Kézirat beérkezett: 2020. 11. 30.

Conoidea (Neogastropoda) assemblage from the Lower Badenian (Middle Miocene) deposits of Letkés (Hungary), Part II. (Borsoniidae, Cochlespiridae, Clavatulidae, Turridae, Fusiturridae)

KOVÁCS, Zoltán¹ & VICIÁN, Zoltán²

¹H-1147 Budapest, Kerékgyártó utca 27/A, Hungary. E-mail: kzkovacszoltan@gmail.com; Orcid.org/0000-0001-7276-7321

²H-1158 Budapest, Neptun utca 86. 10/42, Hungary. E-mail: kauri72@gmail.com

Conoidea (Neogastropoda) fauna Letkés alsó badeni (középső miocén) üledékeiből, II. rész (Borsoniidae, Cochlespiridae, Clavatulidae, Turridae, Fusiturridae)

Összefoglalás

Tanulmányunk Letkés (Börzsöny hegység) középső miocén gastropoda-faunájának ismeretéhez járul hozzá öt Conoidea-család (Borsoniidae, Cochlespiridae, Clavatulidae, Turridae, Fusiturridae) 41 fajának leírásával és ábrázolásával. A közismert lelőhely agyagos, homokos üledékei a Lajtai Mészke Formáció alsó badeni Pécsszabolcsi Tagozatát képviselik, és – ma már kijelenthető – Magyarország leggazdagabb badeni tengeri molluszkanyagát tartalmazzák. A jelen tanulmányban vizsgált Conoidea-fauna néhány nagyon ritka faj [pl. *Cochlespira serrata* (BELLARDI), *Clavatula sidoniae* (HOERNES & AUINGER) stb.] újabb előfordulásának igazolása mellett a tudományra nézve öt új faj bevezetését is lehetővé tette: *Clavatula hirmetzli* n. sp., *Clavatula santhai* n. sp., *Clavatula szekelyhidiae* n. sp., *Perrona harzhauseri* n. sp., *Perrona nemethi* n. sp. A kutatás során a vonatkozó korábbi magyarországi szakirodalom revízióját is elvégeztük. A Magyar Természettudományi Múzeum miocén gastropoda-gyűjteményének vizsgálata alapján szükségesnek látszik a Pannon-medencéből leírt Conoidea-fajok közül három taxonómiai revíziója: a *Clavatula nogradensis* CSEPREGHY-MEZNERICS, 1953 a *Clavatula granulatacineta* (MÜNSTER in GOLDFUSS, 1841) junior szinonimája, a *Clavatula (Surcula) krenneri* CSEPREGHY-MEZNERICS, 1953 a *Fusiturris emiliae* (HOERNES & AUINGER, 1891) junior szinonimája és a *Clavatula (Surcula) nodosa borsodensis* CSEPREGHY-MEZNERICS, 1969 a *Clavatula orientoromana* BÁLDI, 1960 junior szinonimája. Új kombinációk: *Acampptogenotia praecedens* (BELLARDI, 1877) nov. comb., *Perrona letkesensis* (CSEPREGHY-MEZNERICS, 1953) nov. comb., *Fusiturris emiliae* (HOERNES & AUINGER, 1891) nov. comb., *Fusiturris intermedia* (BRONN, 1831) nov. comb., *Fusiturris reevei* (BELLARDI, 1847) nov. comb.

Tárgyszavak: középső miocén, badeni, Pannon-medence, Letkés, Neogastropoda, Conoidea

Abstract

Five conoidean families (Borsoniidae, Cochlespiridae, Clavatulidae, Turridae, Fusiturridae) are described from the early Badenian (early Middle Miocene) gastropod assemblage of Letkés (N Pannonian Basin, Hungary). The clayey sand deposits of the locality represent the Pécsszabolcs Member of the Lajta Limestone Formation and contain the richest Badenian fossil marine mollusk assemblage in Hungary. 41 conoidean species are recorded and illustrated. Furthermore *Clavatula hirmetzli* n. sp., *Clavatula santhai* n. sp., *Clavatula szekelyhidiae* n. sp., *Perrona harzhauseri* n. sp. and *Perrona nemethi* n. sp. are described as new for science. *Clavatula nogradensis* CSEPREGHY-MEZNERICS, 1953 is a junior synonym of *Clavatula granulatacineta* (MÜNSTER in GOLDFUSS, 1841); *Clavatula (Surcula) krenneri* CSEPREGHY-MEZNERICS, 1953 is a junior synonym of *Fusiturris emiliae* (HOERNES & AUINGER, 1891); *Clavatula (Surcula) nodosa borsodensis* CSEPREGHY-MEZNERICS, 1969 is a junior synonym of *Clavatula orientoromana* BÁLDI, 1960. New combinations include: *Acampptogenotia praecedens* (BELLARDI, 1877) nov. comb.; *Perrona letkesensis* (CSEPREGHY-MEZNERICS, 1953) nov. comb.; *Fusiturris emiliae* (HOERNES & AUINGER, 1891) nov. comb.; *Fusiturris intermedia* (BRONN, 1831) nov. comb.; and *Fusiturris reevei* (BELLARDI, 1847) nov. comb.

Keywords: Middle Miocene, Badenian, Pannonian Basin, Letkés, Neogastropoda, Conoidea

Introduction

The aim of this paper is to review the early Badenian (early Middle Miocene) occurrence of five conoidean families (Borsoniidae BELLARDI, 1875; Cochlespiridae POWELL, 1942; Clavatulidae GRAY, 1853; Turridae H. ADAMS & A. ADAMS, 1853; Fusiturridae ABDELKRIM et al. 2018) in the gastropod assemblage of Letkés (N Pannonian Basin, Central Paratethys). The present work is the second part of the Conoidea research in the studied section; the Conidae

private collections of Tamás HIRMETZL (Fót, Hungary), Tamás NÉMETH (Balatonkenese, Hungary), and the authors. Taxonomy and morphological terminology follow BOUCHET et al. (2011), LANDAU et al. (2013), and ABDELKRIM et al. (2018). As numerous species presented herein have been discussed in the literature, beside revision of previous Hungarian literature only the most informative works are cited. Miocene palaeogeographical ranges of the studied species are shown on *Table I*. Abbreviation: shell length (SL) and shell width (SW) in mm.

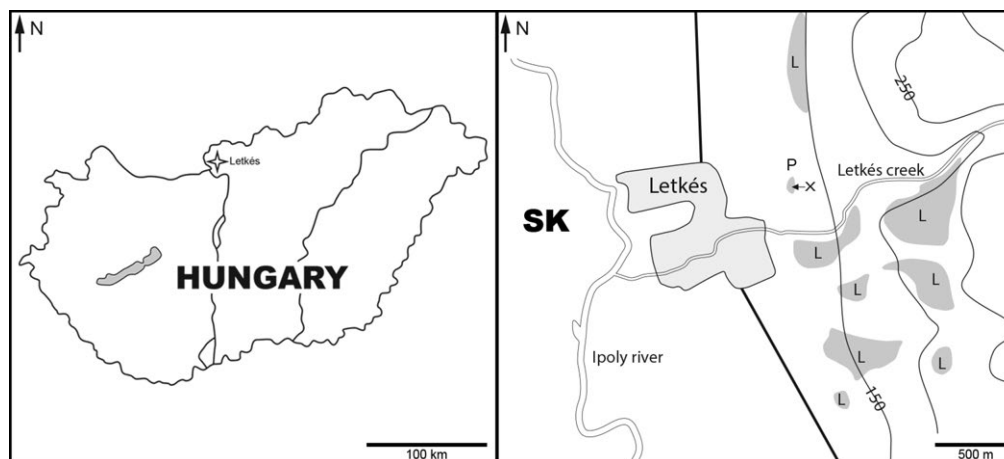


Figure 1. Location, and the Lower Badenian marine deposits at Letkés. P - Pécsszabolcs Member of the Lajta Limestone Formation sensu lato (L), X - locality (Modified from: <https://map.mbfisz.gov.hu/fdt100>)

I. ábra. Alsó badeni üledékek Letkés térségében. Lajtai Mészkö Formáció sensu lato (L), Pécsszabolcsi Tagozat (P), X - lelőhely (<https://map.mbfisz.gov.hu/fdt100> alapján)

sensu lato material was analyzed in an earlier study (KOVÁCS & VICIÁN 2014). Beside the Letkés collection of the Hungarian Natural History Museum, a newly-collected material was also investigated.

Letkés is a well-known Middle Miocene fossiliferous site in the W Börzsöny Mts (N Hungary) (*Figure 1*); numerous papers have treated its rich invertebrate records (see KOVÁCS & VICIÁN 2021 with additional references). As a result of the research considered in this paper 41 conoidean species are described and four of these are recorded for the first time in the Pannonian Basin: *Acamptogenotia praecedens* (BELLARDI), *Clavatula eleonora* (HOERNES & AUINGER), *C. juliae* (HOERNES & AUINGER), and *C. sidoniae* (HOERNES & AUINGER). Five new species are designated: *Clavatula hirmetzli* n. sp., *Clavatula santhai* n. sp., *Clavatula szekelyhidiae* n. sp., *Perrona harzhauseri* n. sp., *Perrona nemethi* n. sp.

Material and methods

All specimens investigated in this paper came from the gastropod assemblage of Letkés. They are stored in the Hungarian Natural History Museum (HNHM, Budapest), in the Naturhistorisches Museum (NHMW, Vienna), and in the

Systematic Palaeontology

Clade Neogastropoda WENZ, 1938
Superfamily Conoidea FLEMING, 1822
Family Borsoniidae BELLARDI, 1875
Genus *Acamptogenotia* ROVERETO, 1899

Acamptogenotia praecedens (BELLARDI, 1877)
nov. comb. (Plate I, figs 1–4)

1891 *Pleurotoma (Pseudotoma) praecedens* BELLARDI var. – HOERNES & AUINGER, p. 369, pl. 34, fig. 4, pl. 49, fig. 5.
2003 *Genota (Pseudotoma) praecedens* (BELLARDI) – BAŁUK, p. 56, pl. 9, fig. 8 (*cum syn.*).

Material: 28 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH and the authors, max. SL 51 mm.

Remarks: Based on morphological similarities between *Acamptogenotia intorta* (BROCCHI) and *Pseudotoma praecedens*, BELLARDI's species is placed within genus *Acamptogenotia*. It differs from *A. intorta* – recorded by STRAUZ (1966) in the Middle Miocene Pannonian Basin – in lower spire and well-developed shoulder spines. *Acamptogenotia praecedens* is a new record in this region.

Table I. Miocene palaeogeographical ranges of the studied conoidean species**I. tábla.** A tanulmányban tárgyalt fajok miocén kori ősföldrajzi elterjedése

Species	Central Paratethys	Proto-Mediterranean Sea	NE Atlantic	North Sea Basin
<i>Acamptogenotia praecedens</i>	Austria, Hungary, Poland, Ukraine	Italy	? France (E)	
<i>Aphanitoma pecchiolii</i>	Hungary	Italy (L)		
<i>Asthenotoma festiva</i>	Austria (E-M), Bosnia, Hungary, Poland, Slovakia, Ukraine	Italy (L)		
<i>Asthenotoma tuberculata</i>	Austria, Czechia, Hungary, Poland, Romania	Italy (L)		
<i>Bathytoma cataphracta</i>	Austria (E-M), Bulgaria, S Germany (E), Hungary (E-M), Poland, Romania, Slovenia, Ukraine	Greece (M-L), Italy (E-L), Spain (L), Turkey (E-M)	France (E-M), Portugal (L)	
<i>Genota elisae</i>	Albania, Austria (E-M), Bulgaria, Czechia, Hungary, Poland, Romania, Slovakia (E-M), Slovenia, Ukraine		France	
<i>Genota valeriae</i>	Albania, Austria, Bulgaria, ? S Germany (E), Hungary, Poland, Romania			
<i>Microdrillia teretiaeformis</i>	Austria, Bulgaria, Czechia, Hungary, Poland	Turkey		the Netherlands (E-M), N Germany
<i>Cochlespira serrata</i>	Austria, Bulgaria, Hungary, Romania	Italy		
<i>Clavatula amaliae</i>	Austria, Hungary, Poland, Romania, Slovakia			
<i>Clavatula camillae</i>	Hungary, ? Bulgaria, Poland, Romania, Slovakia, Slovenia			
<i>Clavatula eleonorae</i>	Austria, Hungary, Poland			
<i>Clavatula granulatacineta</i>	Austria, Bosnia, Bulgaria, Czechia, S Germany (E) Hungary, Poland, ? Serbia, Slovakia, Slovenia		France (E-M)	
<i>Clavatula hirmetzli</i> n. sp.	Hungary		Portugal (L)	
<i>Clavatula juliae</i>	Hungary, Poland, Romania			
<i>Clavatula olgae</i>	Bulgaria, Czechia, Hungary, Poland, Romania, Slovakia, Slovenia	Turkey		
<i>Clavatula polonica</i>	Austria, Hungary, Poland, Romania			
<i>Clavatula santhai</i> n. sp.	Hungary, Romania			
<i>Clavatula schreibersi</i>	Austria (E-M), Czechia, Hungary, Romania, Serbia, ? Ukraine	Italy (L)		
<i>Clavatula sidoniae</i>	Hungary, Romania			
<i>Clavatula suturalis</i>	Austria (E-M), Bulgaria, Croatia, Hungary, Poland, Romania, Slovenia, Ukraine			
<i>Clavatula veronicae</i>	Croatia, Hungary, ? Poland, Romania			
<i>Clavatula szekelyhidiae</i> n. sp.	Hungary			
<i>Perrona descendens</i>	Albania, Austria (E-M), Bulgaria, Czechia, Hungary (E-M), Poland, Romania, Slovenia	Italy (E-L), Spain, Turkey	France (E-M), Portugal (M-L)	
<i>Perrona harzhauseri</i> n. sp.	Hungary			
<i>Perrona inedita</i>	Hungary	? Greece (M-L), Italy (E), Spain (L), Turkey		
<i>Perrona letkesensis</i>	Hungary			
<i>Perrona nemethi</i> n. sp.	Hungary			
<i>Perrona semimarginata</i>	Austria (E-M), Bulgaria, Czechia, Hungary (E-M), Romania, Slovenia	Italy (L)	France (E-L), Portugal (L)	N Germany
<i>Perrona taurinensis</i>	Croatia, Hungary	? Greece (M-L), Italy (E), Turkey		
<i>Turricula dimidiata</i>	Austria (E-M), Bosnia, Bulgaria, ? Czechia, Hungary, Romania, Slovakia (E), ? Ukraine	Greece, Italy (M-L)	France (M-L)	
<i>Turricula inermiformis</i>	Hungary			
<i>Gemmula badensis</i>	Austria, ? Czech, Hungary	Italy (L), Turkey		
<i>Gemmula coronata</i>	? Albania, Austria (E-M), Bulgaria, ? Czechia, ? S Germany (E), Hungary, Poland, Romania, ? Slovakia, ? Ukraine	Italy (L), Turkey		
<i>Gemmula denticula</i>	Hungary, ? Bulgaria, ? Poland	Spain, ? Italy	France (E-L)	
<i>Gemmula trifasciata</i>	Austria, Bulgaria, Czechia (E-M), Hungary, ? Slovakia	Italy		
<i>Turris vermicularis</i>	Austria, Bulgaria, Hungary, Romania	Italy	France (E-L)	N Germany, the Netherlands (E)
<i>Unedogemmula annae</i>	Albania, Austria (E-M), Bulgaria, Czechia (E-M), Hungary, Poland, Romania, Slovakia, Ukraine	? Greece (L)		
<i>Fusiturris emiliae</i>	Austria, Hungary			
<i>Fusiturris intermedia</i>	Albania, Austria, Bulgaria, Hungary, Poland, Romania	Italy (M-L), Spain (L)	Portugal (L)	
<i>Fusiturris reevei</i>	Austria, Bulgaria, Croatia, Czechia, Hungary, Poland, Romania, Slovakia	Greece (M-L), Italy (L)		

E - Early Miocene, L - Late Miocene. Ranges restricted to the Middle Miocene (M) without indication.

E - kora miocén, L - késő miocén. A középső miocénre (M) korlátozóó elterjedés jelölés nélkül.

Genus *Aphanitoma* BELLARDI, 1875

Aphanitoma pecchiolii BELLARDI, 1877
(Plate I, figs 5–6)

- v 1969 *Aphanitoma pecchiolii* (BELLARDI) – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 97, pl. 6, fig. 17.
1981 *Aphanitoma pecchiolii* BELLARDI – FERRERO MORTARA et al., p. 85, pl. 15, fig. 11.
2002 *Aphanitoma pecchiolii* (BELLARDI) – VERA-PELÁEZ, p. 189, pl. 2, figs A–B, pl. 17, figs G–H.

Material: 5 specimens in private collections of the authors, max. SL 12 mm.

Remarks: *Aphanitoma pecchiolii* differs from *A. labelum* BELLARDI & MICHELOTTI by having a somewhat more slender shell, and different sculpture with more widely-spaced, weaker axial ribs. *Aphanitoma acutoplicatula* SACCO – recorded by CSEPREGHY-MEZNERICS (1953) in the Pannonian Basin – is distinguished by its paucispiral protoconch (JANSSEN 1972).

Genus *Asthenotoma* HARRIS & BURROWS, 1891

Asthenotoma festiva (HÖRNES, 1854)
(Plate I, figs 7–8)

- v 1953 *Asthenotoma pannus* – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 15, pl. 3, figs 3–7 (non BASTEROT).
1966 *Asthenotoma ornata festiva* DODERLEIN (in HÖRNES) – STRAUZ, p. 431, pl. 19, fig. 15, pl. 20, figs 1–2.
1972 *Asthenotoma pannus* BASTEROT – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 33, pl. 16, fig. 23.
1997 *Asthenotoma festiva* (HÖRNES) – GATTO, p. 42, pl. 1, figs 9–10, pl. 2, figs 1–7 (*cum syn.*).
2003 *Asthenotoma festiva* (HÖRNES) – BAŁUK, p. 51, pl. 16, figs 1–6 (*cum syn.*).

Material: 1 specimen in private collection of the authors, SL 11.6 mm.

Remarks: The juvenile specimen figured herein possesses a slender, fusiform shell with six slightly rounded teleoconch whorls and protoconch of approx. 1 3/4 eroded whorls. The Burdigalian *Asthenotoma pannus* (BASTEROT) (see LOZOUET 2017, pl. 1, figs 19–22) is a closely allied species in morphology but differs by multispiral protoconch and stronger axial ribs. *Asthenotoma festiva* was erroneously interpreted as a subspecies of *A. ornata* (DEFRANCE) by STRAUZ (1966) the latter being a Late Miocene – Pliocene species. Only one specimen occurs in the studied assemblage but the species is abundant in the sandy onshore deposits at the neighboring locality of Szob (CSEPREGHY-MEZNERICS 1956).

Asthenotoma tuberculata (PUSCH, 1837)
(Plate I, figs 9–12)

- 1854 *Pleurotoma Heckeli* – HÖRNES, p. 371, pl. 39, fig. 20.
1997 *Asthenotoma tuberculata* (PUSCH) – GATTO, p. 39, pl. 1, figs 1–8, pl. 7, fig. 1 (*cum syn.*).
2003 *Asthenotoma tuberculata* (PUSCH) – BAŁUK, p. 52, pl. 16, figs 7–10 (*cum syn.*).

Material: 8 specimens in private collections of the authors, max. SL 22 mm.

Remarks: *Asthenotoma tuberculata* was recorded in borehole material at Várpalota (KÓKAY 1957) but it was neither described nor illustrated in Hungary. This species is distinguished from *Asthenotoma festiva* (HÖRNES) by its tuberculate sculpture. The taxonomy of the species, as well as the identity of *Pleurotoma heckeli* HÖRNES and *A. tuberculata* (PUSCH) was discussed by GATTO (1997).

Genus *Bathytoma* HARRIS & BURROWS, 1891

Bathytoma cataphracta (BROCCHI, 1814)
(Plate I, fig. 13)

- v 1953 *Moniliopsis (Bathytoma) cataphracta orientalis* n. subsp. – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 16, pl. 3, figs 19–20.
v 1953 *Moniliopsis (Bathytoma) cataphracta dertogranosa* SACCO – CSEPREGHY-MEZNERICS, pl. 3, figs 21–22.
1966 *Moniliopsis (Bathytoma) cataphracta* BROCCHI – STRAUZ, p. 428, pl. 18, figs 11–15.
v 1966 *Moniliopsis (Bathytoma) cataphracta orientalis* CSEPREGHY-MEZNERICS – STRAUZ, p. 429, pl. 19, figs 1–6.
1973 *Bathytoma cataphracta* (BROCCHI) – BÁLDI, p. 317, pl. 49, fig. 6.
2013 *Bathytoma cataphracta* (BROCCHI) – LANDAU et al., p. 256, pl. 42, fig. 14 (*cum syn.*).
2016 *Bathytoma cataphracta* (BROCCHI) – KOVÁCS & VICIÁN, pl. 5, fig. 9.

Material: 56 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH and the authors, max. SL 50 mm.

Remarks: This Late Oligocene – Pliocene species is highly variable in shell morphology. Its taxonomical revision was arranged by BAŁUK (2003), and LANDAU et al. (2013) and numerous subspecies were synonymized including CSEPREGHY-MEZNERICS's taxa from the Badenian Pannonian Basin.

Genus *Genota* H. ADAMS & A. ADAMS, 1853

Genota elisae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate I, figs 14–15)

- 1966 *Genota ramosa elisae* HOERNES & AUINGER – STRAUZ, p. 448, pl. 22, figs 8–15.
v 1972 *Genota ramosa elisae* HOERNES & AUINGER – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 33, pl. 16, fig. 31.
2003 *Genota (Genota) elisae* (HOERNES & AUINGER) – BAŁUK, p. 54, pl. 18, figs 7–9 (*cum syn.*).

Material: 14 specimens in private collections of HIRMETZL and the authors, max. SL 43 mm.

Remarks: Here the taxonomical arrangement of BAŁUK (2003) is followed, and *Genota elisae* is regarded as a characteristic Central Paratethyan species. It is closely allied in size and morphology to *Genota ramosa* (BASTEROT) but differs by higher spire and finer sculpture which bears fewer weakly-developed tubercles on the shoulder.

Genota valeriae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate I, fig. 16)

- 1943 *Genota valeriae* HOERNES & AUINGER – BANDAT, p. 337, pl. 2, fig. 17.
v 1953 *Genota valeriae* HOERNES & AUINGER – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 18, pl. 2, figs 30–31.
2003 *Genota valeriae* HOERNES & AUINGER – BALUK, p. 55, pl. 18, figs 4–6 (*cum syn.*).

Material: 1 specimen in private collection of the authors, SL 34 mm.

Remarks: *Genota valeriae* is also a Central Paratethyan species. It differs from the common *Genota elisae* by more slender shell and finer sculpture with weakly-developed axial ribs.

Genus *Microdrillia* CASEY, 1903

Microdrillia teretiaeformis JANSSEN, 1972
(Plate I, figs 17–18)

- 1960 *Asthenotoma crispata* – BÁLDI, p. 85, pl. 3, fig. 7 (non DE CRISTOFORI & JAN).
2003 *Microdrillia crispata* – BALUK, p. 52, pl. 17, figs 5–7 (*cum syn.*) (non DE CRISTOFORI & JAN).
2013 *Microdrillia teretiaeformis* A.W. JANSSEN – LANDAU et al., p. 259, pl. 43, fig. 3, pl. 70, fig. 4 (*cum syn.*).

Material: 5 specimens in private collections of the authors, max. SL 10 mm.

Remarks: Protoconchs of the specimens recorded as *Microdrillia crispata* in the Central Paratethys are characterized by subangulate whorls with widely-spaced axial riblets while the Pliocene *M. crispata* (DE CRISTOFORI & JAN) has rounded protoconch whorls (DELLA BELLA & SCARPONI 2007, LANDAU et al. 2013). The Paratethyan records represent *M. teretiaeformis* JANSSEN. The Letkés material is close to the specimens illustrated by BALUK (2003) and LANDAU et al. (2013), although slight differences appear in the sculpture of the last whorl with broader spiral cords.

Family Cochlespiridae POWELL, 1942

Genus *Cochlespira* CONRAD, 1865

Cochlespira serrata (BELLARDI, 1877)
(Plate I, figs 19–20)

- 1966 *Surcula serrata* HÖRNES (in BELLARDI) – STRAUZ, p. 417, pl. 17, fig. 4.
1972 *Clavatula (Surcula) serrata* M. HÖRNES – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 32, pl. 16, figs 10–11.

Material: 1 specimen in private collection of the authors, SL 13.8 mm.

Remarks: *Cochlespira serrata* is a rare element of the Badenian gastropod assemblages in the Pannonian Basin. The species differs from the similar *Cochlespira subserrata* (BOETTGER) being larger in size with a higher spire, less

prominent, coronate carina, and the presence of spiral cords on the lower half of the last whorl (see LANDAU et al. 2013: 276).

Family Clavatulidae GRAY, 1853

Genus *Clavatula* LAMARCK, 1801

Clavatula amaliae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate I, figs 21–25)

- 1958 *Clavatula (Clavatula) asperulata asperulata* – ŠVAGROVSKÝ, pl. 1, fig. 7 *only* (non LAMARCK)
1958 *Clavatula (Clavatula) amaliae* HOERNES & AUINGER – ŠVAGROVSKÝ, p. 12, pl. 2, fig. 4
v 1960 *Clavatula amaliae* (HOERNES & AUINGER) – BÁLDI, p. 81, pl. 3, fig. 3.
1966 *Clavatula asperulata laevigata* var. *amaliae* (HOERNES & AUINGER) – STRAUZ, p. 407, pl. 16, figs 3–4.
2003 *Clavatula sophiae* – BALUK, pl. 3, fig. 11 *only*.

Material: 27 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH and the authors, max. SL 72 mm.

Remarks: The *Clavatula amaliae* material in the Letkés assemblage is characterized by moderate morphological variability. The shells of the specimens figured herein are somewhat more slender than the type (HOERNES & AUINGER 1891, pl. 44, figs 1–2), and bear less-developed spiral cords on the subsutural ramp. *Clavatula amaliae* differs from the abundant *C. suturalis* in shell shape and sculpture. The misinterpretation of the NE Atlantic *Clavatula asperulata* (LAMARCK) in the Central Paratethyan literature was discussed by BALUK (2003).

Clavatula camillae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate I, figs 26–27)

- v 1954 *Clavatula camillae* (HOERNES & AUINGER) – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 51, pl. 7, figs 6–7.
1966 *Clavatula camillae* HOERNES & AUINGER – STRAUZ, p. 405, pl. 15, fig. 15.
non 1968 *Clavatula (Clavatula) camillae* (sic!) (HOERNES & AUINGER) – HINCULOV, p. 147, pl. 37, fig. 3 (= *Clavatula santhai* n. sp.)
1973 *Clavatula camillae* (HOERNES & AUINGER) – BOHN-HAVAS, p. 1065, pl. 6, fig. 8.
2003 *Clavatula camillae* (HOERNES & AUINGER) – BALUK, p. 33, pl. 1, figs 1–3 (*cum syn.*).

Material: 4 specimens in private collections of HIRMETZL and the authors, max SL 43 mm.

Remarks: *Clavatula camillae* is typical of the Central Paratethys. The specimens illustrated by STEIN et al. (2016, pl. 57, figs 4–6) as *Clavatula camillae* from the North Sea Basin differ in sculpture from the types (HOERNES & AUINGER 1891, pl. 43, figs 12–13), they represent *C. boreointerrupta* KAUTSKY. The specimen illustrated by HINCULOV (1968, pl. 37, fig. 3) also differs from the type of *Clavatula camillae* (HOERNES & AUINGER l.c.) in morphology by its more slender shell and different spiral sculpture, it represents *Clavatula santhai* n. sp.

Clavatula eleonorae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate I, figs 28–29)

2003 *Clavatula eleonorae* (HOERNES & AUINGER) – BALUK, p. 33, pl. 3, figs 6–9 (*cum syn.*).

Material: 1 specimen in private collection of the authors, SL 34 mm.

Remarks: *Clavatula eleonorae* is a new record in the Hungarian part of the Pannonian Basin. The specimen figured herein is a good example of the variability of the clavatulids. It agrees in size and overall morphology with the types (HOERNES & AUINGER 1891, pl. 45, figs 1–3) but differs by slightly broader last whorl with somewhat higher concave portion, slightly more prominent spines and less twisted siphonal canal. The spiral threads are reduced to the suprasutural fourth of the whorls, they are very weak (not visible on the photo), and the concave mid-whorl bears only axial growth lines. *Clavatula spinosa* (GRATELOUP) is a similar form (PEYROT 1931, pl. 6, fig. 34) but possesses a higher spire and has different spiral sculpture on the last whorl. The most closely allied specimen was illustrated by BALUK (2003, pl. 3, fig. 8).

Clavatula granulaticincta (MÜNSTER in GOLDFUSS, 1841)
(Plate I, figs 30–32)

v 1953 *Clavatula granulaticincta* (MÜNSTER) – CSEPREGHY-MEZNERICS, pl. 1, figs 23–24.

v 1953 *Clavatula granulaticincta angelae* (HOERNES & AUINGER) – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 10, pl. 1, figs 27–28.

v 1954 *Clavatula nogradensis* n. sp. – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 51 [141], pl. 7, fig. 13.

1966 *Clavatula granulaticincta* (MÜNSTER) – STRAUZ, p. 407, pl. 16, fig. 11.

1966 *Clavatula granulaticincta angelae* (HOERNES & AUINGER) – STRAUZ, p. 408, pl. 16, fig. 12.

2003 *Clavatula granulaticincta* (MÜNSTER) – BALUK, p. 36, pl. 6, figs 1–3 (*cum syn.*).

Material: 18 specimens in private collection, max. SL 40 mm.

Remarks: The species is characterized by moderate morphological variability. *Clavatula granulaticincta angelae* (HOERNES & AUINGER) bears an almost identical sculpture as the type of *C. granulaticincta* but differs by its slightly longer siphonal canal. The holotype of *Clavatula nogradensis* CSEPREGHY-MEZNERICS (HNHM, M.61.4366) represents a juvenile *C. granulaticincta* specimen (a similar example: Plate I, fig. 30), so *C. nogradensis* is regarded as a junior synonym of *C. granulaticincta*.

Clavatula juliae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate II, figs 1–2)

2003 *Clavatula juliae* (HOERNES & AUINGER) – BALUK, p. 35, pl. 7, figs 1–5 (*cum syn.*).

Material: 1 specimen in private collection of the authors, SL 37 mm.

Remarks: The species is a new record in the Pannonian Basin. *Clavatula juliae* is very rare, and only a few specimens were recorded in the literature from two regions: the Fäget and the Korytnica basins. It differs from the congeners by having a somewhat biconic, broad shell with a strong and oblique spiral cord on the siphonal canal.

Clavatula cf. olgae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate II, figs 3–4)

1954 *Clavatula interrupta* – STRAUZ, pp. 33, 67, pl. 4, fig. 78 (non BROCCHI).

non 1954 *Clavatula olgae* – CSEPREGHY-MEZNERICS, pl. 7, fig. 14 [= *Clavatula veronicae* (HOERNES & AUINGER, 1891)].

1966 *Clavatula interrupta* – STRAUZ, p. 403, pl. 14, fig. 24, pl. 15, fig. 1 (non BROCCHI).

? 1966 *Clavatula interrupta* – STRAUZ, pl. 14, figs 25–26.

2013 *Clavatula olgae* (HOERNES & AUINGER) – LANDAU et al., p. 286, pl. 48, figs 2–6, pl. 50, fig. 8 (*cum syn.*).

Material: 2 fragmentary specimens in private collection of the authors, max. SL 21 mm.

Remarks: The fragmentary specimen figured herein is similar to *Clavatula olgae* (HOERNES & AUINGER) in size and morphology (shouldered whorls; tripartite sculpture of spire whorls with a moderately elevated, striate subsutural band, a finely striate, concave mid-portion, and an elevated, tuberculate suprasutural band; and strong, granular spiral cords on the last whorl). However, due to the absence of the whole aperture and the siphonal canal, an open nomenclature is used. The juvenile specimen figured by CSEPREGHY-MEZNERICS (1954, pl. 7, fig. 14) as *Clavatula olgae* has a very slender shell and it represents *C. veronicae* (HOERNES & AUINGER).

Clavatula orientoromana BÁLDI, 1960 is similar in shell shape but differs in spiral sculpture. A comparison was made of the holotypes of *Clavatula orientoromana* (HNHM, M.60.147) and *C. (Surcula) nodosa borsodensis* CSEPREGHY-MEZNERICS, 1969 (HNHM, M.70.619). The two specimens are almost identical in morphology, the small differences mentioned by CSEPREGHY-MEZNERICS (1969) fit within the intraspecific variability, so CSEPREGHY-MEZNERICS's taxon is a junior synonym of that of BÁLDI.

Clavatula polonica (PUSCH, 1837)
(Plate II, figs 5–7)

v 1953 *Clavatula asperulata* – CSEPREGHY-MEZNERICS, pl. 1, figs 19–20 (non LAMARCK).

1966 *Clavatula asperulata* – STRAUZ, pl. 15, fig. 17 *only* (non LAMARCK).

v 1969 *Clavatula asperulata tortonica* PEYROT – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 95, pl. 6, fig. 11.

2003 *Clavatula polonica* (PUSCH) – BALUK, p. 36, pl. 1, figs 1–8, pl. 2, figs 1–8 (*cum syn.*).

Material: HNHM, INV 2021.14.1.; 22 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH and the authors, max. SL 64 mm.

Remarks: The species is widely distributed in the N Pannonian Basin. *Clavatula polonica* is highly variable in morphology, but generally characterized by a broad, rounded last whorl bearing a prominent spiral row of spiny tubercles on its shoulder and generally two tuberculate spiral cords below. The specimens figured herein correspond to that illustrated by BAŁUK (2003, pl. 1, fig. 7).

Clavatula schreibersi (HÖRNES, 1854)
(Plate II, figs 8–9)

- v 1954 *Clavatula schreibersi* (HÖRNES) – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 50, pl. 6, figs 24–27.
1958 *Clavatula (Clavatula) schreibersi* (M. HOERNES) – ŠVAGROVSKÝ, p. 14, pl. 3, figs 7–9.
1960 *Clavatula schreibersi szokolysensis* nov. var. – STRAUZ, p. 351 [354], pl. 20, fig. 2.
1966 *Clavatula schreibersi* (HÖRNES) – STRAUZ, p. 409, pl. 16, figs 5–8 (*cum syn.*).
2002 *Clavatula schreibersi* (HÖRNES) – HARZHAUSER, p. 118, pl. 10, fig. 16 (*cum syn.*).

Material: HNHM, INV 2021.10.1.; and 11 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH and the authors, max. SL 42 mm.

Remarks: The species differs from its congeners mainly by its strongly-developed sculpture consisting of tuberculate sub- and suprasutural bands and marked spiral cords. Primary spiral cords are granular on the lower half of the last whorl.

Clavatula sidoniae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate II, figs 10–11)

- 1891 *Pleurotoma (Clavatula) sidoniae* nov. form – HOERNES & AUINGER, p. 339, pl. 43, fig. 3.

Material: 1 specimen in private collection of the authors, SL 25.4 mm.

Remarks: *Clavatula sidoniae* is a new record in the Pannonian Basin. It is extremely rare, and is represented only by the type specimen from Lăpușiu de Sus (Făget Basin, SW Romania). *Clavatula sidoniae* is characterized by lirae within the outer lip. A photo of the type was studied (by courtesy of Mathias HARZHAUSER); the specimen figured here corresponds in size and morphology. *Clavatula interrupta palatina* STRAUZ has a broader shell, while the Serravallian *C. labiolirata* LANDAU et al. differs by its shallower subsutural groove and different spiral sculpture. The size and sculpture of *Clavatula sidoniae* show some resemblance to the representatives of the Recent genus *Paraclavatula*.

Clavatula suturalis (ANDRZEJOWSKI, 1833)
(Plate II, figs 12–18)

- 1960 *Clavatula sublaevigata* n. sp. – BÁLDI, p. 80, pl. 3, fig. 1.
1966 *Clavatula asperulata suturalis* ANDRZEJOWSKI – STRAUZ, p. 407, pl. 15, fig. 22, pl. 16, figs 1–2 (*cum syn.*).
v 1969 *Clavatula asperulata susannae* HOERNES & AUINGER – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 94, pl. 6, figs 1–2.

- 2003 *Clavatula laevigata* (EICHWALD) – BAŁUK, p. 35, pl. 7, figs 7–10 (*cum syn.*).
2003 *Clavatula suturalis* (ANDRZEJOWSKI) – BAŁUK, p. 39, pl. 8, figs 1–8 (*cum syn.*).
2011 *Clavatula suturalis susannae* (HOERNES & AUINGER) – KATONA et al., pl. 1, fig. 7.

Material: HNHM, M.62.889.1–4., M.62.890.1–2., INV 2021.11.1–13.; 200 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH and the authors, max. SL 60 mm.

Remarks: *Clavatula suturalis* is the most abundant *Clavatula* species in the gastropod assemblage of Letkés. The specimens are characterized by moderate variability in size and sculpture. According to TUCKER (2004) *Clavatula laevigata* (EICHWALD) is conspecific with *C. suturalis*. The material studied herein confirms this arrangement. In the present study no recognition could be made of the distinctive morphological differences between the two species which were discussed by BAŁUK (2003). The illustrated specimens (BAŁUK 2003, pl. 7, figs 7–10: *C. laevigata*; pl. 8, figs 1–8: *C. suturalis*) are closely allied in morphology but are the size of adults. According to BAŁUK's data and figures, there is only 1–2% difference between the W/L ratio of *suturalis* (35.8–43%) and *laevigata* (36.6–41.3%). Moreover, BAŁUK's specimens display moderate differences in spiral sculpture in both groups. In the Letkés assemblage the size of adult shells (with at least eight teleoconch whorls) ranges between 42–55 mm. *Clavatula sublaevigata* BÁLDI and *C. susannae* HOERNES & AUINGER are junior synonyms of *C. suturalis* (see BAŁUK 2003).

Clavatula veronicae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate II, figs 19–20)

- 1954 *Clavatula olgae* – CSEPREGHY-MEZNERICS, pl. 7, fig. 14.
1966 *Clavatula doderleini veronicae* HOERNES & AUINGER – STRAUZ, p. 411, pl. 16, figs 13–14.
1966 *Clavatula veronicae* HOERNES & AUINGER – KÓKAY, p. 64, pl. 9, fig. 17.
? 2003 *Clavatula veronicae* (HOERNES & AUINGER) – BAŁUK, p. 39, pl. 4, figs 9–10.

Material: 6 specimens in private collections of the authors, max. SL 21.3 mm.

Remarks: Six small clavatulid species were introduced by HOERNES & AUINGER (1891) from Central Paratethyan assemblages. *Clavatula veronicae* differs from its congeners by its more slender shell, its wide, spiny and nearly horizontal subsutural ramp, and sculpture of marked, dense spiral cords and fine, dense axial riblets. The broad specimens illustrated by BAŁUK (2003, pl. 4, figs 9–10) differ from the types (HOERNES & AUINGER 1891, pl. 46, figs 11–14) by a well-defined spiral cord at mid-height of the spire whorls, this material is closer to *Clavatula granulatinata* in morphology. The small, slender specimen illustrated by CSEPREGHY-MEZNERICS (1954, pl. 7, fig. 14) differs from *C. olgae* in morphology, it represents *C. veronicae*.

Clavatula hirmetzli n. sp.

(Plate II, figs 21–26, Plate III, figs 1–2)

1867 *Pleurotoma granulato-cincta* – PEREIRA DA COSTA, pl. 26, fig. 14 (non MÜNSTER in GOLDFUSS).*Holotype*: HNHM, PAL 2021.1.1. (Plate II, figs 22–23).*Paratype 1*: HNHM, PAL 2021.2.1. (Plate II, fig. 26).*Paratype 2*: HNHM, PAL 2021.3.1. (Plate III, figs 1–2).*Paratype 3*: NHMW 2021/0002/0001 (Plate II, fig. 21).*Type strata and locality*: Lower Badenian (Middle Miocene) clayey sand (Pécsszabolcs Member of the Lajta Limestone Formation), Letkés, Hungary.*Derivation of name*: In honour of Tamás HIRMETZLI, fossil shell collector (Fót, Hungary).*Material*: Holotype, paratypes 1–3, and 4 specimens in private collections of NÉMETH and the authors, max. SL 57 mm.*Diagnosis*: Medium-sized *Clavatula* species with nine teleoconch whorls, gradate spire, subangulated last whorl and moderately long siphonal canal. Tripartite spire whorls with swollen, beaded to spinous sub- and suprasutural bands, concave part between. Spiral threads on whole shell, strong, granular spiral cords on last whorl, deep, U-shaped anal sinus.*Description*: Medium-sized, broad shell, protoconch absent. Teleoconch of ten whorls with impressed suture. Early spire whorls bear slightly swollen, beaded subsutural and suprasutural bands, and a concave part between with dense, raised, curved axial ribs. Last whorl 66% of the total height, aperture ovate. Anal sinus U-shaped, wide, deep with apex placed on mid subsutural ramp. Columella smooth, siphonal canal moderately long, open, slightly curved, sculptured by granular spiral cords, narrow pseudumbilicus. Spiral sculpture of fine, dense spiral threads on the whole shell, small spines on subsutural band and on shoulder on the 7–9 teleoconch whorls, axial sculpture of strong growth lines. Bimarginate last whorl bearing swollen and spiny subsutural band, concave, striate subsutural ramp, sharp, tuberculate to spiny shoulder, oblique, flat lateral wall below the shoulder, base constricted. The oblique wall sculptured by four well-developed, irregular primary cords, fine secondaries between; on adult shells these cords crossed by raised growth lines producing a crowded, granular ornamentation.*Remarks*: *Clavatula hirmetzli* n. sp. is characterized by poorly-sculptured spire whorls but a richly ornamented, bimarginate last whorl, its appearance shows some resemblance to the Recent *Clavatula bimarginata* (LAMARCK). The Late Miocene specimen figured by PEREIRA DA COSTA (1867, pl. 26, fig. 14) as *Clavatula granulato-cincta* differs from its type by broader shell, longer siphonal canal and reduced spiral sculpture on spire whorls. Although this specimen has a slightly shorter siphonal canal, it is considered as a representative of *C. hirmetzli* n. sp. The Middle Miocene *Clavatula ligeriana* (PEYROT) specimen illustrated by GLIBERT (1953, pl. 3, fig. 8/b) is similar in size and morphology but is distinguished by its more slender shell, higher, conical spire, stronger spiral threads, and weakertubercles and spines. The most closely allied form is the Badenian *Clavatula interrupta vitalisi* STRAUZ from Várpalota (Pannonian Basin) (see STRAUZ 1966, pl. 15, figs 2–3) but it differs by less gradate spire, more rounded last whorl bearing much broader spiral cords, broader aperture, and shorter siphonal canal.*Clavatula santhai* n. sp.

(Plate III, figs 3–6)

1968 *Clavatula (Clavatula) camilae* (sic!) – HINCULOV, p. 147, pl. 37, fig. 3 (non HOERNES & AUINGER)*Holotype*: HNHM, PAL 2021.20.1. (Plate III, figs 5–6).*Type strata and locality*: Lower Badenian (Middle Miocene) clayey sand (Pécsszabolcs Member of the Lajta Limestone Formation), Letkés, Hungary.*Derivation of name*: In honour of József SÁNTHA, owner of the Middle Miocene Malom-kert locality at Szob (Hungary).*Material*: Holotype, and 1 specimen in private collection of the authors, max. SL 37 mm.*Diagnosis*: Medium-sized *Clavatula* species with elongated, fusiform shell, ten teleoconch whorls, tripartite spire whorls, last whorl with strong nodes on shoulder and granulated spiral cords on abapical part, short siphonal canal, deep anal sinus.*Description*: Medium-sized, fusiform shell, protoconch missing. Teleoconch of ten whorls, suture deep, undulating. Last whorl shouldered, approx. 60% of the total height. Aperture ovate, columella smooth, siphonal canal short, sculptured by spiral cords. Broad, deep anal sinus with apex placed mid subsutural ramp. Tripartite spire whorls with swollen, tuberculate suprasutural band, spiny subsutural band and a concave part between. This part bears only growth lines on the holotype, while two weak spiral threads appear on the other specimen (Plate III, figs 3–4). Last whorl bears 18 well-developed nodes on the shoulder, the rounded part below is sculptured by strong growth lines and five granulated primary cords with secondaries between.*Remarks*: *Clavatula santhai* n. sp. differs from *C. gradata* (DEFrance) by its more slender shell, and different sculpture, from *C. boreointerrupta* (KAUTSKY) by development of the sub- and suprasutural bands, and spiral sculpture, from *C. szekelyhidiae* n. sp. by swollen sutural bands and lack of strong spiral cords on spire whorls, while from *C. orientoromana* BALDI by shorter siphonal canal and much stronger spiral cords. *Clavatula boreoromana* (KAUTSKY) is a closely allied form but is distinguished by less swollen and non-spiny subsutural band, slightly longer siphonal canal, and weaker, non-granulated spiral cords on last whorl. The specimen illustrated by HINCULOV (1968, pl. 37, fig. 3) from the Mehadia Basin (Romania) differs from *Clavatula camillae* (HOERNES & AUINGER) by its more slender shell and different spiral sculpture; it agrees with the new species described herein in morphology, and is regarded as a representative of *Clavatula santhai* n. sp.

Clavatula szekelyhidiae n. sp.
(Plate III, figs 7–10)

Holotype: HNHM, PAL 2021.19.1. (Plate III, figs 9–10).
Paratype 1: NHMW 2021/0002/0002 (Plate III, figs 7–8).

Type strata and locality: Lower Badenian (Middle Miocene) clayey sand (Pécsszabolcs Member of the Lajta Limestone Formation), Letkés, Hungary.

Derivation of name: In honour of Orsolya SZÉKELYHIDI, fossil shell collector (Csömör, Hungary)

Material: Holotype, Paratype 1, and 3 specimens in private collections of HIRMETZL and the authors, max. SL 65 mm.

Diagnosis: Medium-sized *Clavatula* species with elongated shell, ten teleoconch whorls, concave late spire whorls, last whorl with spiny shoulder, short siphonal canal, shallow anal sinus, sculpture of strong spiral cords and weakly-developed axial riblets.

Description: Medium-sized, fusiform shell, protoconch missing. Teleoconch of ten whorls, suture shallow, undulating. First three spire whorls possess three spiral rows of fine tubercles, the suprasutural row being the strongest. The following whorls become concave, sculptured by a fine, spiny subsutural spiral cord, sharp, slightly projected suprasutural spiral cord and ten moderately-developed cords between. Last whorl approx. 60% of the total height. Aperture ovate, columella smooth, siphonal canal short, sculptured by primary and secondary spiral cords, broad pseudo-umbilicus. Shallow anal sinus with apex placed mid subsutural ramp. Axial sculpture of fine, sharp riblets. Last whorl bears small spines on shoulder, flattened lateral wall below with three strong primary spiral cords and a projected, tuberculate cord abapically.

Remarks: *Clavatula szekelyhidiae* n. sp. differs from its Badenian congeners by its wide and shallow anal sinus. The spiral sculpture is somewhat similar to that of *Clavatula granulata* but the latter has a broader shell with lower spire and shorter siphonal canal, and it bears a specific granular spiral cord at mid-whorl formed by much deeper and narrower U-shaped anal sinus. The Middle – Late Miocene *Clavatula saubrigiana* (GRATELOUP) is also a closely allied form in size and morphology but is distinguishable by its more slender shell, higher spire, finer spiral cords, less spiny suprasutural nodes, and deeper anal sinus.

Genus *Perrona* SCHUMACHER, 1817

Perrona descendens (HILBER, 1879)
(Plate III, figs 11–14)

- v 1954 *Clavatula (Perrona) vindobonensis* PARTSCH – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 52, pl. 7, fig. 1.
- v 1954 *Clavatula (Perrona) vindobonensis nodosa* n. subsp. – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 52, pl. 7, figs 8–9, 11–12.
- 1966 *Clavatula jouanneti vindobonensis* PARTSCH – STRAUZ, p. 400, pl. 14, figs 5–14.
- 1966 *Clavatula jouanneti descendens* HILBER – STRAUZ, p. 401, pl. 14, figs 15–16.
- v 1966 *Clavatula (Perrona) vindobonensis nodosa* MEZNERICS – KÓKAY, pl. 9, fig. 18.

- v 1966 *Clavatula (Perrona) descendens* HILBER – KÓKAY, pl. 9, fig. 19.
- v 1972 *Clavatula (Perrona) vindobonensis* PARTSCH – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 32, pl. 16, fig. 1.
- v 1972 *Clavatula (Perrona) jouanneti descendens* HILBER – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 32, pl. 16, figs 2–3.
- 1973 *Clavatula (Perrona) jouanneti* (DES MOULINS) – BOHN-HAVAS, p. 1062, pl. 6, fig. 11.
- 1973 *Clavatula (Perrona) jouanneti descendens* (HILBER) – BOHN-HAVAS, p. 1063, pl. 6, fig. 10.
- 2002 *Perrona jouanneti vindobonensis* (PARTSCH in HÖRNES) – HARZHAUSER, p. 121, pl. 11, figs 5–6.
- 2003 *Perrona (Perrona) descendens* (HILBER) – BAŁUK, p. 40, pl. 9, figs 1–7 (*cum syn.*).
- 2013 *Perrona descendens* (HILBER) – LANDAU et al., p. 290, pl. 49, figs 8–9, pl. 50, fig. 13 (*cum syn.*).

Material: HNHM, INV 2021.13.1–3.; 252 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH, and the authors, max. SL 32 mm.

Remarks: The diagnosis of *Perrona*, as well as the well-established separation of genera *Clavatula* and *Perrona* has been discussed e.g. by SPADINI & MANGANELLI (2010). Following LANDAU et al. (2020) clavatulid species with much reduced sculpture are assigned to genus *Perrona*.

Perrona descendens is the most abundant *Perrona* species in the studied assemblage. It is characterized by moderate morphological variability in concavity of whorls, and in sculpture. The swollen subsutural band is smooth or nodular on different specimens or sculptured by fine spiral grooves on the shell (see Plate III, figs 11–12). The difference from *Perrona jouanneti* (DESMOULINS) was noted by LANDAU et al. (2013). The specimens recorded in the literature as *Perrona vindobonensis* PARTSCH bears fine spiral grooves on spire whorls, on the last whorl below the swollen subsutural band and on the base. In our opinion this feature is not a *differentia specifica* but fits within the morphological variability of *Perrona descendens*. This problem was not mentioned by BAŁUK (2003) but both striate and smooth shells were illustrated.

Perrona inedita (BELLARDI, 1877)
(Plate III, figs 15–16)

- v 1972 *Clavatula (Perrona) oliviae* – CSEPREGHY-MEZNERICS, pl. 15, fig. 25 (non HOERNES & AUINGER)
- 2013 *Perrona inedita* (BELLARDI) – LANDAU et al., p. 29, pl. 49, figs 10–11 (*cum syn.*).
- 2019 *Perrona inedita* (BELLARDI) – CARDENAS et al., fig. 7/f.

Material: 1 specimen in private collection of the authors, SL 53.5.

Remarks: *Perrona inedita* is a rare record in the Middle Miocene Central Paratethys. The specimen (HNHM, M.70.599) illustrated as *Clavatula oliviae* by CSEPREGHY-MEZNERICS (1972) from the Bükk Mts (N Hungary) differs from its types (HOERNES & AUINGER 1891, pl. 47, figs 13–16) which are characterized by a more slender shell, rounded last whorl, more broadly channeled portion of the whorls, and non-tuberculate suprasutural band on late teleoconch

whorls. The specimen from Borsodbóta also represents *Perrona inedita*.

Perrona letkesensis (CSEPREGHY-MEZNERICS, 1953)
nov. comb. (Plate III, fig. 17)

v 1953 *Clavatula letkesensis* n. sp. – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 13, pl. 2, figs 13–14.

Material: Holotype (HNHM, M.61.4373).

Remarks: Based on its reduced sculpture the species is assigned herein to genus *Perrona*. It is represented only by the fragmentary type specimen which was collected at Letkés but the exact locality was not recorded by CSEPREGHY-MEZNERICS (1953). *Perrona letkesensis* is characterized by a smooth shell bearing convex early teleoconch whorls with a narrow and low spiral keel at midheight. The keel disappears on the late whorls which bear a narrow, slightly swollen subsutural band, a concave portion below, and a rounded suprasutural part on the lower third. The closely allied *Perrona semimarginata* (LAMARCK) and *P. lydiae* (HOERNES & AUINGER) differ by concave early teleoconch whorls.

Perrona semimarginata (LAMARCK, 1822)
(Plate III, fig. 18)

v 1969 *Clavatula (Perrona) cf. borsoni* (BASTEROT) – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 97, pl. 6, fig. 3.

1973 *Clavatula (Perrona) semimarginata* (LAMARCK) – BOHN-HAVAS, p. 1063, pl. 6, fig. 9.

? 1985 *Clavatula semimarginata* – FÓZY & LEÉL-ŐSSY, pl. 3, fig. 7.

1998 *Clavatula (Perrona) semimarginata* (LAMARCK) – MIKUŽ, p. 81, pl. 6, fig. 4.

2002 *Perrona semimarginata* (LAMARCK) – HARZHAUSER, p. 120, pl. 11, fig. 9 (*cum syn.*).

Material: 1 fragmentary specimen in private collection, SL 21 mm.

Remarks: The fragmentary specimen with smooth teleoconch whorls represents *Perrona semimarginata*. The similar *Perrona oliviae* (HOERNES & AUINGER) is distinguishable by its sculptured early teleoconch whorls.

Perrona taurinensis (BELLARDI, 1877)
(Plate III, figs 19–20)

v 1953 *Clavatula cf. oliviae* – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 13, pl. 2, figs 15–16 (HNHM, M.62.896) (non HOERNES & AUINGER) (refigured by STRAUZ 1966, p. 401, pl. 14, fig. 17).

1957 *Clavatula cf. taurinensis* MAYER – PAVLOVSKY, pl. 2, fig. 3.

non 1966 *Clavatula taurinensis* – STRAUZ, p. 403, pl. 14, figs 20–23 (= *Perrona nemethi* n. sp.)

2009 *Clavatula taurinensis* MAYER – ZUNINO & PAVIA, pl. 2, fig. 5.

2013 *Perrona taurinensis* (BELLARDI) – LANDAU et al., p. 291, pl. 50, figs 1–2, 15, pl. 82, fig. 13.

Material: HNHM, M.62.896, INV 2021.9.1–2.; 20 specimens in private collections of NÉMETH and the authors, max. SL 54 mm.

Remarks: The specimens illustrated herein correspond to the type (BELLARDI 1877, pl. 6, fig. 10), and the specimen

figured by ZUNINO & PAVIA, pl. 2, fig. 5 in size and morphology. The species is similar to *Perrona oliviae* (HOERNES & AUINGER) in channeled spire whorls, but differs by its shorter siphonal canal, narrower channeled portion of the whorls, tuberculate suprasutural band on late teleoconch whorls and prominent spiral cords on the lower part of the last whorl.

Perrona harzhauseri n. sp.
(Plate III, figs 21–29)

Holotype: HNHM, PAL 2021.24.1. (Plate III, figs 21–22). *Paratype 1*: NHMW, 2021/0002/0005 (Plate III, fig. 23). *Paratype 2*: NHMW, 2021/0002/0006 (Plate III, fig. 26). *Paratype 3*: HNHM, PAL 2021.25.1. (Plate III, figs 27–28). *Paratype 4*: NHMW, 2021/0002/0007 (Plate III, fig. 29). *Paratype 5*: HNHM, PAL 2021.26.1. (Plate III, fig. 25). *Paratype 6*: NHMW, 2021/0002/0008 (Plate III, fig. 24). *Paratypes 7–9*: HNHM, PAL 2021.27.1., PAL 2021.28.1., PAL 2021.29.1.

Type strata and locality: Lower Badenian (Middle Miocene) clayey sand (Pécsszabolcs Member of the Lajta Limestone Formation), Letkés, Hungary.

Derivation of name: In honour of Mathias HARZHAUSER, palaeontologist, Naturhistorisches Museum, Wien.

Material: Holotype, paratypes 1–9; 65 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH and the authors, max. SL 56 mm.

Diagnosis: *Perrona* species with medium-sized, fusiform shell, two smooth protoconch whorls, ten teleoconch whorls. Tripartite sculpture of smooth, broad sub- and suprasutural bands and a smooth, narrow median band. Slightly rounded last whorl, ovate aperture, smooth columella, moderately long, twisted siphonal canal. Wide, deep, U-shaped anal sinus, with apex on mid-whorl band.

Description: Medium-sized, fusiform shell with elongated spire. Protoconch of two smooth, slightly rounded whorls (Plate 3, fig. 25), the teleoconch boundary is marked by a slightly concave axial riblet. Teleoconch of ten whorls, suture shallow. The first two-three teleoconch whorls bear three spiral rows of tubercles, from the third-fourth whorl the rows become smooth bands forming a tripartite sculpture with broad sub- and suprasutural bands and a narrow and low median band. Last whorl approx. 56% of the total height, slightly rounded, constricted at base, and sculptured by three strong spiral cords abapically. Aperture ovate. Anal sinus U-shaped, wide, deep with apex placed on mid-whorl band. Columella smooth, siphonal canal moderately long, twisted, sculptured by strong spiral cords. Axial sculpture of fine growth lines.

Remarks: *Perrona harzhauseri* n. sp. is characterized by a specific smooth, low, narrow band at the apex of the anal sinus. The most closely allied species is the Late Miocene – Early Pliocene *Perrona villarrasensis* VERA-PELÁEZ & LOZANO-FRANCISCO but it differs by its somewhat broader shell.

Perrona nemethi n. sp.

(Plate III, figs 30–32, Plate IV, figs 1–3)

1966 *Clavatula taurinensis* – STRAUZ, pl. 14, figs 20–23 (non BELLARDI).

Holotype: HNHM, PAL 2021.21.1. (Plate III, figs 30–31). Paratype 1: NHMW, 2021/0002/0003 (Plate IV, figs 1–2). Paratype 2: NHMW, 2021/0002/0004 (Plate IV, fig. 3). Paratype 3–4: HNHM, PAL 2021.22.1, PAL 2021.23.1. Paratype 5: Coll. Tamás NÉMETH (Plate III, fig. 32). Paratype 6: Coll. VICIÁN.

Type strata and locality: Lower Badenian (Middle Miocene) clayey sand (Pécsszabolcs Member of the Lajta Limestone Formation), Letkés, Hungary.

Derivation of name: In honour of Tamás NÉMETH, fossil shell collector (Balatonkenese, Hungary).

Material: Holotype, paratypes 1–6; 20 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH and the authors, max. SL 42 mm.

Diagnosis: *Perrona* species with medium-sized, fusiform shell. High, conical spire, protoconch missing. Nine teleoconch whorls, rounded last whorl, ovate aperture, long siphonal canal. Moderately deep, U-shaped anal sinus. Spire whorls with smooth to gently beaded subsutural and tuberculate suprasutural bands, with a smooth, channeled mid-portion between. Suprasutural tubercles disappear on the penultimate whorl. Axial sculpture of fine growth lines.

Description: Medium-sized, fusiform shell with high, conical spire, protoconch not preserved. Teleoconch of nine whorls, suture shallow. Early spire whorls bear slightly swollen, smooth to gently beaded subsutural and tuberculate suprasutural bands, with the mid-portion smooth and channeled between. Suprasutural tubercles weaken abapically, and disappear on the penultimate whorl, the channel becomes shallower on late spire whorls. Last whorl 66% of the total height, rounded, constricted at base, aperture ovate. Anal sinus U-shaped, wide, moderately deep with apex placed in mid-whorl channel. Columella smooth, siphonal canal long, open, straight, sculptured by widely-spaced spiral cords. Spiral sculpture of suprasutural row of tubercles, and both the subsutural and the suprasutural bands bear fine spiral threads crossing the tubercles. Two well-defined, granular spiral cords on last whorl at base with finer threads between them. Axial sculpture of fine growth lines. The species is characterized by slight morphological variability in shell width.

Remarks: Based on reduced sculpture, the new species is assigned to genus *Perrona*. *Perrona semimarginata* (LAMARCK) has a larger shell, smooth early teleoconch whorls and subangulated last whorl at base. *Perrona pretiosa* (BELLARDI) differs by its shorter siphonal canal, and smooth last whorl; *P. seminuda* (BELLARDI) is a similar form but is distinguishable by its more slender shell with regularly spaced spiral cords on the last whorl; *P. emmae* (HOERNES & AUINGER) is a broader form with shorter

siphonal canal; *P. bouillei* (PEYROT) has a more elongated shell with narrower and deeper mid-whorl channel on the spire; *P. kowalewskii* (BALUK) bears more deeply channeled whorls without tuberculation; while *Clavatula helwerdae* CEULEMANS, VAN DINGENEN & LANDAU is a larger form with broader last whorl and different spiral sculpture. The specimens figured by STRAUZ from Letkés (1966, pl. 14, figs 20–23) as *Clavatula taurinensis* differs from the type (BELLARDI 1877, pl. 6, fig. 10) by their broader shell and weakly-sculptured last whorl, they represent *Perrona nemethi* n. sp.

Genus *Turricula* SCHUMACHER, 1817*Turricula dimidiata* (BROCCHI, 1814)

(Plate IV, figs 4–6)

v 1953 *Clavatula (Surcula) dimidiata* BROCCHI – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 12, pl. 4, figs 13–14.1966 *Surcula dimidiata* BROCCHI – STRAUZ, p. 413, pl. 17, figs 6–9 (*cum syn.*).v 1972 *Clavatula (Surcula) dimidiata* BROCCHI – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 33, pl. 15, figs 15, 20.? 2003 *Turricula (Surcula) dimidiata* (BROCCHI) – BALUK, p. 42, pl. 10, figs 1–4 [= ? *Turricula neugeboreni* (HÖRNES, 1854)]2003 *Comitas dimidiata* (BROCCHI) – SCARPONI & DELLA BELLA, p. 36, pl. 6, figs 32–35 (*cum syn.*).

Material: 6 specimens in private collections of NÉMETH and the authors, max. SL 23 mm.

Remarks: *Turricula dimidiata* is a rare element of the Letkés gastropod assemblage. The species differs from the similar *Turricula neugeboreni* (HÖRNES) – recorded in the Pannonian Basin by CSEPREGHY-MEZNERICS (1972, p. 32, pl. 15, figs 16, 21) – by its more slender and elongated shell bearing sharper keel with more widely-spaced, flattened nodes.

Turricula inermiformis (CSEPREGHY-MEZNERICS, 1969)

(Plate IV, fig. 7)

v 1960 *Turricula (Surcula) laurae* – BÁLDI, p. 79, pl. 2, fig. 15 (non HOERNES & AUINGER)v 1969 *Clavatula (Surcula) inermiformis* n. sp. – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 96, pl. 6, figs 6–7.v 1972 *Clavatula (Surcula) inermiformis* CSEPREGHY-MEZNERICS – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 32, pl. 16, figs 14–16.

Material: 1 specimen in private collection of NÉMETH, SL 21 mm.

Remarks: *Turricula inermiformis* differs from *T. dimidiata* by its broader shell and stronger spiral sculpture. The species is closely allied to the extremely rare *Turricula laurae* (HOERNES & AUINGER) in size and morphology but is distinguishable by its more concave subsutural slope, less prominent keel, more widely-spaced nodes, more rounded last whorl, and weaker spiral and axial sculpture.

Family Turridae H. ADAMS & A. ADAMS, 1853

Genus *Gemmula* WEINKAUFF, 1875

Gemmula badensis (R. HOERNES, 1875)

(Plate IV, figs 8–10)

v 1953 *Clavatula (Surcula) trifasciata* – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 11, pl. 2, figs 1–4 (non HÖRNES).

1966 *Pleurotoma badensis* – STRAUSS, p. 420, pl. 18, figs 1–2.

v 1972 *Clavatula (Surcula) badensis* R. HOERNES – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 32, pl. 16, figs 4–5.

2013 *Gemmula badensis* (R. HOERNES) – LANDAU et al., p. 293, pl. 51, fig. 3 (*cum syn.*)

Material: HNHM, M.62.892, M.62.893.1-12, and 32 specimens in private collections of the authors, max. SL 24 mm.

Remarks: The species shows slight morphological variability in its subangulate to rounded last whorl and sculpture. The specimens illustrated by STRAUSS (1966, pl. 18, figs 1–2), and CSEPREGHY-MEZNERICS (1972, pl. 16, figs 4–5) bear widely-spaced, strong tubercles on the carina. The material studied herein has denser tuberculation and is more similar to the specimens figured by CSEPREGHY-MEZNERICS (1953, pl. 2, figs 1–4) from Letkés as *trifasciata*, and LANDAU et al. (2013, pl. 51, fig. 3) from Turkey. *Gemmula carolinae* (HOERNES & AUINGER) – recorded in Hungary by CSEPREGHY-MEZNERICS (1969) – is distinguishable by its lower placed and more prominent keel.

Gemmula coronata (MÜNSTER IN GOLDFUSS, 1841)

(Plate IV, figs 11–12)

1841 *Pleurotoma coronata* MÜNSTER – MÜNSTER in GOLDFUSS, p. 21, pl. 171, fig. 8.

1856 *Pleurotoma coronata* MÜNSTER – HÖRNES, p. 683, pl. 52, fig. 9.

1891 *Pleurotoma coronata* var. *Lapugyensis* – HOERNES & AUINGER, p. 295, pl. 37, figs 11–13.

non 1904 *Pleurotoma coronata* MÜNSTER – SACCO, p. 41, pl. 11, figs 27–28.

? 1904 *Pleurotoma coronata* var. *profundesuturata* – SACCO, p. 41, pl. 11, fig. 33.

1954 *Pleurotoma coronata* MÜNSTER – FRIEDBERG, p. 577, pl. 37, figs 5–6.

1954 *Turris (Gemmula) coronata* MÜNSTER – GLIBERT, p. 7, pl. 2, fig. 4.

1960 *Pleurotoma (Pleurotoma) coronata* MÜNSTER in GOLDFUSS – KOJUMDGIEVA, p. 193, pl. 46, fig. 10.

v 1960 *Turris coronata* (Münster) – BÁLDI, p. 78.

non 1961 *Turris (Gemmula) coronata* – BÁLDI et al., p. 105, pl. 4, fig. 14 (= ? *Unedogemmula* sp.).

? 1966 *Pleurotoma trifasciata* – STRAUSS, p. 419, pl. 17, figs 16–17 only (non HÖRNES)

v 1972 *Clavatula (Gemmula) coronata* MÜNSTER – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 32, pl. 16, fig. 8.

1974 *Pleurotoma coronata* MÜNSTER – URBANIAK, pl. 12, fig. 11.

non 1973 *Turris (Gemmula) coronata* – BÁLDI, p. 314, pl. 46, fig. 11 (= ? *Unedogemmula* sp.).

2013 *Gemmula coronata* (MÜNSTER in GOLDFUSS) – LANDAU et al., p. 294, pl. 51, fig. 4.

2014 *Gemmula coronata* (MÜNSTER in GOLDFUSS) – HARZHAUSER et al., p. 97, pl. 4, figs 8–10.

Material: 4 fragmentary specimens in private collections of the authors, max. SL 15.2 mm.

Remarks: The specimens in the Letkés assemblage are provisionally assigned to *Gemmula coronata* (MÜNSTER in GOLDFUSS) as the species needs a taxonomical revision (see TUCKER 2004). A morphological revision is also necessary because quite different specimens were illustrated in the literature under the name *coronata* MÜNSTER. The type (GOLDFUSS 1841, pl. 171, fig. 8) and specimens in HÖRNES (1856) and HOERNES & AUINGER (1891) are characterized by relatively broad shells with prominent, strongly tuberculate keel at mid-whorls. Similar forms were illustrated e.g. by FRIEDBERG (1954), GLIBERT (1954), KOJUMDGIEVA (1960), CSEPREGHY-MEZNERICS (1972), and LANDAU et al. (2013). It was SACCO who first presented much more slender shells with much lower keels (1904, pl. 11, figs 27, 28, 30, 32; non fig. 33). This wide interpretation was accepted e.g. by CSEPREGHY-MEZNERICS (1953), and BAŁUK (2003). SACCO's specimen on 1904, pl. 11, fig. 27 markedly differs from the type of *coronata*, and is more similar to *Gemmula denticula* (BASTEROT) in morphology but may not be conspecific; it probably represents a new species. *Gemmula coronata* was erroneously synonymized under *G. trifasciata* (HÖRNES) by STRAUSS (1966), these two species obviously differ in morphology. The Egerian (Late Oligocene – Early Miocene) specimens recorded by BÁLDI et al. (1961) and BÁLDI (1973) markedly differ from the type by their very low keels; they probably represent an *Unedogemmula* species. The Letkés specimen figured herein is close to that illustrated by LANDAU et al. (2013, pl. 51, fig. 4).

Gemmula denticula (BASTEROT, 1825)

(Plate IV, figs 13–15)

1931 *Pleurotoma (Hemipleurotoma) denticula* (BASTEROT) – PEYROT, p. 88., pl. 8, figs 20–21.

v 1953 *Clavatula (Surcula) coronata* – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 10, pl. 2, figs 9–12 (non MÜNSTER in GOLDFUSS).

1954 *Turris (Gemmula) denticula* BASTEROT – GLIBERT, p. 5, pl. 2, fig. 1.

? 2003 *Gemmula coronata* – BAŁUK, pl. 12, figs 1–4 (non MÜNSTER in GOLDFUSS).

2017 *Gemmula denticula* (BASTEROT) – LOZOUET, p. 77 pars, pl. 35, figs 10–15.

Material: HNHM, M. 62.895.; 110 specimens in private collections of HIRMETZL and the authors, max. SL 22.

Remarks: *Gemmula denticula* differs from the similar *G. coronata* by its slightly more slender shell with higher spire and somewhat shorter siphonal canal, and different spiral sculpture. The subsutural ramp is lower, and nearly horizontal above the shoulder. The broad and less prominent keel bears two somewhat laterally flattened spiral cords divided by a narrow and shallow spiral groove. *Gemmula denticula* is the most abundant species of the genus in the studied assemblage.

Gemmula trifasciata (HÖRNES, 1854)
(Plate IV, figs 16–19)

- 1854 *Pleurotoma trifasciata* HÖRNES – HÖRNES, p. 354, pl. 38, fig. 17.
v 1953 *Clavatulula (Surcula) rotata subrotata* – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 11, pl. 2, figs 5–8 (non D'ORBIGNY).
v 1960 *Turris trifasciata* (HÖRNES) – BÁLDI, p. 77.
non 1961 *Turris (Gemmula) trifasciata* (M. HÖRNES) – BÁLDI et al., p. 106, pl. 4, fig. 15 (refigured by BÁLDI 1973, p. 314, pl. 46, fig. 7).
? 1966 *Pleurotoma trifasciata* HÖRNES – STRAUZ, p. 419, pl. 17, fig. 15 only.
1967 *Turris (Turris) cf. trifasciata* (M. HÖRNES) – TEJKAL et al., p. 206, pl. 11B, fig. 19.
? 1972 *Clavatulula (Surcula) trifasciata* M. HÖRNES – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 32, pl. 15, figs 17, 27.

Material: HNHM, M. 62.891.1-2; 4 specimens in private collections of the authors, max. SL 23.

Remarks: The specimens studied herein are closely allied to the type of *Gemmula trifasciata* (HÖRNES 1854, pl. 38, fig. 17) in size and morphology. The species bears a less prominent tuberculate keel than that of *Gemmula coronata*, and the keel is subdivided into three parts by two narrow spiral cords. *Gemmula denticula* is distinguishable by a more slender shell, while *G. badensis* has a slightly broader shell which bears much finer spiral cords. The specimen illustrated by CSEPREGHY-MEZNERICS (1953, pl. 2, figs 5–8) as *subrotata* differs in morphology from the material of PEYROT (1931, pl. 8, figs 81–83) by its somewhat broader shell, shorter siphonal canal, less prominent keel, and different spiral sculpture. The Egerian (Late Oligocene – Early Miocene) specimen recorded by BÁLDI et al. (1961) and BÁLDI (1973) differs from the type in morphology and represents another species. [A taxonomical revision of *Gemmula trifasciata* (HÖRNES) is in progress – Mathias HARZHAUSER pers. com.]

Genus *Turris* BATSCH, 1789

Turris vermicularis (GRATELOUP, 1832)
(Plate IV, figs 20–21)

- 1969 *Turris vermicularis* GRATELOUP – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 97, pl. 6, fig. 10.
1998 *Turris (Turris) vermicularis* GRATELOUP – SCHULTZ, p. 30, fig. 14.

Material: HNHM, INV 2021.12.1–7.; more than 450 specimens in private collections of HIRMETZL, NÉMETH and the authors, max. SL 60 mm.

Remarks: *Turris vermicularis* is generally uncommon in the Pannonian Basin localities but it is one of the most abundant species in the turrinid assemblage of Letkés.

Genus *Unedogemmula* MACNEILL, 1960

Unedogemmula annae (HOERNES & AUINGER, 1891)
(Plate IV, figs 22–23)

- v 1953 *Turris annae* HOERNES & AUINGER – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 14, pl. 2, figs 24–25.

- 1966 *Pleurotoma annae* HOERNES & AUINGER – STRAUZ, p. 421, pl. 18, figs 3–5.
v 1972 *Turris annae* HOERNES & AUINGER – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 33, pl. 16, figs 24–25.
2003 *Gemmula annae* (HOERNES & AUINGER) – BALUK, p. 45, pl. 12, figs 5–9 (*cum syn.*).
2015 *Gemmula annae* (HOERNES & AUINGER) – POPA et al., p. 20, pl. 6, fig. 7.

Material: HNHM, M.62.901; 5 specimens in private collections of the authors, max. SL 21.

Remarks: The supraspecific arrangement of the species has been discussed in the literature. Based on protoconch morphology *annae* was assigned to genus *Unedogemmula* by LANDAU et al. (2013).

Family Fusiturridae ABDELKRIM et al., 2018
Genus *Fusiturris* THIELE, 1929

Fusiturris emiliae (HOERNES & AUINGER, 1891) nov. comb.
(Plate IV, figs 24–25)

- 1891 *Pleurotoma (Surcula) emiliae* nov. form. – HOERNES & AUINGER, p. 302, pl. 38, fig. 4.
v 1953 *Clavatulula (Surcula) krenneri* n. sp. – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 13, pl. 2, figs 17–18.

Material: HNHM, M.61.4299; 1 fragmentary specimen in private collection, SL 20.2 mm.

Remarks: The supraspecific classifications of three Miocene “*Surcula*” species (*emiliae* HOERNES & AUINGER, *intermedia* BRONN and *reevi* BELLARDI) have been discussed in the literature. As their morphology corresponds to the revised diagnosis of *Fusiturris* (ABDELKRIM et al. 2018) all three are assigned to this genus in the present paper. *Fusiturris emiliae* shows some resemblance to *F. aquensis* (GRATELOUP) in size and weak axial sculpture but differs by its lower spire and slightly more rounded spire whorls. *Fusiturris intermedia* has longer siphonal canal and shouldered whorls. The size and morphology of the holotype of “*Clavatulula*” *krenneri* CSEPREGHY-MEZNERICS (HNHM, M.61.4299) are identical with that of *Fusiturris emiliae*, so *krenneri* is regarded as a junior synonym.

Fusiturris intermedia (BRONN, 1831) nov. comb.
(Plate IV, figs 26–29)

- 1966 *Surcula intermedia* BRONN – STRAUZ, p. 415, pl. 17, fig. 13.
2003 *Turricula (Surcula) intermedia* (BRONN) – BALUK, p. 43, pl. 10, figs 9–10 (*cum syn.*).
2003 *Comitas intermedia* (BRONN) – SCARPONI & DELLA BELLA, p. 37, figs 36–37, 53 (*cum syn.*).
2019 *Turricula intermedia* (BRONN) – CARDENAS et al., fig. 7/e.

Material: 2 fragmentary specimens in private collections, max. SL 25.4 mm

Remarks: *Fusiturris intermedia* is similar to *F. aquensis* and *F. emiliae* but is distinguished by its longer siphonal canal.

Fusiturris reevei (BELLARDI, 1847) nov. comb.
(Plate IV, figs 30–31)

1950 *Clavatula (Surcula) reevei* BELLARDI – CSEPREGHY-MEZNERICS, p. 59, pl. 2, fig. 16.

1966 *Surcula reevei* BELLARDI – STRAUZ, p. 417, pl. 17, fig. 14.

2003 *Turricula (Surcula) reevei* (BELLARDI) – BAŁUK, p. 43, pl. 10, figs 5–7 (*cum syn.*).

Material: HNHM, INV 2021.8.1–2.; 17 specimens in private collections, max. SL 33.

Remarks: Protoconchs are preserved only on *Fusiturris reevei* specimens from the fusiturrid material of Letkés. These protoconchs are multispiral with smooth, rounded whorls.

Conclusion

The present paper is the second contribution to the analysis of the superfamily Conoidea in the early Badenian (early Middle Miocene) gastropod assemblage of Letkés (N Pannonian Basin, Hungary). It focuses on describing species belonging to Borsoniidae, Cochlespiridae, Clavatulidae, Turridae, and Fusiturridae. Based on newly-collected material and revision of museum collections more than 1350 conoidean specimens of these families were investigated, and 41 species are presented herein. The alpha diversity is generally high at the locality as it yielded a partly reworked mollusk assemblage of different palaeocommunities. Other gastropod families or superfamilies have been described from the locality (Conidae – KOVÁCS & VICIÁN 2014, HARZHAUSER & LANDAU 2016; Tonnoidea and Ficoidea – KOVÁCS & VICIÁN 2018; Muricidae – KOVÁCS et al. 2018; Cancellariidae – KOVÁCS & VICIÁN 2021; or the Buccinoidea and Cypraeoidea – research in progress) and, similarly to these, the diversity of the Clavatulidae (23 species) is the highest in the Hungarian part of the Pannonian Basin (for comparison see KÓKAY 1966, STRAUZ 1966, BOHN-HAVAS 1973). Furthermore, the clavatulid assemblage is similar in composition to the faunas known from the Făget Basin (Romania) and the Korytnica Basin (Poland) (see BAŁUK 2003). The rich material enabled five

new species to be designated: the endemic *Clavatula santhai* n. sp., *C. szekelyhidiae* n. sp., *Perrona harzhauseri* n. sp., *P. nemethi* n. sp. and *Clavatula hirmetzli* n. sp. that shows wider stratigraphic and geographic ranges. High endemism is typical of the Clavatulidae (LANDAU et al. 2020); in the material of Letkés 14 clavatulids (61%) are known only in the Central Paratethys (Table I). Diversities of the Turridae (6 species) and the Fusiturridae (3 species) are also relatively high. Four conoidean species are recorded for the first time in Hungary: *Acamptogenotia praecedens* (BELLARDI), *Clavatula eleonora* (HOERNES & AUINGER), *C. juliae* (HOERNES & AUINGER), and *C. sidoniae* (HOERNES & AUINGER). The extended geographical distributions of rare taxa such as *Aphanitoma pecchiolii* BELLARDI, *Asthenotoma tuberculata* (PUSCH), *Cochlespira serrata* (BELLARDI) or *Turricula inermiformis* (CSEPREGHY-MEZNERICS) are also documented.

Authorship contribution statement

Zoltán KOVÁCS: conceptualization, project administration, writing, editing, visualization.

Zoltán VICIÁN: investigation, resources, review.

Acknowledgements

We thank Alfréd DULAI, István FÓZY and Ottilia SZIVES (Hungarian Natural History Museum), Olga PIROS and Tímea SZLEPÁK (Library of the Mining and Geological Survey of Hungary), Bruno DELL'ANGELO and Daniele SCARPONI (Italy), Radoslav BISKUPIČ (Slovakia), Mathias HARZHAUSER (Austria), Pierre LOZOUET (France), Gerhard STEIN (Germany), and Frank VAN DINGENEN (Belgium) for their professional help. We are grateful to Orsolya SZTANÓ (editor-in-chief), Alfréd DULAI (reviewer) and István FÓZY (editor) whose critical comments helped to improve the manuscript. Private fossil collectors, Tamás HIRMETZL and Tamás NÉMETH (Hungary) kindly offered their gastropod materials for study. Domonkos VERESTÓI-KOVÁCS (Budapest) contributed to the illustration work.

References–Irodalom

- ABDELKRIM, J., AZNAR-CORMANO, L., FEDOSOV, A. E., KANTOR, Y., LOZOUET, P., PHUONG, M. A., ZAHARIAS, P. & PUILANDRE, N. 2018: Exon-Capture-Based phylogeny and diversification of the venomous gastropods (Neogastropoda, Conoidea). – *Molecular Biology and Evolution* **35/10**, 2355–2374. <https://doi.org/10.1093/molbev/msy144>
- ANDRZEJOWSKI, A. 1833: Coquilles fossiles de Volhynie et de Podolie. – *Bulletin de la Société Impériale des Naturalistes de Moscou* **6**, 437–451.
- BÁLDI, T. 1960: Tortonische Molluskenfauna von „Badener Tegelfazies” aus Szokolya, Nordungarn. – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **52**, 51–99.
- BÁLDI, T. 1973: *Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian)*. – Akadémiai, Budapest, 511 p.
- BÁLDI, T., KECSKEMÉTI, T., NYÍRÓ, M. R. & DROOGER, C. W. 1961: Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in der Umgebung von Eger (Nordungarn). – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici Pars Mineralogica et Palaeontologica* **53**, 67–132.

- BALUK, W. 2003: Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland; Part IV – Turridae. – *Acta Geologica Polonica* **53/1**, 29–78.
- BANDAT, H. 1943: Újharmadkori csigák Délalbániaiból (Tertiary gastropods from South Albania). – *Földtani Szemle* **1/6**, 289–367.
- BASTEROT, M. B. de 1825: Description géologique du bassin tertiaire du sud-ouest de la France. – *Mémoires de la Société d'Histoire Naturelle de Paris* **2/1**, 1–100.
- BELLARDI, L. 1847: *Monografia delle Pleurotome fossili del Piemonte*. – Stamperia Reale, Torino, 122 p.
- BELLARDI, L. 1877: I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, 2. Gasteropoda (Pleurotomidae). – *Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino* **29**, 1–364.
- BOHN-HAVAS, M. 1973: Tortonische Molluskenfauna des Östlichen Mecsek-Gebirges. – *Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt* **53/4**, 951–1161.
- BOUCHET, P., KANTOR, YU., I., SYSOEV, A. & PULLANDRE, N. 2011: A new operational classification of the Conoidea (Gastropoda). – *Journal of Molluscan Studies* **77**, 273–308. <https://doi.org/10.1093/mollus/eyr017>
- BROCCHI, G. 1814: *Conchologia fossile Subapennina 2*. – Stamperia Reale, Milano, 241–712.
- BRONN, H. G. 1831: *Italiens Tertiär-Gebilde und deren organische Einschlüsse*. – Grosse, Heidelberg, 176 p.
- CÁRDENAS, J., BAJO, I. & MAESTRE, M. 2019: Estudio paleontológico de los gasterópodos y escafópodos (Mollusca) del Tortonense superior de Arroyo Trujillo, Cantillana (Sevilla). – *Spanish Journal of Palaeontology* **34/2**, 205–227. <https://doi.org/10.7203/sjp.34.2.16095>
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1950: Die Tortonische fauna von Hidas (kom. Baranya, Ungarn). – *Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt* **39/2**, 1–115.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1953: Mittelmiozäne Pleurotomen aus Ungarn. – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* s. n. **5**, 5–22.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1954: Helvetische und Tortonische fauna aus dem Östlichen Cserhátgebirge. – *Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt* **41/4**, 1–185.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1956: Die Molluskenfauna von Szob und Letkés. – *Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt* **45/2**, 363–477.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1969: Nouvelles Gastropodes et Lamellibranches pour la faune hongroise des gisements tortonien-inférieurs de la Montagne de Bükk. – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici, Pars Mineralogica et Palaeontologica* **61**, 63–127.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1972: La faune Tortonienne-Inférieure des gisements tufiques de la Montagne de Bükk: Gastéropodes II. – *Egri Múzeum Évkönyve* **8** (1971–1972), 26–46.
- DELLA BELLA, G. & SCARPONI, D. 2007: *Molluschi marini del Plio-Pleistocene dell'Emilia-Romagna e della Toscana. Superfamiglia Conoidea, 2. Conidae, 1*. – Museo Geologico G. Capellini, Bologna, 93 p.
- FERRERO MORTARA, E., MONTEFAMEGLIO, L., PAVIA, G. & TAMPPIERI, R. 1981: *Catalogo dei tipi e degli esemplari figurati della collezione Bellardi e Sacco. Parte I*. – Cataloghi VI, Museo Regionale di Scienze Naturali, Torino, 327 p.
- FÓZY, I. & LEÉL-ÓSSY, SZ. 1985: Comparative study on mollusc faunas of two Lower Miocene conglomerates in the eastern Mátra Mts (N Hungary). – *Földtani Közlöny* **115/1–2**, 181–192 (In Hungarian with English summary).
- FRIEDBERG, W. 1954: *Mięczaki mioceńskie ziem Polskich i Krajów Sąsiednich Pars 1. (Gasteropoda et Scaphopoda)*. – Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, 441–628.
- GATTO, R. 1997: Systematic revision of the conoidean species of the genus *Asthenotoma* Harris and Burrows, 1891 from the Italian Neogene. – *Memorie di Scienze Geologiche* **49**, 37–64.
- GLIBERT, M. 1954: Pleurotomes du Miocène de la Belgique et du Bassin de la Loire. – *Mémoires de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique* **129**, 75 p.
- GOLDFUSS, A. 1826–1844: *Petrefacta Germaniae, tam ea quae in Museo universitatis Regiae Borussicae Fridericiae Wilhelmae Rhenanae servantur quam alia quaecumque in Museis Hoeninghusiano, Muensteriano aliisque extant in conibus et descriptionibus illustrata*. – Arnz & Comp., Düsseldorf, 1. (1826–1833), 252 p., 2. (1834–1840), 312 p., 3. (1841–1844), 128 p.
- GRATELOUP, J. P. S. de 1832: Tableau des coquilles fossiles qu'on rencontre dans les terrains calcaire tertiaires (faluns) des environs de Dax, département des Landes. – *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* **5/30**, 314–344.
- GRATELOUP, J. P. S. de 1840–1847: *Conchyliologie fossile des terrains tertiaires du Bassin de l'Adour (environs de Dax)*, 1. *Univalves. Atlas*. pls. 1–45 (1840); i–xx, 12 p.; pls. 46–48 (1846). All plates published 1845, except plates 2, 4, 11 (1847). – Lafargue, Bordeaux.
- HARZHAUSER, M. 2002: Marine und brachyhaline Gastropoden aus dem Karpatium des Korneuburger Beckens und der Kreuzstettner Bucht (Österreich, Untermiozan). – *Beiträge zur Paläontologie* **27**, 61–159.
- HARZHAUSER, M. & LANDAU, B. 2016: A revision of the Neogene Conidae and Conorbidae (Gastropoda) of the Paratethys Sea. – *Zootaxa* **4210/1**, 178 p. <https://doi.org/10.11646/zootaxa.4210.1.1>
- HARZHAUSER, M., LANDAU, B. M., MANDIC, O., KROH, A., KUTTELWASCHER, K., GRUNERT, P., SCHNEIDER, S. & DANNINGER, W. 2014: Gastropods of an Otnangian (Early Miocene) rocky shore in the North Alpine Foreland Basin (Allerding, Austria). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **154/1–4**, 83–113.
- HILBER, V. 1879: Neue Conchylien aus den mittelsteierischen Mediterranschichten. – *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe* **79**, 416–464.
- HINCULOV, L. 1968: Fauna miocenă din Bazinul Mehadia. – In: ILIESCU, O., HINCULOV, A. & HINCULOV, L.: *Bazinul Mehadia, Studii geologic și paleontologic*. – *Memorii Institutul Geologic* **9**, 75–201.
- HOERNES, R. 1875: Die Fauna des Schliers von Otnang. – *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen geologischen Reichsanstalt* **25/4**, 334–400.
- HOERNES, R. & AUINGER, M. 1879–1891: Die Gasteropoden der Meeres-Ablagerungen der ersten und zweiten Miocänen Mediterran-Stufe in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. – *Abhandlungen der k.k. geologischen Reichsanstalt* **12**, 1–382, 50 pls. Published in parts: 1–52, pls 1–6 (1879), 53–112, pls 7–12 (1880), 113–153, pls 13–16 (1882), 154–192, pls 17–22 (1884), 193–232, pls 23–28 (1885), 233–282, pls 29–36 (1890), 283–330, pls 37–42 (1891), 331–382, pls 43–50 (1891).

- HÖRNES, M. 1851–1870: Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. – *Abhandlungen der k.k. geologischen Reichsanstalt* **3–4**, 1–42, pls 1–5 (1851), 43–208, pls 6–20 (1852), 209–296, pls 21–32 (1853), 297–382, pls 33–40 (1854), 383–460, pls 41–45 (1855), 461–736, pls 46–52 (1856) (3); 1–479, pls 1–85 (1870) (4).
- JANSSEN, A. W. 1972: Die Mollusken-Fauna der Twistringer Schichten (Miocän) von Norddeutschland. – *Scripta Geologica* **10**, 1–95.
- KATONA, L. T., KÓKAY, J. & BERTA, T. 2011: Badenian mollusc fauna from Várpalota (Faller street). – *Földtani Közlöny* **141/1**, 3–22 (in Hungarian with English abstract).
- KOJUMDIEVA, E. 1960: Le Tortonien du type viennois. – In: KOJUMDIEVA, E. & STRACHIMIROV, B.: *Les fossiles de Bulgarie, VII, Tortonien*, 1–246, Academie des Sciences de Bulgarie, Sofia.
- KÓKAY, J. 1957: Prospections à Várpalota. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1957–1958*, 231–241 (in Hungarian with French abstract).
- KÓKAY, J. 1966: Geologische und paläontologische Untersuchung des Braunkohlengebietes von Herend – Márkó (Bakony-Gebirge, Ungarn). – *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica* **36**, 147 p.
- KOVÁCS, Z. & VICIÁN, Z. 2014: Badenian (Middle Miocene) Conoidean (Neogastropoda) fauna from Letkés (N Hungary). – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **30** (2013), 53–100.
- KOVÁCS, Z. & VICIÁN, Z. 2016: A new Egerian (Upper Oligocene – Lower Miocene) gastropod fauna from the Esztergom Basin (NE Transdanubia, Hungary). – *Földtani Közlöny* **146/3**, 233–255.
- KOVÁCS, Z. & VICIÁN, Z. 2018: Middle Miocene Tonnoidea and Ficoidea (Caenogastropoda) assemblages from Letkés (Hungary). – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **34**, 75–104. <https://doi.org/10.17111/FragmPalHung.2017.34.75>
- KOVÁCS, Z. & VICIÁN, Z. 2021: New Cancellariidae (Neogastropoda) assemblages from the Middle Miocene of Hungary with description of a new species. – *Central European Geology* **6/2**, 1–15. <https://doi.org/10.1556/24.2020.00006>
- KOVÁCS, Z., HIRMETZL, T. & VICIÁN, Z. 2018: Miocene Muricidae (Neogastropoda) assemblage from Letkés (Hungary). – *Bollettino Malacologico* **54/2**, 110–133.
- LAMARCK, J. B. P. A. de M. 1822: *Histoire naturelle des animaux sans vertèbres*, 7. – Paris, Lamarck, 711 p.
- LANDAU, B. M., HARZHAUSER, M., İSLAMOĞLU, Y. & SILVA, C. M. 2013: Systematics and palaeobiogeography of the gastropods of the middle Miocene (Serravallian) Karaman Basin, Turkey. – *Cainozoic Research* **11–13**, 584 p.
- LANDAU, B. M., VAN DINGENEN, F. & CEULEMANS, L. 2020: The upper Miocene gastropods of northwestern France, 5. Conoidea. – *Cainozoic Research* **20/1**, 3–107.
- LOZOUET, P. 2017: Les Conoidea de l'Oligocène supérieur (Chattien) du bassin de l'Adour (Sud-Ouest de la France). – *Cossmanniana* **19**, 179 p.
- MIKUŽ, V. 1998: Turrids (Neogastropoda) from Middle Miocene Badenian beds of Slovenia. – *Geologija* **40** (1997), 65–101 (in Slovenian with English abstract).
- PAVLOVSKY, M. 1957: Ein Beitrag zur Kenntnis miozäner Gastropoden von Zaprešić-brijeg bei Samobor. – *Geološki vjesnik* **10**, 51–56.
- PEREIRA DA COSTA, F. A. 1866–1867: *Gasteropodes dos depositos terciarios de Portugal*. – *Memória Comissão Geologica de Portugal* **4/1**, 1–116 (1866), **2**, 117–252 (1867).
- PEYROT, M. A. 1931: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. – *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* **83**, 5–116.
- POPA, M. V., DUMA, A. & SĂPLĂCAN, A. 2015: Badenian gastropods from the collections of the Mureș County Museum. – *Analele Stiintificeale Universitatii "Al. I. Cuza" din Iasi Seria Geologie* **60/2** (2014), 5–30.
- PUSCH, G. G. 1836–1837: *Polens Paläontologie oder Abbildung und Beschreibung der vorzüglichsten und der noch unbeschriebenen Petrefakten aus den Gebirgsformationen in Polen, Vohlynien und den Karpathen*. – Schweizerbart, Stuttgart, 1–80, pls 1–10 (1836), 81–218, pls 11–16 (1837).
- SACCO, F. 1904: *I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 30*. – Clausen, Torino, 1–203, i–xxxvi.
- SCARPONI, D. & DELLA BELLA, G. 2003: *Molluschi marini del Plio-Pleistocene dell'Emilia-Romagna e della Toscana. Conoidea 1 – Drilliidae e Turridae*. – Museo Geologico Giovanni Capellini, Bologna, 96 p.
- SCHULTZ, O. 1998: *Tertiärfossilien Österreichs*. – Goldschneck-Verlag, 159 p.
- SPADINI, V. & MANGANELLI, G. 2010: A large clavatulid species first reported from the Early Pliocene of Italy (Gastropoda, Neogastropoda, Conoidea). – *Journal of Conchology* **40/2**, 189–192.
- STEIN, G., MOTHS, H., ALBRECHT, F., HAVEKOST, U. & FEHSE, D. 2016: Revision der miozänen Molluskenfauna (Hemmoorium) von Werder bei Achim (Nordwest-Niedersachsen). – *Palaeofocus* **5**, 289 p.
- STRAUSZ, L. 1954: Les Gastropodes du Méditerranéen supérieur (Tortonien) de Várpalota. – *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica* **25**, 130 p.
- STRAUSZ, L. 1960: Neue Namen und neue Formen unter den Miozänmollusken. III. Teil. – *Földtani Közlöny* **90/3**, 348–354.
- STRAUSZ, L. 1966: *Die miozän-mediterranen Gastropoden Ungarns*. – Akadémiai, Budapest, 692 p.
- ŠVAGROVSKÝ, J. 1958: Miocénne Pleurotomidae západokarpatských panví. – *Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, Geologica* **1**, 5–42.
- TEJKAL, J., ONDREJČKOVÁ, A. & CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1967: Die Mollusken der Karpatischen Serie. – In: CÍCHA, I., SENEŠ, J. & TEJKAL, J. (eds): *M3 (Karpatien). Die Karpatische Serie und ihr Stratotypus*. Vydavateľstvo Slovenskej Akadémie vied, Bratislava, 149–212.
- TUCKER, J. K. 2004: Catalog of Recent and fossil turrids (Mollusca: Gastropoda). – *ZooTaxa* **682**, 1295 p. <https://doi.org/10.11646/zootaxa.682.1.1>
- VERA-PELÁEZ, J. L. 2002: A taxonomic revision of the family Turridae, but Clavatulinae (Gastropoda, Prosobranchia) of Pliocene of Estepona (Málaga, S Spain) with descriptions of 26 new species. – *Pliocénica* **2**, 176–262 (in Spanish with English abstract).
- ZUNINO, M. & PAVIA, G. 2009: Lower to Middle Miocene mollusc assemblages from the Torino Hills (NW Italy): synthesis of new data and chronostratigraphical arrangement. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **115/3**, 349–370. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/6388>

Plate I – I. tábla

- Figs 1–2. *Acamptogenotia praecedens* (BELLARDI), SL 51 (1×)
 Figs 3–4. *Acamptogenotia praecedens* (BELLARDI), SL 22 (1.5×)
 Figs 5–6. *Aphanitoma pecchiolii* BELLARDI, SL 13 (4×)
 Figs 7–8. *Asthenotoma festiva* (HÖRNES), SL 11.6 (2.8×)
 Figs 9–10. *Asthenotoma tuberculata* (PUSCH), SL 22 (2×)
 Figs 11–12. *Asthenotoma tuberculata* (PUSCH), SL 15 (3×)
 Fig. 13. *Bathytoma cataphracta* (BROCCHI), SL 35 (1.2×)
 Figs 14–15. *Genota elisae* (HOERNES & AUINGER), SL 36 (1.5×)
 Fig. 16. *Genota valeriae* (HOERNES & AUINGER), SL 34 (1.5×)
 Figs 17–18. *Microdrillia teretiaeformis* JANSSEN, SL 9.7 (5×)
 Figs 19–20. *Cochlespira serrata* (BELLARDI), SL 13.8 (4×)
 Figs 21–23. *Clavatula amaliae* (HOERNES & AUINGER), SL 70 (1×)
 Figs 24–25. *Clavatula amaliae* (HOERNES & AUINGER), SL 47 (1×)
 Figs 26–27. *Clavatula camillae* (HOERNES & AUINGER), SL 43 (1.2×)
 Figs 28–29. *Clavatula eleonora* (HOERNES & AUINGER), SL 34, (1.5×)
 Fig. 30. *Clavatula granulaticincta* (MÜNSTER in GOLDFUSS), SL 27 (1.6×)
 Figs 31–32. *Clavatula granulaticincta* (MÜNSTER in GOLDFUSS), SL 40 (1.4×)

Plate II – II. tábla

- Figs 1–2. *Clavatula juliae* (HOERNES & AUINGER), SL 37 (1.4×)
 Figs 3–4. *Clavatula* cf. *olgae* (HOERNES & AUINGER), SL 21 (2×)
 Fig. 5. *Clavatula polonica* (PUSCH), SL 36 (1.4×)
 Figs 6–7. *Clavatula polonica* (PUSCH), SL 63 (1×)
 Figs 8–9. *Clavatula schreibersi* (HÖRNES), SL 40 (1.2×)
 Figs 10–11. *Clavatula sidoniae* (HOERNES & AUINGER), SL 25.4 (2.2×)
 Fig. 12. *Clavatula suturalis* (ANDRZEJOWSKI), SL 49 (1.2×)
 Figs 13–14. *Clavatula suturalis* (ANDRZEJOWSKI), SL 43 (1.2×)
 Figs 15–16. *Clavatula suturalis* (ANDRZEJOWSKI), SL 41 (1.2×)
 Figs 17–18. *Clavatula suturalis* (ANDRZEJOWSKI), SL 31 (1.5×)
 Figs 19–20. *Clavatula veronicae* (HOERNES & AUINGER), SL 21.2 (2.2×)
 Fig. 21. *Clavatula hirmetzli* n. sp., Paratype 3, SL 47.2, SW 21.3 (1.3×)
 Figs 22–23. *Clavatula hirmetzli* n. sp., Holotype, SL 51, SW 24 (1.3×)
 Figs 24–25. *Clavatula hirmetzli* n. sp., Coll. NÉMETH, SL 57, SW 25 (1.3×)
 Fig. 26. *Clavatula hirmetzli* n. sp., Paratype 1, SL 34.2, SW 16.6 (1.4×)

Plate III – III. tábla

- Figs 1–2. *Clavatula hirmetzli* n. sp., Paratype 2, SL 32.8, SW 16.8 (1.3×)
 Figs 3–4. *Clavatula santhai* n. sp., Coll. KOVÁCS, SL 28.5, SW 10.6 (1.4×)
 Figs 5–6. *Clavatula santhai* n. sp., Holotype, SL 37, SW 13.5 (1.3×)
 Figs 7–8. *Clavatula szekelyhidiae* n. sp., Paratype 1, SL 53.5, SW 19.4 (1.3×)
 Figs 9–10. *Clavatula szekelyhidiae* n. sp., Holotype, SL 65, SW 25.6 (1.2×)
 Figs 11–12. *Perrona descendens* (HILBER), SL 30 (1.4×)
 Figs 13–14. *Perrona descendens* (HILBER), SL 30 (1.4×)
 Figs 15–16. *Perrona inedita* (BELLARDI), SL 53.5 (1×)
 Fig. 17. *Perrona letkesensis* (CSEPREGHY-MEZNERICS), Holotype, HNHM, M.61.4373, SL 41.4 (1.2×)
 Fig. 18. *Perrona semimarginata* (LAMARCK), SL 21 (1.8×)
 Fig. 19. *Perrona taurinensis* (BELLARDI), SL 40 (1.2×)
 Fig. 20. *Perrona taurinensis* (BELLARDI), SL 54 (1×)
 Figs 21–22. *Perrona harzhauseri* n. sp., Holotype, SL 54, SW 16.5 (1.2×)
 Fig. 23. *Perrona harzhauseri* n. sp., Paratype 1, SL 52, SW 16.6 (1.2×)
 Fig. 24. *Perrona harzhauseri* n. sp., Paratype 6, SL 27.6, SW 9.6 (1.2×)
 Fig. 25. *Perrona harzhauseri* n. sp., Paratype 5 (SL 21.7, SW 7.6), protoconch and first teleoconch whorl (16×)
 Fig. 26. *Perrona harzhauseri* n. sp., Paratype 2, SL 50, SW 15.5 (1.2×)
 Figs 27–28. *Perrona harzhauseri* n. sp., Paratype 3, SL 50, SW 16 (1.2×)
 Fig. 29. *Perrona harzhauseri* n. sp., Paratype 4, SL 51, SW 15 (1.2×)
 Figs 30–31. *Perrona nemethi* n. sp., Holotype, SL 36, SW 12.4 (1.5×)
 Fig. 32. *Perrona nemethi* n. sp., Paratype 5, Coll. NÉMETH, SL 32.6, SW 12.2 (1.5×)

Plate IV – IV. tábla

- Figs 1–2. *Perrona nemethi* n. sp., Paratype 1, SL 25, SW 10 (2×)
Fig. 3. *Perrona nemethi* n. sp., Paratype 2, SL 41, SW 15.4 (1.2×)
Figs 4–5. *Turricula dimidiata* (BROCCHI), SL 22.4 (2.3×)
Fig. 6. *Turricula dimidiata* (BROCCHI), SL 18.2 (2.2×)
Fig. 7. *Turricula inermiformis* (CSEPREGHY-MEZNERICS), SL 21 (2.4×)
Fig. 8. *Gemmula badensis* (R. HOERNES), SL 22.5 (2.6×)
Figs 9–10. *Gemmula badensis* (R. HOERNES), SL 23.4 (2×)
Figs 11–12. *Gemmula coronata* (MÜNSTER in GOLDFUSS), SL 15.2 (3.4×)
Figs 13–14. *Gemmula denticula* (BASTEROT), SL 21.4 (2.3×)
Fig. 15. *Gemmula denticula* (BASTEROT), HNHM, M.62.895., SL 20.6 (2.5×)
Figs 16–17. *Gemmula trifasciata* (HÖRNES), SL 19.7 (2.2×)
Figs 18–19. *Gemmula trifasciata* (HÖRNES), SL 22.3 (2.2×)
Figs 20–21. *Turris vermicularis* (GRATELOUP), SL 50 (1×)
Figs 22–23. *Unedogemmula annae* (HOERNES & AUINGER), SL 17.5 (2.3×)
Figs 24–25. *Fusiturris emiliae* (HOERNES & AUINGER), SL 20.2 (2.3×)
Figs 26–27. *Fusiturris intermedia* (BRONN), SL 20.4 (2.2×)
Figs 28–29. *Fusiturris intermedia* (BRONN), SL 25.4 (2.2×)
Figs 30–31. *Fusiturris reevei* (BELLARDI), SL 33 (1.7×)

Manuscript received: 09/02/2021

Plate I – I. tábla

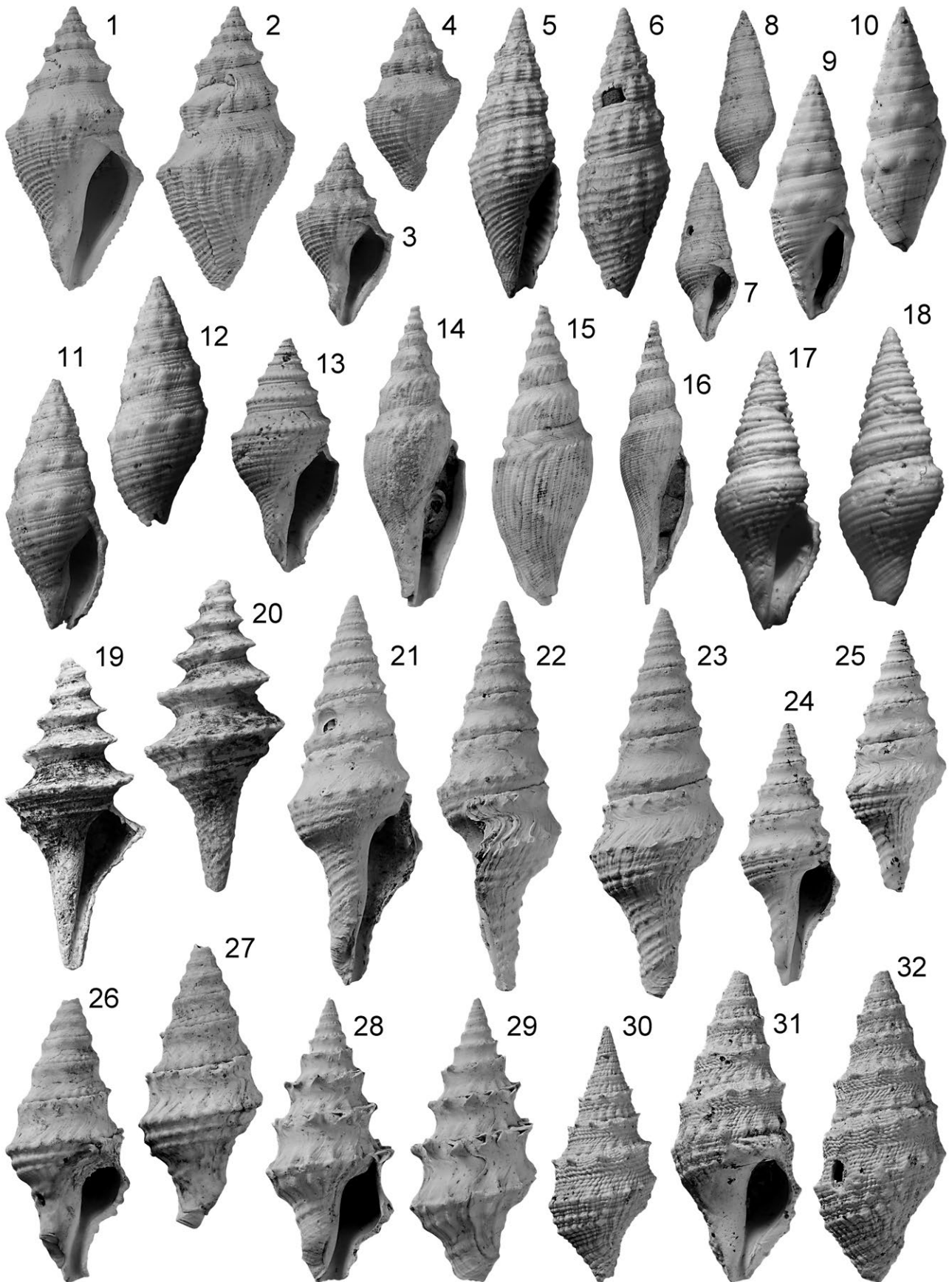


Plate II – II. tábla

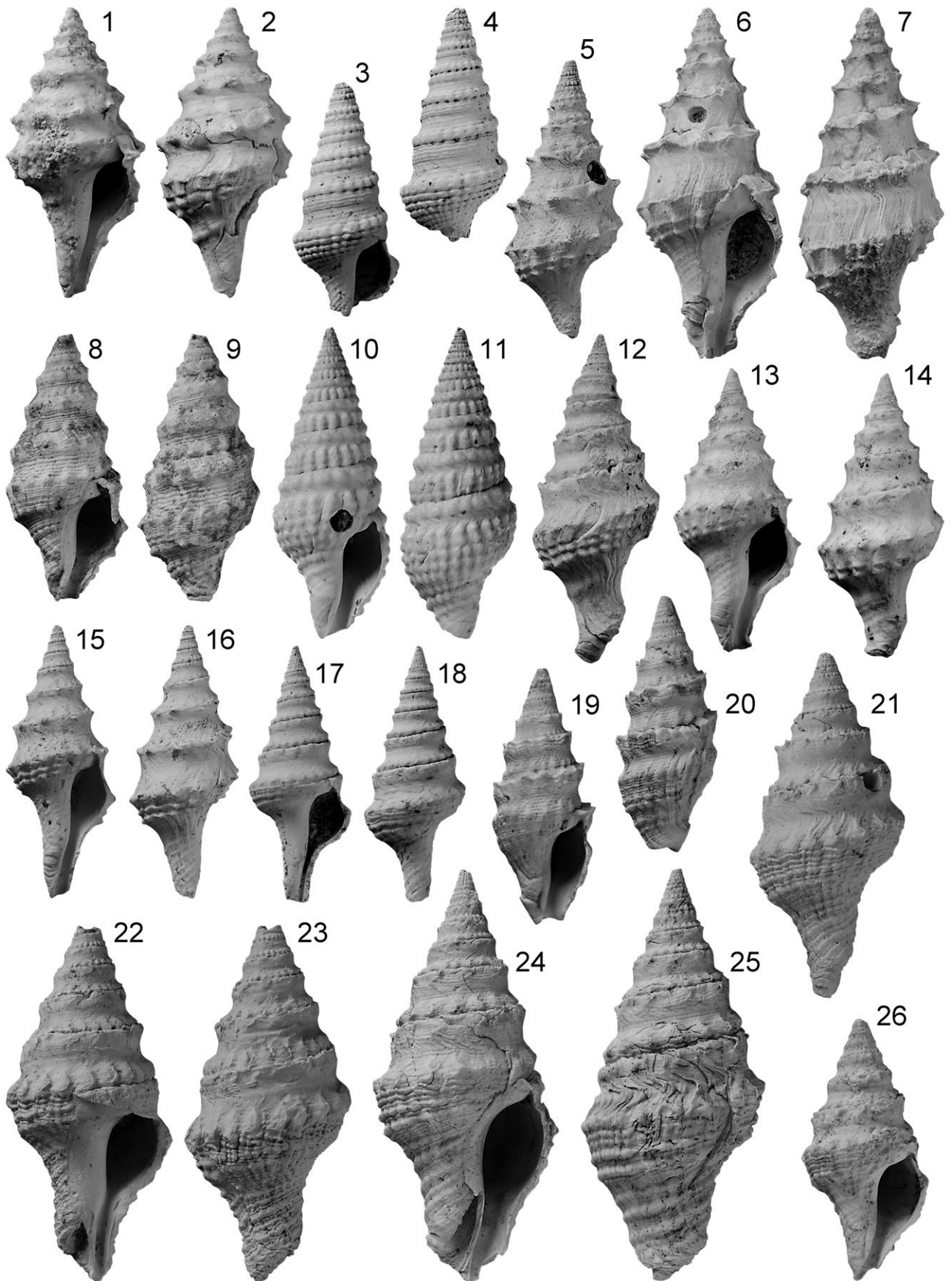


Plate III – III. tábla

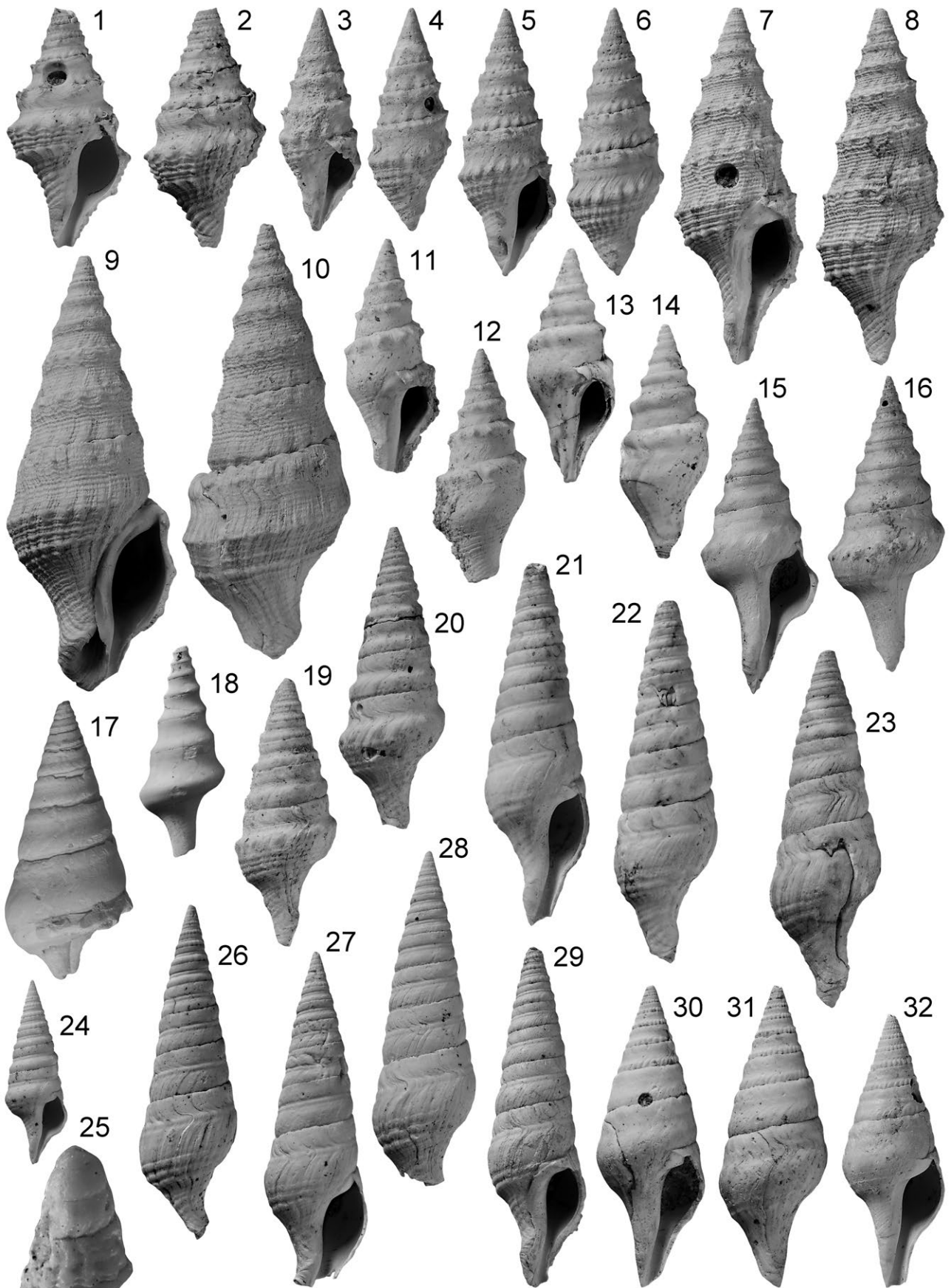
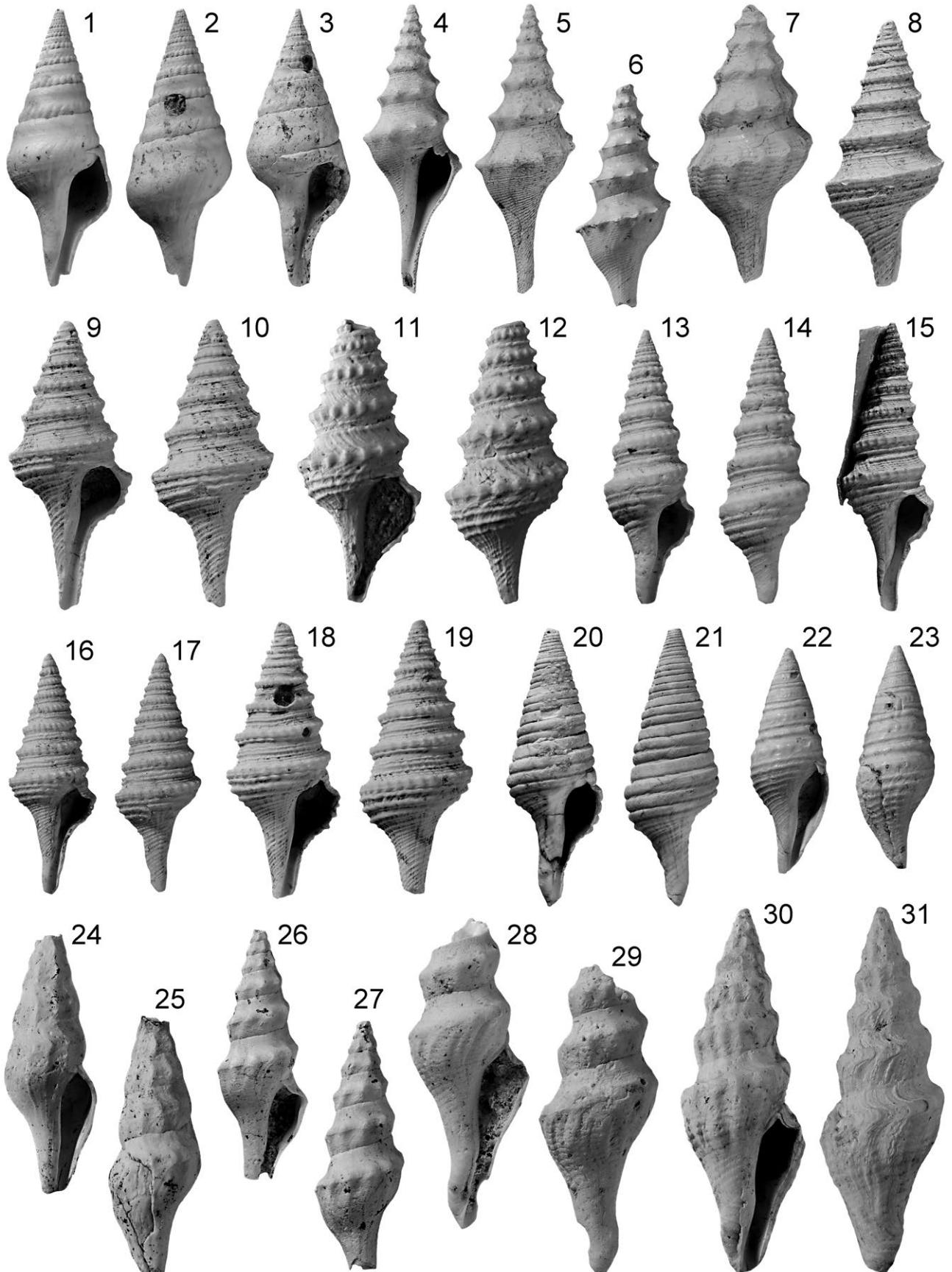


Plate IV – IV. tábla



Badenian (middle Miocene) continental paleoenvironment in the Novohrad–Nógrád Basin (Central Paratethys): a volcano-sedimentary record from the Páris-patak Valley in Hungary

BORDY, M. Emese^{1,*} & SZTANÓ, Orsolya²

¹Department of Geological Sciences, University of Cape Town, Private Bag X3, Rondebosch, 7701, Cape Town, South Africa, emese.bordy@uct.ac.za, <http://orcid.org/0000-0003-4699-0823>

²Department of Geology, Eötvös Loránd University, Pázmány Péter sétány 1/c, Budapest, 1117, Hungary, orsolya.sztano@ttk.elte.hu, <http://orcid.org/0000-0003-0786-3653>

* – corresponding author

Badeni (középső miocén) folyóvízi öskörnyezet a Palócföldön: vulkáni-üledékes rétegsorok a Páris-patak völgyéből

Összefoglalás

A késő badeniben képződött andezit piroklaszt összetébe két szintben is konglomerátumból, homokkőből és agyagkövekből álló vulkanoklasztos rétegsor települ a Páris-patak völgyében és a környező völgyekben Nógrádszakáltól északra, a magyar–szlovák határ közelében. A vizsgált képződmények a Közép-Szlovákiai neogén vulkáni mező peremén rakódtak le. A vulkanoklasztos üledékek szállítási mechanizmusa és képződési környezete pontos meghatározása érdekében terepi szedimentológiai elemzéseket végeztünk, ennek során megfigyeltük a vulkanoklasztos rétegek fácieseit, többek közt oldalirányú és függőleges szemcseméret-változásokat, üledékszerkezeteket, szöveti és összetételbeli változásokat, valamint a fáciesegyüttesek geometriáját és összefogódásait. A kovásan cementált vulkanoklasztos rétegek szemcséi uralkodóan andezitek, kb. 5% klasztot tűzkő, kvarcit, gránit, csillámpala, gneisz, tufa (lapillikő) és szenesedett fadarabok alkotnak. A szemcseméret a nagyobb hőmpolyóktól a durva kavicsos, a nagy- és középszemű homokon át az agyagos kőzetlisztig terjed. A durvaszemcsés fáciesegyüttesbe vastag, durván rétegzett, táblás geometriájú vagy néhány méter széles lencse alakú, főleg szemcsesavazú konglomerátumok tartoznak, melyek talpa erózív, s melyben a szemcsék középső (b) tengelye szerinti zsindelesség gyakori. Ugyancsak előfordulnak az előzőekkel váltakozó kavicsból felépülő táblás kereszttrétegzettségű kötegek is. A finomszemcsés fáciesegyüttest kereszttrétegzett, kavicsos homokkő és tufitos, agyagos aleurolitlencsék alkotják. Emellett ritkábban, de a homokban előfordulnak sík- és keresztlemezes, vízkiszökési szerkezetek is. Mindkét együttesben találunk feltépett agyagklasztokat, melyek legnagyobb átmerője az 1 métert is eléri, jelezve, hogy a rétegsorban legalább ilyen vastag pelitrétegek, felhagyott mederkitöltések is lehetnek az üledékképződéssel egy időben. A fáciesegyüttesek több helyen és rétegtani szintben éles eróziós talpú, 0,5–4 m vastag, felfelé csökkenő szemcseméretű rétegsorokat alkotnak. Ezek sekély, folyásirányban és kissé oldalirányban épülő hosszanti zátonyokkal feltöltött mederkitöltések, kiterjedt, lapos kavicsstakarók és zátonyok üledékei, melyek mozgása áradások legnagyobb sebességű szakaszaihoz köthető. A szemcsék zsindelessége, a kereszttrétegzések dőlésiránya és a kövült fatörzsek irányítottasága jelzi az egykori szállítási irányokat. Az üledék görgetett fenékhordalékként szállítódott ~D, a felső szintben ~Ny felé. Időnként törmelékfolyások is megjelentek. A medrekben mozgó, kisebb kereszttrétegzett homoktestek a kis/közepes vízhozamú időszakokban jöttek létre. A szemcseméret változékonysága a vízhozamok gyakori ingadozására utal, a növényi és egyéb gerinces maradványokat is figyelembe véve egy alapvetően nedves éghajlatú időszakban. A területen 4–5 méter mély, közepes méretű, kis kanyargósságú medrek rekonstruálhatóak, melyek a Lysec paleovulkán DK-i peremterületén egy kavicsos, fonatos folyó üledékes rendszerét alkották. A benne felhalmozódó vulkanoklasztos üledék a kitörések közötti nyugalmi időszakokban, leginkább csapadékos éghajlaton a korábban lerakódott piroklasztok átülepítéséből származhat.

Kulcsszavak: késő badeni, öskörnyezet, fonatos folyó, fácieselemzés, zsindelesség, szállítási irány, Novohrad–Nógrád Geopark, Lysec

Abstract

Two levels of volcanoclastics, comprising conglomerates, sandstones and mudstones, are interbedded with upper middle Miocene (upper Badenian) andesite pyroclastics near the Hungarian–Slovakian border in the distal region of the Central Slovakian Neogene Volcanic Field. Based on the field sedimentological investigations, the facies of the volcanoclastics (e.g., lateral and vertical grain size changes, sedimentary structures, textures, clast composition), their geometry and field relationships are documented herein with the aim of reconstructing the depositional environment. The silica-cemented volcanoclastics are mostly andesite clasts with only ~5% being granitoid, quartzitic, and tuff clasts as well

as charred fossil wood fragments. The coarse-grained facies association includes crudely stratified, tabular or lenticular, clast-supported pebble-cobble conglomerates with erosive basal surfaces, b-axis imbrication, alternating with sets of cross bedding. The fine-grained facies association comprises cross-bedded pebbly to medium-grained sandstone and lenses of tuffaceous clayey siltstone with rare horizontal lamination and water-escape structures. Rip-up mudstone clasts, with diameter up to 1 m, are present in both facies associations, revealing the co-existence of abandoned silty palaeo-channel plugs. Facies associations are arranged in several 0.5–4-m-thick, fining-upwards successions that likely formed in shallow channels as downstream to laterally accreting longitudinal bars, extensive gravel sheets and bars that migrated in peak flow during floods. Palaeocurrent indicators (i.e., clast imbrication, direction of planar cross-bedding, orientation of petrified wood logs) show bedload transport by traction currents, initially towards ~S, and later towards ~W. Intermittently debris flows also occurred. Cross-bedded sandstones formed as in-channel transverse bars during medium/low discharge. Variation of grain size shows frequent discharge fluctuations during permanently wet conditions in the late Badenian. The 4–5-m-deep, low-sinuosity channels were part of a high-energy, gravel-bed braided-river system on the south-eastern foothills of the Lysec palaeovolcano. Here, pyroclastics were reworked and redeposited as volcanoclastics during inter-eruption, high-discharge episodes.

Keywords: late Badenian, palaeoenvironment, braided river, facies analysis, clast imbrication, palaeocurrents, Novohrad–Nógrád Geopark, Lysec

Introduction

The upper Badenian (middle Serravallian) volcanic rock succession outcropping north of the village of Nógrádszakál (Hungary) is an epitome of the adage that goes: “geology does not follow political boundaries”. This is because, at least in part, the geological makeup in the area, which lies immediately east of the Hungarian–Slovakian border, conforms to that in the Central Slovakian Neogene Volcanic Field (e.g., CHERNYSHEV et al. 2013; *Figure 1A, B*). The upper middle Miocene near Nógrádszakál comprise primarily of pyroclastic andesitic units that are interbedded with subordinate volcanoclastics that range from conglomerates, sandstones and mudstones. The volcanoclastics are exposed in the picturesque Páris-patak Valley, also dubbed as the “Palóc Grand Canyon”, which has been well-known among tourists for decades. The interest in the geological history of the area has grown significantly since the establishment of the Novohrad–Nógrád Geopark in the 2010 (<https://www.nogradgeopark.eu/en/novohrad-nograd-geopark>). Although the unique lithological characters and mappable nature of the volcanoclastics N of Nógrádszakál has been recognized by HÁMOR (1997), the palaeoenvironmental setting of these volcanoclastics is debated in the Hungarian geological literature, with some authors suggesting a coastal marine (e.g. HÁMOR 1985, TUBA 1985), while others proposing a fully continental, alluvial setting of deposition (e.g., NOSZKY 1923; BOGSCH 1942; BARTKÓ 1952; KORDOS-SZAKÁLY 1984a, b). This study focuses on the field sedimentological investigations pertaining to the genesis of the upper Badenian volcanoclastic rocks exposed

in the Páris-patak and neighbouring valleys, north of Nógrádszakál (*Figure 1*).

Geological background

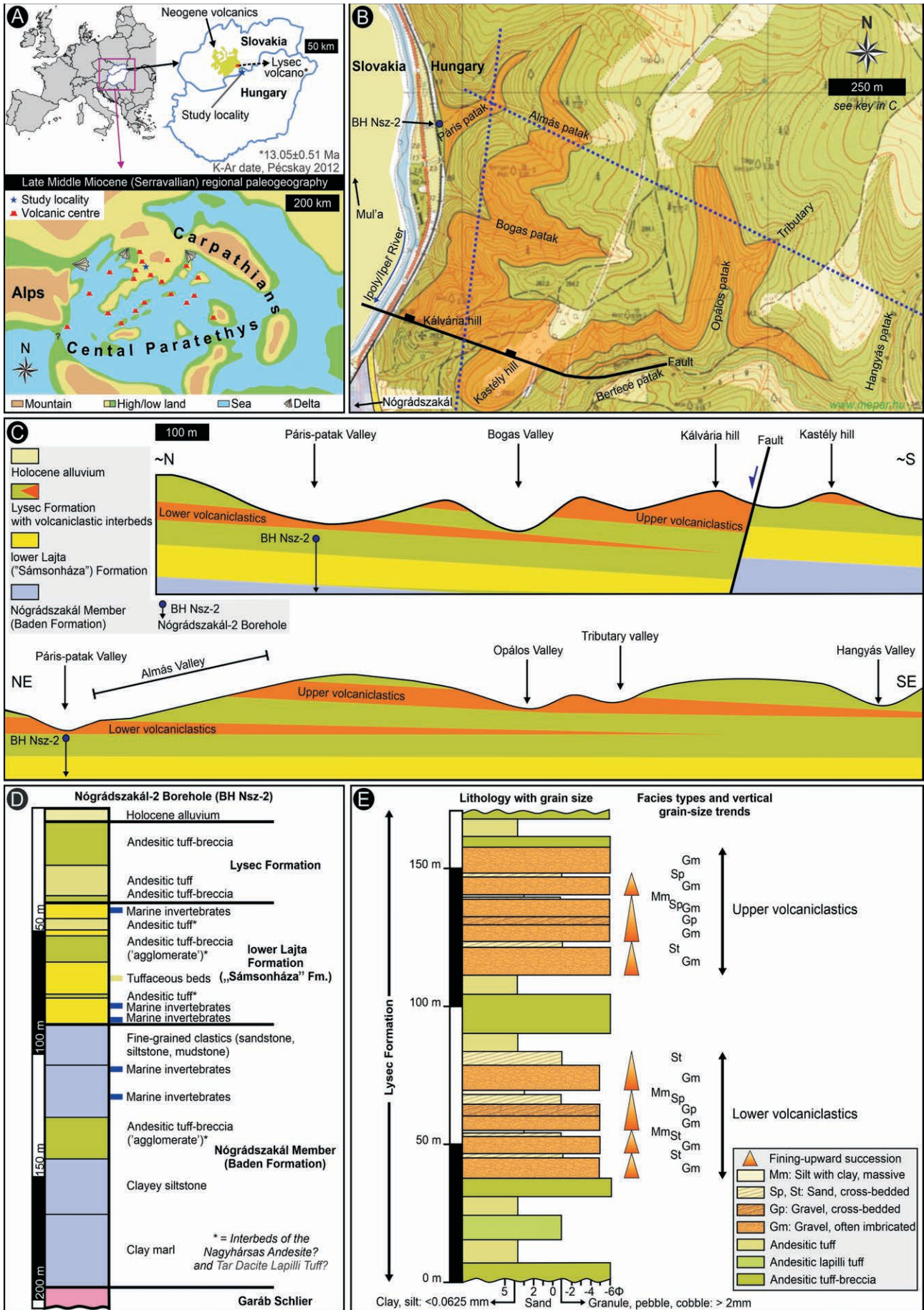
Separated by the gorge of the Ipoly/Ipel’ River, the hilly, forested area N of Nógrádszakál (*Figure 1*) is the geomorphological and geological continuation of the southern Slovakian mountains (e.g., GAÁL 1905, BOGSCH 1942, NOSZKY et al. 1952, BARTKÓ 1952, BALOGH et al. 1966). The nearest peak is that of the Lysec palaeo-volcano (*Figure 1A*), the K–Ar radioisotopic dating of which gave a late Badenian age of 13.05 ± 0.51 Ma (PÉCSKAY 2012). This age is corroborated by the biostratigraphy of the underlying marine successions in southern Slovakia (e.g., VASS et al. 2005, KOVÁČ et al. 2017, HUDÁČKOVÁ et al. 2020). Forming part of the Central Slovakian Neogene Volcanic Field (e.g., CHERNYSHEV et al. 2013; *Figure 1A*), the intense eruptions of andesitic volcanic material in the Lysec area produced pyroclastics and interbedded volcanoclastics that were deposited initially in nearshore marine and then in essentially continental settings as the Badenian shoreline was displaced southward (e.g., KONEČNÝ et al. 1995, VASS 2002, KONEČNÝ & LEXA 2002, PÉCSKAY 2012, MANDIC et al. 2019, HUDÁČKOVÁ et al. 2020, LEXA et al. 2010). This upper Badenian volcanoclastic succession is termed the Lysec Formation in Slovakia (e.g., KONEČNÝ et al. 1983, VASS 2002, KONEČNÝ & LEXA 2002, HUDÁČKOVÁ et al. 2020), however across the Hungarian border, N of Nógrádszakál, the same rocks have been mapped as part of the Nagyhársas Andesite (e.g., PRAKFAŁVI 2012,

→**Figure 1.** Location, stratigraphy and sedimentology of the study area

A) Position of the study area within Central Europe and within the middle Miocene regional palaeogeography (modified after ZELENKA et al. 2004, KOVÁČ et al. 2017). B) Simplified geological map of the study area (KUN-JÁGER 1997). Legend same as in C) Base map from Kartográfiai Vállalat 2001, original scale 1:10 000. For the Slovakian geological map, see <https://apl.geology.sk/gm50js>. C) Geological cross-sections showing the spatial relationship of the two volcanoclastic levels to the other main stratigraphic units in the study area. For location, see B. D) Simplified geological log of the Nógrádszakál-2 deep structural borehole (BH Nsz-2). Adapted from HÁMOR (1985). E) Generalized sedimentary facies log of the two volcanoclastic levels in the study area. Note that the lower level is finer compared to the upper level. For facies codes, see Table 1

→**I. ábra.** A vizsgált terület elhelyezkedése, rétegtani és szedimentológiai felépítése

A) A kutatási terület földrajzi és középső miocén ősföldrajzi helyzete (ZELENKA et al. 2004, KOVÁČ et al. 2017 alapján). B) Egyszerűsített földtani térkép (KUN-JÁGER 1997) melynek alapja a Kartográfiai Vállalat 2001, 1:10 000 térképe, jelkulcsa C)-vel egyező. A felhasznált szlovák földtani térkép elérhető <https://apl.geology.sk/gm50js>. C) Földtani szelvények mutatják a két vulkanoklasztos szint és a többi képződmény rétegtani viszonyait. A szelvények nyomvonala a B) ábrán. D) A Nógrádszakál-2 (Nsz-2) szerkezetkutató fúrás által feltárt egyszerűsített rétegtörzs, HÁMOR (1985) alapján. E) A vulkanoklasztos összlet általános üledékes rétegtörzse, melyen megfigyelhető, hogy az alsó összlet szemcsemérete valamivel kisebb a felsőénél. Részletes magyarázat a szövegben és a kódokat összegző I. táblázatban



VENCZEL & HÍR 2015), as well as part of the upper Lajta Formation (e.g., HÁMOR 1985, PRAKFALVI 2012). The former is part of the Mátra–Cserhát Volcanic Complex in northern Hungary, which in addition to the main igneous rock units, it also contains marine volcanogenics (e.g., KARÁTSÓN et al. 2001, DI CAPUA et al. 2021). Based on K–Ar radioisotopic dating, it appears to be 14.5–16.3 Ma old (ZELENKA 2010, KERCSMÁR et al. 2015), and thus slightly older than the Lysec volcanics. In addition to the direct lithostratigraphic correspondence with the Lysec Formation (see KUN-JÁGER 1997 for details), the late Badenian age of the andesitic volcanoclastic succession N of Nógrádszakál is also supported by the biostratigraphy of the unconformably underlying lower to middle Badenian and older rocks (e.g., lower Lajta Limestone Formation, Nógrádszakál Marl Member of the Baden Formation and Garáb Schlier Formation; *Figure 1D*) that were extensively investigated in the vicinity of the study area in boreholes and surface exposures (e.g., HÁMOR 1985, HÍR 2013, VENCZEL & HÍR 2015, HÍR et al. 2016). The fossil assemblages in these older rocks are not only age diagnostic but also show the predominantly shallow marine origin of these underlying rocks. In contrast to this, the fossils from the volcanoclastic rock record near the Paris-patak Valley, both from the pyroclastics and volcanoclastics, indicate a predominantly continental origin. Except for rare, reworked, isolated sponge spicules, unidentified shark and batoid teeth that exclusively occur in the oldest volcanoclastic layers, all other fossils in Paris-patak Valley and environs (*Figure 1B*) are remains of unequivocally terrestrial or freshwater organisms (e.g., GAÁL 1905, TUBA 1985, HÍR 1993). These fossils include diverse late Badenian plants (e.g., *Ginkgo*, *Tetraclinis*, *Equisetum*, *Parrotia*, *Populus*, *Ulmus*, *Salix*, *Alnus*, *Ostrya*, *Pterocarya*, palms and other evergreen species) suggesting gallery-forest as well as riparian conditions in proximity of water (KORDOS-SZAKÁLY 1984a, b) as well as animals ranging from microvertebrates (frogs, snakes; HÍR 1993) to various mega-herbivores. The latter fauna comprises the mandibles with molars of a rhinocerotid (*Aceratherium?* or *Hoploacetherium?* *tetradactylum?* GAÁL 1905, VARGA 1994, GASPARIK M. pers. comm. 2020), a molar of a mammutid proboscidean (*Zygodon turicensis*; SCHLESINGER 1922; GASPARIK 2001, 2004) and a molar of an odd-toed ungulate (*Chalicotherium grande*; HÍR 1993). While the vertebrate fossils were collected from the volcanoclastics (e.g., HÍR 1993), the above-listed plant fossils originate from the pyroclastics (e.g., KORDOS-SZAKÁLY 1984a). Because of the foregoing and based on our primary mapping both in Hungary and Slovakia (see KUN-JÁGER 1997), the studied succession is regarded as part of the Lysec Formation herein.

Material and methods

The upper Badenian volcanoclastic succession outcropping N of Nógrádszakál, in Páris-patak Valley (GPS 48° 11' 40.73"N, 19° 31' 49.04"E) and environs, and in particular its volcanoclastics (chiefly andesitic conglomerates,

sandstones, mudstones) were geologically mapped at metre-scale (*Figure 1B, C*). The extent of the overall study region is ~1.5 km² (*Figure 1B*) in heavily forested area, where the vegetation cover is high all year around, and thus fair-quality exposures are found mainly in incised stream valleys and rarely in hillside sections. The primary data was collected in 1997, and in our recent revisit of the site noted that some of the outcrops have been destroyed or significantly changed due to natural weathering and/or depositional processes. The studied stratigraphic interval is a maximum 200-m-thick volcanosedimentary succession, which extends from the basal pyroclastics (e.g., andesitic tuff-breccias ('agglomerates'), andesitic tuffs, andesitic lapilli tuffs *sensu* LE MAITRE et al. 2002) into the volcanoclastics that occur in two mappable stratigraphic levels (*Figure 1B, C, D*).

This study uses the mature, standard method of qualitative lithofacies classification and analysis based on works by MIALL (1978a, 1985, 1988, 1996, 2016). In this standard field sedimentological *modus operandi*, the key sedimentary facies properties of the volcanoclastics, including but not limited to lateral and vertical grain size changes, sedimentary structures, textures, clast composition, as well as the geometry and field relationships of the facies, were documented in field sketches, photographs and representative centimetre-scale sedimentary facies logs. For the qualitative assessment of the sedimentary facies architecture, the fair-quality (but rarely 3-dimensional) exposures of the volcanoclastics were turned into outcrop lithofacies maps, which illustrate on field-drawn outcrop sketches, the spatial distribution of the lithofacies and outline the key sedimentological surfaces in each outcrop. The presence of carbonates was tested regularly with 10% dilute hydrochloric acid. To reconstruct the sediment supply direction (see methods in e.g., HIGH & PICARD 1974, MIALL 1974, DASGUPTA 2002) in the studied stratigraphic interval, a total of 417 palaeocurrent indicators were measured that included clast imbrication (400 data points), planar cross-bedding (10 data points) and petrified wood log orientation (7 data points). Clast imbrication was measured in batches of 25 clasts within one given layer and always on the intermediate (b) axis of clasts as this was the only imbrication direction in them. In case of the fossil wood logs, the strike of their long (a) axis was recorded.

Results

General characteristics

The 100–150-m-thick volcanoclastic succession N of Nógrádszakál contains volcanoclastics in two distinct stratigraphic levels (*Figure 1B, C, E*). The Paris-patak Valley only exposes the lower volcanoclastic level, whereas its tributaries, the Almás and Bogas Valleys, expose both volcanoclastic levels (*Figure 1B, C*). Fair-quality exposures of the upper volcanoclastic level are also found in the Opal Valley and its tributary (*Figure 1B, C*). The grain size in both volcanoclastic levels range from very coarse pebbles and cobbles to clayey silts (*Figures 1D, 2*), with the maximum clast size being 0.8–1 m (the largest clasts are always made up of andesites). Relative

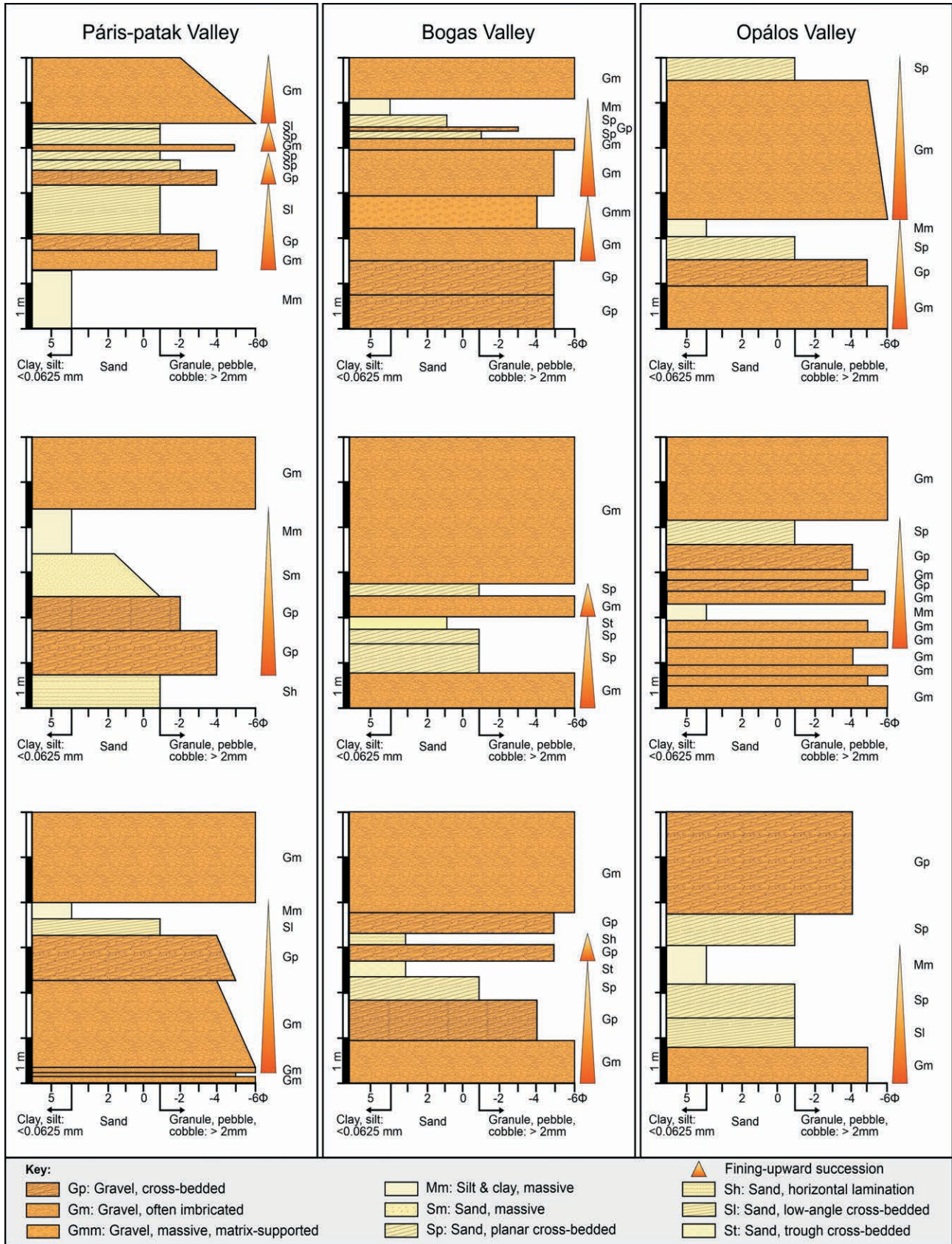


Figure 2. Representative centimetre-scale sedimentary facies logs from the lower (Páris-patak Valley) and upper (Bogas and Opálos Valleys) volcaniclastic level. For location of the valleys, see Figure 1. For facies codes, see Table I

2. ábra. Jellező centiméter-léptékű felvételen alapuló üledékes rétegoszlopok az alsó (Páris-patak völgye) és a felső (Bogas- és Opálos-völgy) vulkanoklasztos szintből. A völgyek helyszínrajza az 1. ábrán. Részletes magyarázat a szövegben és a kódokat összegző 1. táblázatban

to the upper level, the abundance of the sandstones is higher and the average clast size in the conglomerates is about two times smaller (average diameter: 4–5 cm) in the lower volcanoclastic level (*Figure 1D*). All layers show limited lateral continuity of a few metres only and no individual layer can be traced across adjacent outcrops irrespective of their proximity to each other. Therefore, the centimetre-scale sedimentary facies logs (*Figure 2*), which were measured in the same volcanoclastic level within a given valley (e.g., Páris-patak Valley or Bogas Valley) cannot be correlated to each other. The sedimentary logs also show that the volcanoclastic levels comprise several, fining-upwards successions that range in thickness from ~0.5 to ~4 m (average thickness ~2 m; *Figure 2*). These successions commence with an erosive, often irregular basal surface that underlies the coarse-grade member in each of the successions. The grain size of the fine-grade member is variable from very coarse, pebbly sand to clayey silt, without an apparent relationship to the thickness of the fining-upwards succession.

Clast composition

The clasts are up to 95% andesites with variable texture, the most common being aphanitic. Other clast types, which are 6–7 cm in size on average, include quartz, chert, quartzite (3–4%) as well as rare granite, mica schist, gneiss and tuff (1–2%). In each valley, granite cobbles and up to 50-cm-diameter boulders are rare but present. Up to 90% of andesite clasts are well or very well rounded, non-spherical and less commonly moderately spherical. The non-volcanic clasts are rounded, and moderately spherical. The quartzitic clasts are smooth (without chatter marks) but poorly rounded and non-spherical. Tuff clasts are always poorly rounded. All conglomerate clasts across the study area are either moderately or poorly sorted; well-sorted clast populations are absent, hence, the conglomerates are submature both texturally and compositionally. Among the quartzitic clasts, rounded petrified fossil wood fragments, which are 4–10 cm in length and black in colour, are also common. Moreover, in both volcanoclastic levels, fossil wood fragments with a blackened outer crust (either charred or coalified) are common; they are typically 20–40 cm long and 5–30 cm in diameter.

In the sandstones and the matrix of the conglomerates, the sand-size fraction is medium- to coarse-grained and predominantly andesitic in composition. The quartz sand content is maximum 15–20%. The mud-size particle content, which was shown to be mostly montmorillonite by TUBA (1985), can be very high, especially in the fine-grained rock types (e.g., clayey siltstones). All rock types are assumed to be silica cemented, because field-based 10% dilute hydrochloric acid testing did not detect carbonates.

Palaeocurrents

Orientation data from measured palaeocurrent indicators (i.e., dip direction of imbricated clasts' intermediate axis, foresets in planar cross-bedding and strike direction of

the long axis in petrified wood log) is shown in conventional rose diagrams in *Figure 3*. It is worth noting that the petrified wood log data in the Páris-patak Valley is from a cross-bedded conglomerate layer in which the foresets dip direction is perpendicular to the strike of the logs' long axis. This is important, because it suggests that the wood logs were likely transported perpendicular to the flow direction, possibly as bedload, rolling around their long axis. This would be in contrast to the transport mode, for example, in debris flows, where wood logs often (but not exclusively – see MUIR et al. 2015 and references therein) get transported with their long axis aligned parallel to the flow direction. As illustrated in the rose diagrams and associated data table in *Figure 3*, the consistency of all palaeocurrent data groups is high and the data is unidirectional. These are parameters in line with low sinuosity fluvial channels typical in braided rivers or braided alluvial fans (e.g., RUST 1972, 1978; RUST & KOSTER 1984; STEEL & THOMSON 1983). The palaeocurrent direction in the planar cross-bedding and wood logs (both taken in the Páris-patak Valley) are from the lower volcanoclastic level and suggest a flow direction from ~N to ~S (*Figure 3A, 3B*). All 400 clast imbrication data are from the upper volcanoclastic level and suggest a flow direction approximately from ~E to ~W (*Figure 3D*).

Facies classification and description

Based on the standard method of qualitative lithofacies classification (*Table 1*), the volcanoclastic sedimentary rocks in the study area can be grouped into the following two main facies associations:

(1) Coarse-grained facies association of conglomerates, which accounts for more than 90% of the rock types in the study area (e.g., *Figures 2, 4, 5*);

(2) Fine-grained facies association of sandstones and subordinate clayey siltstones (e.g., *Figures 2, 6, 7, 8*), which shows a higher abundance only locally, mostly in the lower volcanoclastic level, especially in the Páris-patak Valley, where it accounts for 20% of the rock types (*Figures 1D, 2*).

The **coarse-grained facies association** is dominated by conglomerates (*Table 1*) that typically occur in tabular, sheet-like beds that can be traced laterally for up to 10 m, across most of the outcrops, which are typically narrow (<10 m wide; *Figures 4A, 5C, 8A, 8C*). It is possible that these beds are more continuous laterally, given that within a given exposure, the beds maintain a fairly uniform thickness. The tabular conglomerates are thus mostly bound by erosion surfaces that are fairly even at the base (*Figures 4A, 7C, 8A, 8C*) and slightly downward dipping at the top, however gently undulating basal erosion surfaces also occur (e.g., *Figure 4F, 4G, 6A*). Lenticular conglomerates are less common (*Figures 4, 5C, 5D, 6A*), and typically occur as 0.5–2 m thick and 3–8 m wide units. Within the lenses, the grain-size often decreases laterally and vertically (*Figure 5*).

The most common facies type in the study area is the massive to faintly bedded, clast-supported conglomerate (facies Gm) that ranges in thickness from 0.5 to 3 m

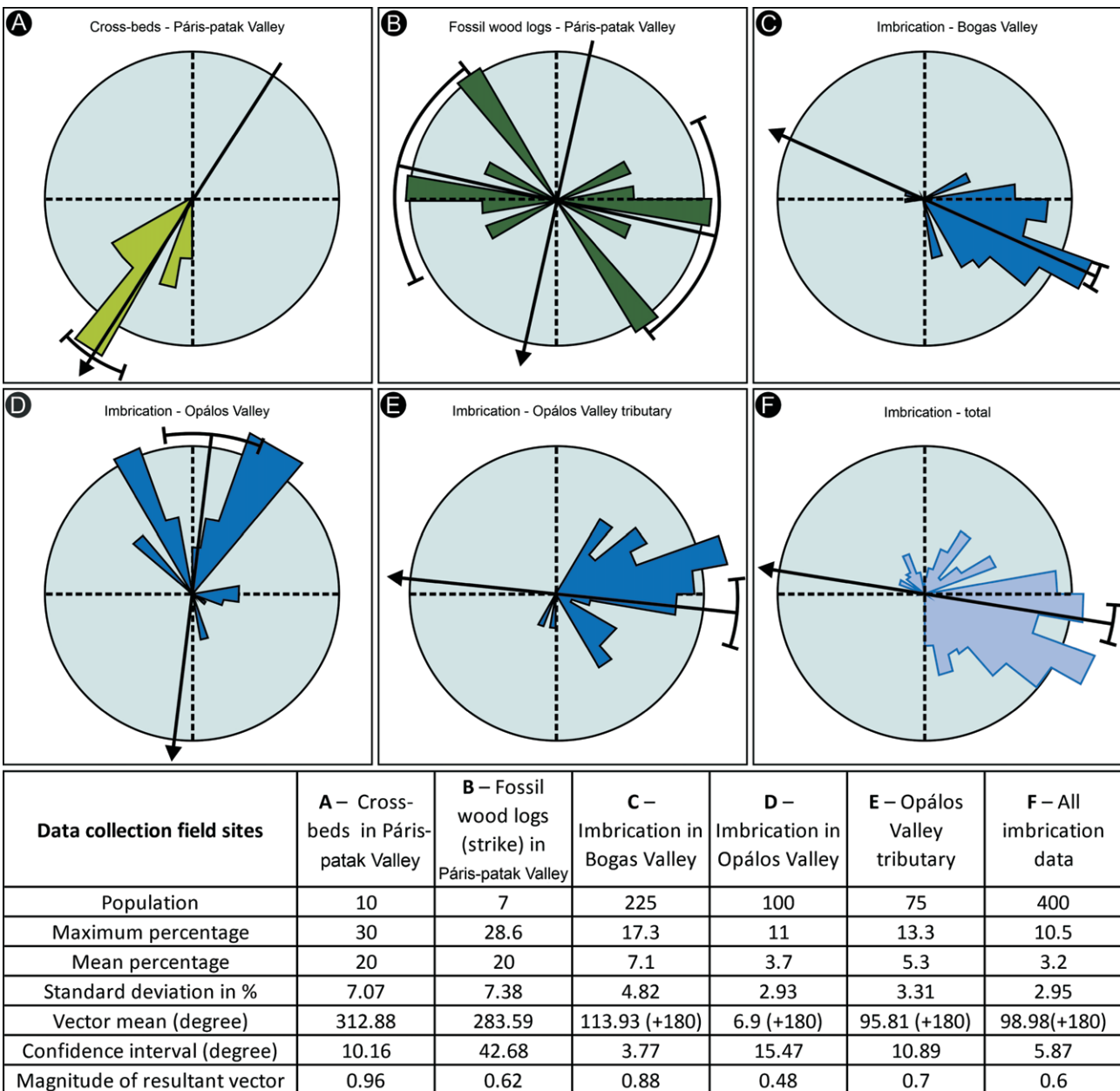


Figure 3. Rose diagrams based on palaeocurrent indicators from the study area

A-B are cross-bed and wood log data from the lower volcanoclastic level, whereas C-F are clast imbrication in facies Gm from the upper volcanoclastic level. Note the different main palaeocurrent direction in the lower vs. upper levels. For statistical details of each dataset, see summary table. For location of the valleys, see Figure 1

3. ábra. Az üledékszerkezetekben mért szállítási irányok (nyílak) rózsadiagramokon

A) keresztrétegés és B) fatörzsek orientációja alapján az alsó vulkanoklasztos szintből, és C-F) Gm fáciesű rétegek klasztfajának zsindeységéből a felső vulkanoklasztos szintben. Az alsó és a felső szint szállítási irányai közt jelentős eltérés mutatkozik. A statisztikai adatok a táblázatban, a mérések helye az 1. ábrán látható

(Figures 2, 4–8). The most common and striking feature of facies Gm is clast imbrication (Figure 4A, 4B) that is particularly prominent around larger, very coarse pebbles and cobbles. Imbrication is exclusively along the clasts' intermediate axis. Within a given facies Gm layer, upwards and lateral grain size decrease is present, but not too common (Figures 2, 5B, 5C, 5D). Nesting mostly within facies Gm and rarely occurring as individual beds, localised patches of matrix-supported conglomerates also occur (facies Gmm; e.g., Figures 2, 5B). Although facies

Gmm is rare in the Páris-patak Valley, it is common in the other outcrop areas.

Cross-bedded conglomerates (especially facies Gp, less so Gt) are the second most common rock types in the study area (Figures 2, 4D, 4E, 4G, 4H, 5, 6C). They occur in thinner (average 0.5 m) beds compared to those of facies Gm. Lateral and upward reduction in clast size within individual gravel foresets is common (Figures 4D, 4H, 7A). It is noteworthy that the upward reduction in clast size in >1-m-thick beds (Figure 2) likely resulted from the amal-

Table I. Fluvial lithofacies descriptions and interpretations (modified after MIALL 1978a, 1985, 1996) from the studied stratigraphic interval N of Nógrádszakál. Also see Figures 2–8 for the sedimentary facies logs and the facies relationships in the field. Note that the facies codes are indicated on the close-up images and sketches of the outcrops

I. táblázat. A folyóvíz összletekre használatos litofáciések leírása és értelmezése (MIALL 1978a, 1985, 1996 alapján) a vizsgált, Nógrádszakáltól északra kibukkanó rétegsorban. V. ö. az üledékes rétegszlopokkal és a fáciések kapcsolatát bemutató panorámaszelvényekkel, közelképekkel (2–8. ábrák), ahol a fáciések kódja segíti azok azonosítását

Facies code Fáciések kódja	Facies shown in figure Fáciések ábraanyaga	Description Leírás	Interpretation Értelmezés
Gm	4A–D, 4F–H, 5B–D, 6A, 6C–D, 7A, 7C, 8A–C	Gravel, clast-supported, massive or slightly bedded. Imbrication very common. Upward and lateral clast size decrease occurs. Forms the coarse member in upwards-fining successions. Contains clayey siltstone rip-up, fossilized wood, andesite, and other rare non-andesitic clasts types. The most common facies. <i>Szemcsevázú, szerkezetmentes vagy durván rétegzett kavics. Egymást követő rétegek, lencsék többnyire csökkenő szemmagyságúak, a zsindelyesség nagyon gyakori. Feltépett agyagos-aleurolitkaszatok, szénuilt fadarabok, andezit és más ritka exotikus anyagú szemcsék alkotják. Ez a leggyakoribb fáciés.</i>	Forms as longitudinal bedforms in channels, possibly during high magnitude discharge events. Horizontal bedding indicates sustained flow. Roundness of non-andesitic clasts may indicate long travel distances or high energy grinding action in traction currents. <i>Hosszanti rétegmentéként épül medrekben valószínűleg nagy víz- és üledékhozamú események (árvizek) alkalmával</i>
Gmm	4D, 5B	Gravel, matrix-supported, massive. Rare facies. <i>Mátrixvázú, szerkezetmentes kavics. Ritkán jelenik meg</i>	Forms from plastic debris flow during bank collapse, due to renewed channel flow strength. Lack of structures can mean rapid reduction in flow speed and/or sudden sediment overloading and/or “sieve” deposits <i>Törmelékfolyásból rakódik le, melyet megnövekedett áramlásintenzitás kiváltotta partomlás vagy extrém csapadékesség okoz. A szerkezetek hiányát hirtelen sebességsökkenés, gyors lerakódás vagy a kisebb szemcsék utólagos beszűrődése a nagyok közti pórusterbe okozhatja.</i>
Gp	4C–D, 1E, 4G–H, 5A–D, 6C–D, 7A–C, 8B–C	Gravel, clast-supported, mostly planar, rarely trough cross-bedded. <i>Szemcsevázú, általában táblásan, ritkán vályúsan keresztarétegzett kavics</i>	Forms as down-current migrating gravel bars in open channels. <i>Kavicszátónyok folyásirányú vándorlásával épül nyílt medrekben.</i>
Sm	4H, 6C, 7A, 7C	Sand, mostly coarse-grained, occasionally medium-grained, with pebbles, massive. Often contains wood fragments. Rare facies. <i>Szerkezetmentes, kavicsos, főleg nagy-, kisebb részben közép szemcsés homok. Gyakorikak a fadarabok benne. Ritka fáciéstípus.</i>	Forms due to mass movements (hyperconcentrated or debris flows) in floods or bank collapse. Alternatively, primary structures destroyed by recent weathering or bioturbation or dewatering as pore water escapes and deforms soft sediment (occurs during fast rates of sedimentation). <i>Áradásokhoz kapcsolódó tömegmozgás (hipersűrű ár) vagy partomlás üledéke. Az sem kizárt, hogy az elsődleges szerkezetet, az üledést követő bioturbáció vagy a pórufolyadék hirtelen távozása (likvidizációja) tüntette el. Utóbbi gyors üledékfelhalmozódást jelez. Végső soron a jelenkori felszinközeli mállási folyamatok is felülírhatják.</i>
Sh	4D, 5B, 5D, 6C	Sand, mostly medium-grained, horizontal lamination. Very rare facies. <i>Siklemezés, közép szemcsés homok. Nagyon ritka fáciéstípus.</i>	Forms as plane bedforms in upper flow conditions in shallow water depths. <i>Szuperkritikus (sebes) áramlási tartományban, azaz gyorsan áramló, nagyon sekély vízben képződő rétegmente.</i>
Sl	4C, 6D, 7A, 8A	Sand, mostly coarse-grained, occasionally medium-grained; low-angle cross-bedding (foreset dip angle <math><10^\circ</math>). Rare facies. <i>Kis szögű keresztarétegzés (dőlése <math><10^\circ</math>) főleg nagy-, kisebb részben közép szemcsés homokban. Ritka fáciéstípus.</i>	Forms as barforms, scour fills, humpback or washed-out dunes, antidunes. <i>Lapos zátónyforma, mélyedéskitöltés vagy sebesbe váltó áramlással formált, eltérített dűne szerkezete.</i>
St	4F, 4H, 5D, 6C–D, 7A	Sand, mostly coarse-grained, occasionally medium-grained; trough cross-bedding. Rare facies. <i>Vályús keresztarétegzés főleg nagy-, kisebb részben közép szemcsés homokban. Ritka fáciéstípus.</i>	Forms as down-current migrating sinuous-crested dunes in higher flow velocities than Sp. <i>Folyásirányban vándorló, hajlázódó gerincű dűnék szerkezete, mely csendes áramlási tartományban, de az egyenes gerincű dűnéhez képest nagyobb sebességű áramlás esetén jön létre.</i>

Table I continuation

I. táblázat folytatása

Facies code Faciesek kódja	Facies shown in figure Faciesek ábranyaga	Description Leírás	Interpretation Értelmezés
Sp	1C, 1E-H, 5A-B, 5D, 6A-D, 7A-C, 8A, 8C	Sand, mostly coarse-grained, occasionally medium-grained; planar cross-bedding. May contain wood fragments and charred wood debris. The most common sandstone facies. <i>Táblás keresztretegzés főleg nagy-, kisebb részben középszemcsés homokban. Tartalmazhat fadarabokat és szénült fatörmeléket. A leggyakoribb homokfácies.</i>	Forms as down-current migrating straight-crested dunes (transverse bedforms) in more moderate flow regimes than St. <i>Folyásirányban vándorló, egyenes gerincű dűnék, keresztátányok szerkezete, mely csendes áramlási tartományban, de a hajladozó gerincű dűnekhez képest kisebb áramlási sebesség esetén jön létre.</i>
Sr	-	Sand, fine-grained; ripple cross-lamination. Extremely rare facies. <i>Keresztlemezés-aprószemcsés homok. Nagyon ritka fácies.</i>	Forms from the migration of ripples in a low flow regime. <i>Csendes áramlási tartományban mozgó áramlásfodrok szerkezete.</i>
Mm	5B, 7A, 8A-C	Silt-size fines, massive or rarely faintly laminated. Plant fossils are common. Lacks visible bioturbation structures. Desiccation cracks in one outcrop. Rare facies. <i>Szerkezetmentes vagy ritkán lemezés aleurit, növénymaradványokkal, lenyomatokkal. Látható bioturbáció nélkül. Egy feltárásában száradási repedésekkel. Ritka fácies.</i>	Forms from suspension settling in waning floods in abandoned channels or overbank areas. Absence of laminations likely indicates quick deposition (e.g., mudflows) rather than pervasive bioturbation. Subaerial exposure of wet sediment caused drying and cracking. <i>Állóvízben lebegtetett hordalékból ülepedik árvizek után felhagyott medrekben vagy gáton túli ártéren. A lemezesség hiánya valószínűleg gyors ülepedést (pl. iszapfolyások) jelez, esetleg átható bioturbációt. A nedves pélitek szárazulati kitértege kiszáradáshoz, felcserepedéshez vezethet.</i>

Facies codes: G = Gravel, S = Sand, M = mud, t = trough cross-bedding, p = planar cross-bedding, h = horizontal lamination, m = massive/matrix-supported (context dependent), l = low-angle, r = ripple.

Facieskódok: G = kavics, S = homok, M = agyag, aleurit, t = vályús keresztretegzés, p = táblás keresztretegzés, h = síklemezesség, m = szerkezetmentes vagy mártixvázú (helyzettől függően), l = kis szögű, r = áramlásfodor.

gamation of several bedforms that lacked clear bedding planes. Moreover, intercalation of gravel foresets with coarser and finer clasts (with the latter often being sandy) is also present (Figure 4D, 4E, 4H). Locally, the forests are tangential to the basal erosional bounding surface of the beds (Figure 4H). Foreset inclination is 20–30 degrees (i.e., in Figures 4D, 4H, 5B inclinations in Gp is vertically exaggerated).

The **fine-grained facies association** is dominated by coarse-grained and less commonly medium-grained, often pebbly sandstones (e.g., Figures 4E, 4H, 5D, 6B) and clayey siltstones (facies Mm; Table 1, Figures 2, 4–8). It usually forms <1 m thick (maximum ~2.3 m), either tabular or more commonly lenticular beds especially in the upper member of fining-upwards successions (Figures 2, 5–8). It may also occur as isolated, shallow lenses within facies Gm (Figure 4F) and at the contact of facies Gm and Gp (Figure 4H). Planar cross-bedding (facies Sp) is by far the most common facies type in the sandstones, however trough cross-bedding (facies St), low-angle cross-bedding (Sl), horizontal lamination (facies Sh) and massive sandstones (facies Sm) also occur (Figures 2, 4–8). Facies Sm is dominant in association with water-escape structures (Figure 7) as well as with

petrified fossil wood fragments and rip-up siltstone clasts (Figure 5B). Ripple cross-laminated sandstones (facies Sr) are exceptionally rare.

In facies Sp, the foreset inclination is 15–20 degrees, and intercalation of coarse- to very coarse-grained, often granular and medium-grained foresets is also present. Within one outcrop area, the foreset dip direction is unimodal, and although foresets in adjacent beds can be directed in strongly diverging directions (e.g., Figure 4F), but never in opposite directions. In the Opál Valley, coarse-grain size, charred wood debris (Figure 8A) occurs along foreset laminae in a planar cross-bedded, coarse-grained sandstone (facies Sp).

Clayey siltstones (facies Mm) are rare, can be sandy, and form up to 1.5–2 m thick, laterally more persistent, tabular (Figure 8A) or thinner lenticular beds that show strongly eroded upper contacts (Figure 8B, C). The latter geometry is far more common than the former. Most siltstones are massive; horizontal lamination is extremely rare, and when present it occurs in the sandier varieties. Desiccation cracks were only recorded in the railway cutting on Kálvária Hill (Figure 1B, C). Ranging in size from few cm to 1.5 m, irregular and angular rip-up clasts of clayey siltstones are

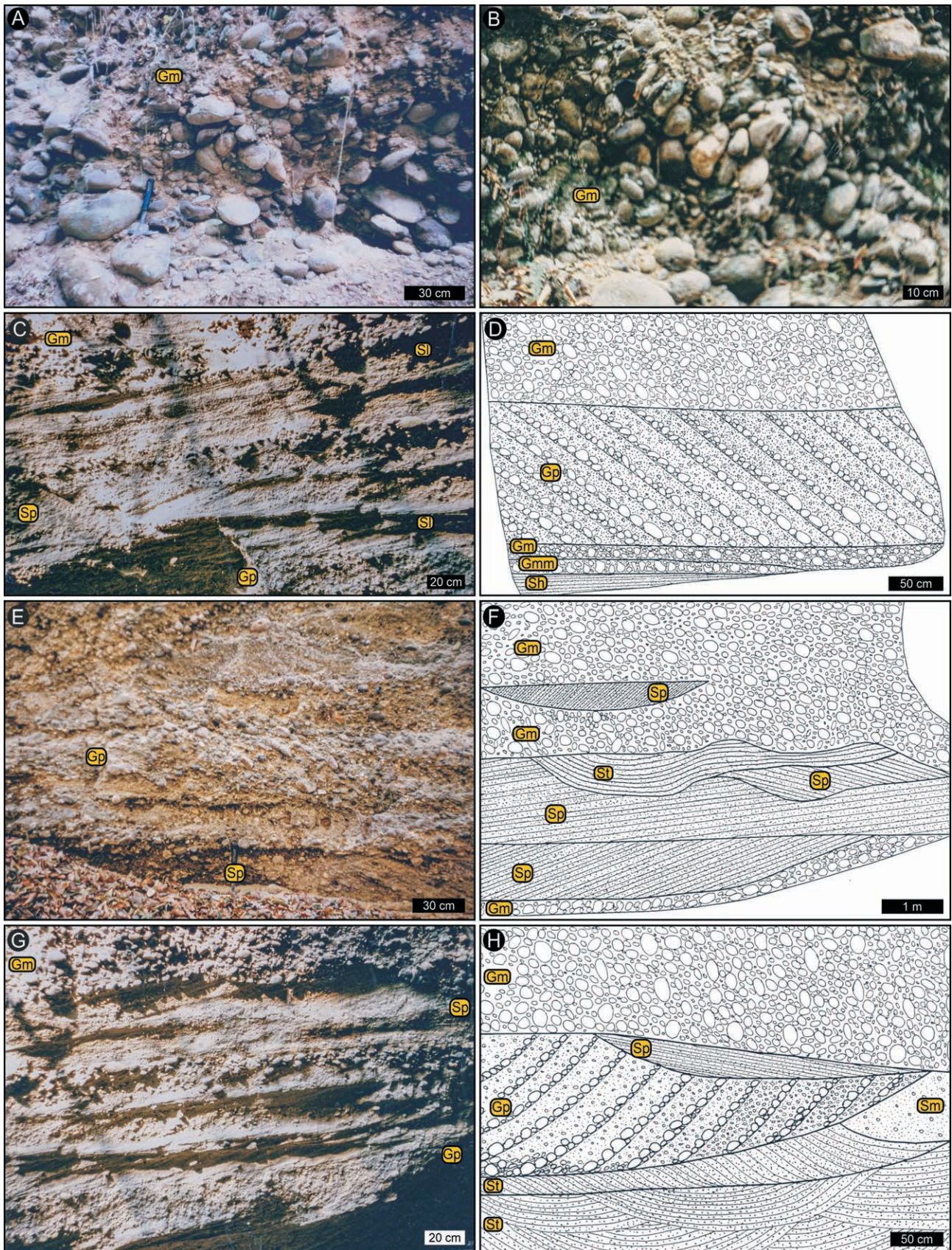


Figure 4. Close-ups of the different facies associations. Coarse-grained facies shown mainly in A–E, whereas fine-grained facies illustrated mostly in F–H. See text for details. For facies codes, see Table I.

4. ábra. Változatos homok és konglomerátum fáciesek jellemző váltakozása a durva- (A–E) és finomszemcsés (F–H) fáciesegyüttesekben. Részletes magyarázat a szövegben és a kódokat összegző I. táblázatban.

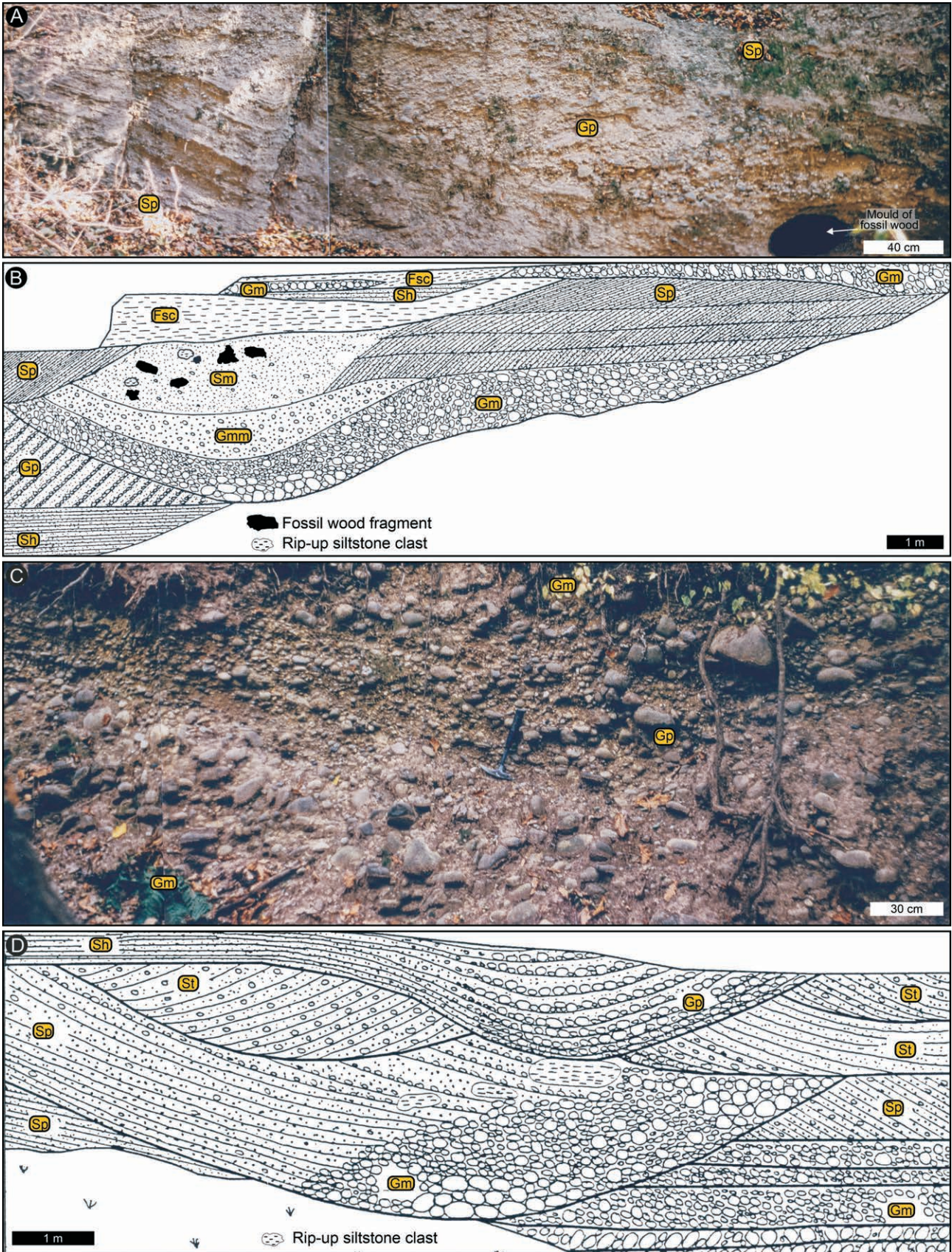


Figure 5. Four different examples of lenticular beds in the coarse- and fine-grained facies associations. Fossil wood and rip-up clasts are common in the cross-bedded and massive facies. For facies codes, see Table I

5. ábra. Kisebb-nagyobb lencse alakú testek, több méter mély mederformák a durva- és finomszemcsés fáciesegyüttesekben. Kövült fatörzsek és feltépt agyagkavicsok is gyakoriak a kereszttrétegzett és a szerkezetmentes fáciesben is. A fácies kódok magyarázata az I. táblázatban

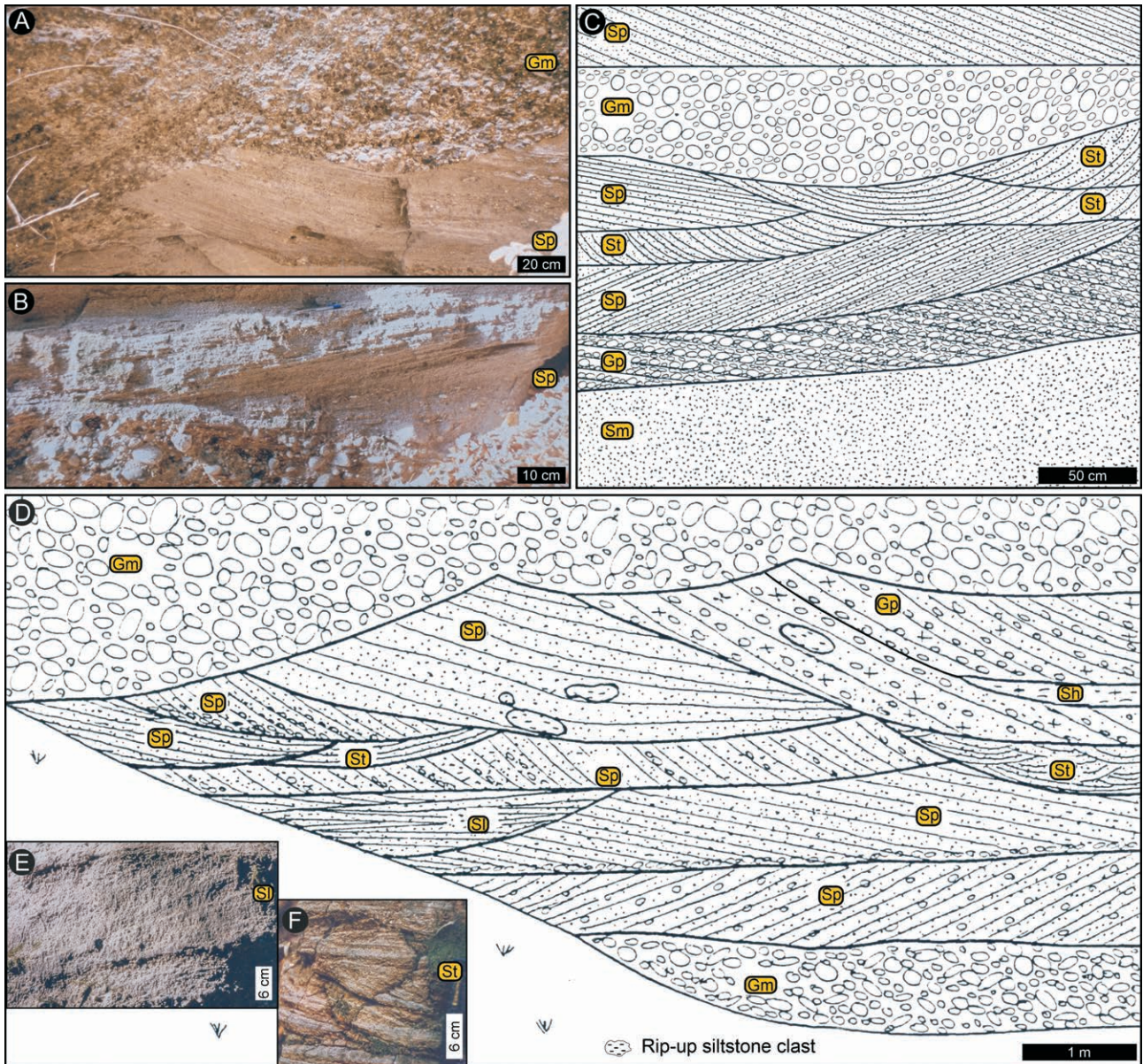


Figure 6. Close-ups of various types of cross-bedded sandy facies from the fine-grained facies association
See text for details. For facies codes, see Table I

6. ábra. Különböző keresztretegzésű homokfáciesek a finomszemcsés fáciesegyüttesben
Részletes magyarázat a szövegben és a kódokat összefoglaló I. táblázatban

common in the cross-bedded conglomerates and sandstones (Figures 5B, 5D, 6D, 8B, 8C). Among the volcanoclastic facies types, leaf impressions (Figures 8D, 7E) and fossil wood fragments with a blackened outer crust (either charred or coalified) are most common in facies Mm.

Facies interpretation

The following general characteristics of the volcanoclastics N of Nógrádszakál collectively point to an alluvial depositional setting: limited lateral continuity of the beds that prevents their correlation; the lenticular, channel-form bed geometries; the presence of the fining-upwards successions; the textural and compositional submaturity of the clasts; the

smooth, chatter-marks free quartzitic clasts; the high abundance of clast imbrication, sharp erosion surfaces and cross-bedded layers; the unidirectional, high consistency palaeocurrent data, and last but not least, the dominance of fossil continental biota (both vertebrates and plant fossils).

More specifically, the conglomerates (facies Gm, Gmm, Gp) in the coarse-grained facies association signal high energy, powerful currents during deposition. In particular, the common, clast-supported facies types (Gm, Gp) are likely products of extensive gravel sheets or bars that migrated in the direction of traction currents. The coarse-grained sediments were carried as bedload during peak flow conditions (RUST 1978, COLLINSON 1996). Typically, such extensive gravel sheets and bars lack internal structures,

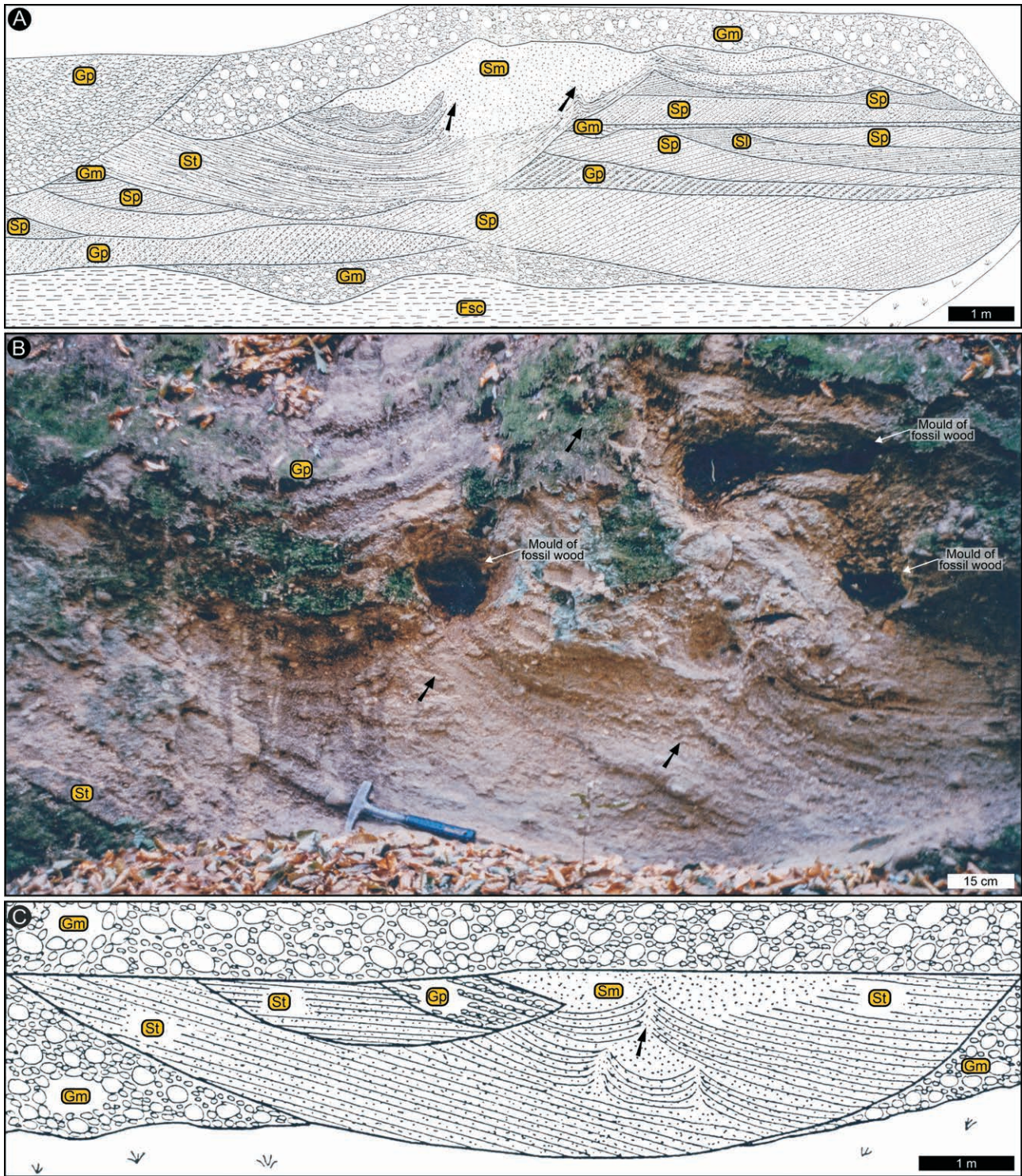


Figure 7. Water-escape structures (marked with black arrows) in cross-stratified (St) and massive (Sm) sandstones of the fine-grained facies association. Note the moulds of fossils wood. For facies codes, see Table I.

7. ábra. Vízkiszökési kürtök (fékete nyílak) vályús keresztirégzettségű (St) és szerkezetmentes (Sm) homok fáciesben a finomszemcsés fáciesegyüttesben. Kövült fatörzsek-ágak lenyomata is figyelemre méltó.

Részletes magyarázat a szövegben és a kódokat összegző I. táblázatban.

except for clast imbrication and rare, faint horizontal bedding. Moreover, they often show upward and down-current clast size decrease (SMITH 1974, REID & FROSTICK 1994, COLLINSON 1996). The high abundance of the

erosional surfaces that bound these facies types (e.g., Figures 4–8) indicate that the energy level, and possibly the water level too, fluctuated during deposition, conditions that are common during waning flow (MIALL 1996).

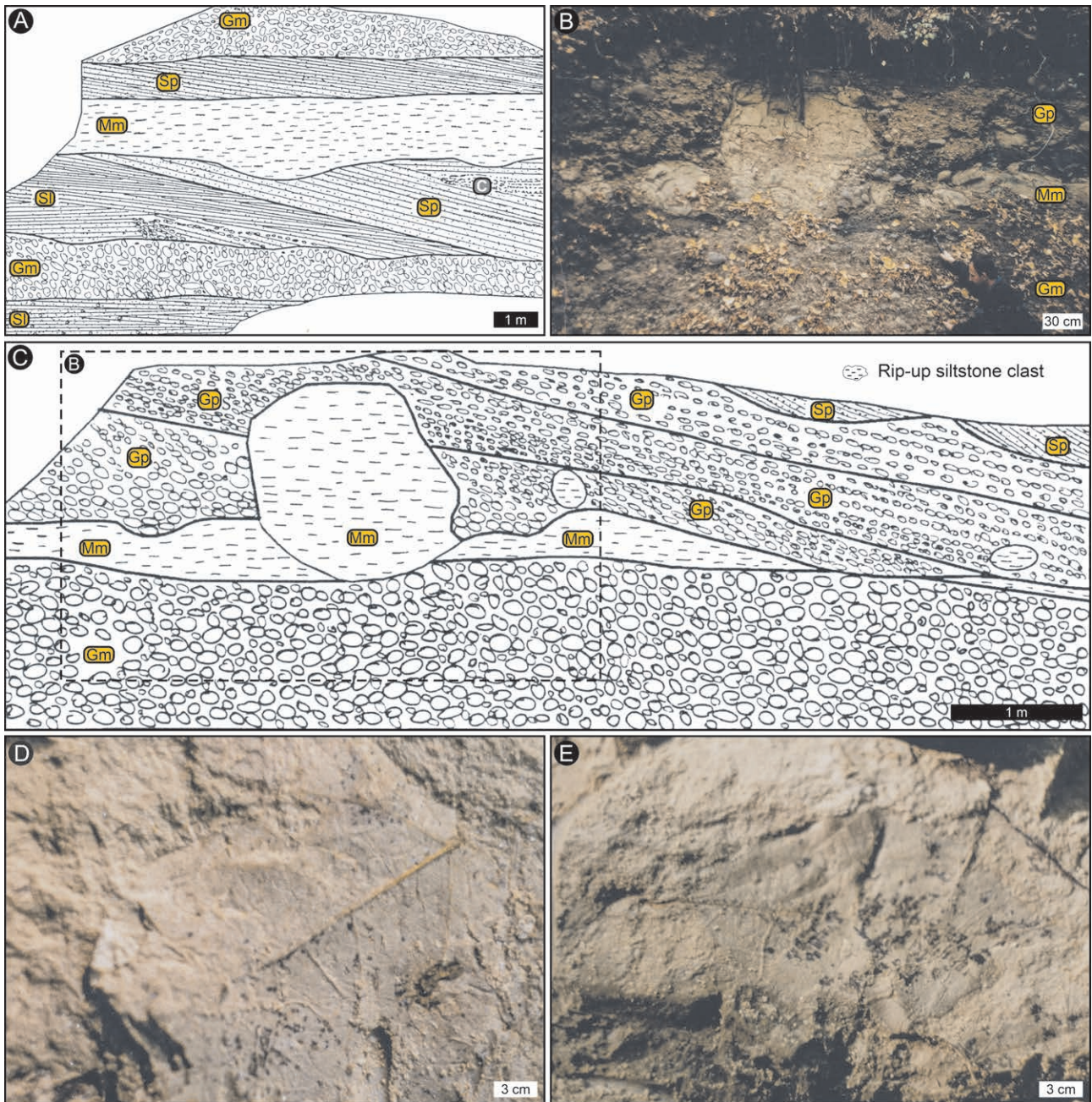


Figure 8. Clayey siltstone facies (Mm) of the fine-grained sedimentary facies associations with charred wood debris (marked with 'C' in A) and leaf impressions (in D and E). Rip-up mud-clasts up to a meter size are shown on B and C. See text for details. For facies codes, see Table I

8. ábra. Agyagosaleurolit-fácies (Mm) a finomszemcsés fáciesegyüttesben szénült fatörmelékekkel („C” jelzi az A) ábrán) és növénylenyomatokkal (D és E). B) és C) méter átmérőjű és kisebb feltépett agyagkaszatok

Részletes magyarázat a szövegben és a kódokat összegző I. táblázatban

Matrix-supported conglomerates (facies Gmm) nested within and interbedded with clast-supported conglomerates (facies Gm) have also been explained with lowering and fluctuating discharge (STEEL & THOMPSON 1983, REID & FROSTICK 1994). Facies Gmm may be the product of rapid deposition from mass movements (Table I) but could also result from natural sediment sieving processes. This occurs after peak discharge, when the deposition of the coarsest clast fraction is followed by that of the finer (sand, silt) size

particles, which can infiltrate among the larger clasts, *in situ* displacing their originally close-fitting clast fabric and decreasing the sorting (e.g., COLLINSON 1996). Moreover, intercalation of sandy and pebbly foresets in cross-bedded conglomerates (facies Gp; Figure 4E) are also evidence for fluctuating discharge (REID & FROSTICK 1994). The lenticular conglomerates (Figures 5, 6) are interpreted as small- to medium-size channels (see below).

Relative to the coarse-grained facies association, the

sandstones in the fine-grained facies association are interpreted as sediments that originate from moderate energy currents. The cross-bedded sandstone facies (Sp, St, Sl) are considered here as deposits of down-current migrating, in-channel sand dunes that formed under variable, but overall moderate flow strength, typical during lower discharge periods (Table 1). Because the outcrops are not high-quality, three-dimensional exposures, it is possible that the diverging forests in facies Sp are in fact partially exposed trough cross-beds (facies St), and thus their scarcity is somewhat apparent. Alternatively, the diverging Sp forests may have resulted during waning flow, when flow within the main channel might have bifurcated into shallow and slightly diverging subordinate channels. The preserved maximum thickness of planar cross-beds (~2.3 m) is a reasonable proxy for the minimum height of in-channel bedforms, which in turn can help estimate the palaeo-channel depth. For this, the ratio between the height of sand bars and total bankfull depth in the modern Brahmaputra River is used (MIALL 2006). This ratio is ~0.5, which would imply medium-sized, fairly shallow fluvial channels (MIALL 2006). This estimated value of ~4–5-m-deep channels in the late Badenian is similar to the channel-depth estimates proposed for gravel-bed braided rivers by LUNT et al. (2004). It is worth noting that because in small outcrops the true thicknesses of facies Gm (Figure 2) is difficult to ascertain (see Figure 4F, where without the sandstones lens, the thickness of facies Gm could be overestimated), and thus using the thickness of the conglomerate beds as channel-depth proxies might be misleading.

Massive conglomerates and sandstones (facies Gmm and Sm; Table 1), the well-developed water escape abundance (Figure 7), the abundance of plant fossils and the extremely rare occurrence of desiccation cracks can be taken collectively to indicate rapid sedimentation in a permanently wet, moist, and overall high energy setting that was rarely if ever subjected to major, persistent dry episodes. The clayey siltstones represent the lowest energy deposition in the study area, which likely occurred during waning flows (Table 1). Traditionally in fluvial systems (e.g., MIALI 1985, 1996), such fine-grained facies are associated with overbank sedimentation or within channel settling of suspended sediment during low discharge periods. The predominantly lenticular, often eroded geometry (Figures 8B, 8C) of the facies and its subordinate overall abundance (Figure 2) show that facies Mm is likely associated with settling from suspension within channels. The latter configuration is also supported by the occurrence of the facies as rip-up clasts within coarser grained facies (Gp, Sp) associated with higher energy depositional conditions (Figures 5B, 6D, 8B, 8C).

Discussion

Based on field sedimentological evidence, the volcanoclastics N of Nógrádszakál originated in a high energy alluvial system where extensive gravel sheets and subordinate finer grained (sandy, silty) layers were deposited

within medium-sized, approximately 4–5 m deep, low sinuosity fluvial channels. This high energy alluvial setting was permanently wet, moist, and was subjected to frequent discharge fluctuation but rarely to any persistent desiccation. The fluctuating discharge during the depositional events is also supported by the clast size analysis conducted by TUBA (1985).

Pebble to cobble clast-size populations with the overall characteristics shown in the volcanoclastics N of Nógrádszakál require bedload-carrying, competent transport medium that are common in (but not limited to) steep gradient rivers and on alluvial fans in proximal intermountain regions (RUST 1978, MIALI 1992, CYPLES et al. 2020). Typically, such high energy channels have low sinuosity and form a braided network of unstable, laterally shifting channels (e.g., RUST 1978, MIALI 1992). The mobility of the channels is chiefly driven by the high amount of bedload-transported sediment, which being non-cohesive and sparsely vegetated, becomes repeatedly mobilized and thus impedes the establishment of stable channel margins (e.g., RUST 1978, REID & FROSTICK 1994, MIALI 1992, COLLINSON 1996).

Braided channel networks on alluvial fans and in fluvial systems (including alluvial plains) within the proximal parts of basins deposit sediments with high facies similarity and differentiating their products in sedimentary record remains elusive even if exposed in high quality (i.e., large and 3-dimensional) outcrops (e.g., RUST 1978; HEWARD 1978; MIALI 1978a, b, 1992, 1996, 2006, 2016; RUST & KOSTER 1984; BRIDGE 1993; LUNT et al. 2004; HARVEY et al. 2005; SAMBROOK SMITH et al. 2006, HARTLEY et al. 2010, CYPLES et al. 2020). In case of alluvial fans, especially in large systems, some of the often cited criteria for their identification are: (1) the abrupt facies changes in proximal-to-distal regions, (2) radial palaeocurrent distribution (i.e., low consistency ratio), and (3) higher abundance of mass movement (debris flow) deposits, especially in the proximal regions (e.g., RUST 1978, MIALI 1978b, RUST & KOSTER 1984, VENTRA & CLARKE 2018). The volcanoclastics N of Nógrádszakál do not appear to meet the above criteria for alluvial fans, however excluding the possibility that they formed on an alluvial fan is not warranted, because the current data is limited to a small study area that is lacking high-quality exposures. Even though the uncertainty in determining the exact depositional environment remains high with the available data, it is postulated that the low sinuosity channels were likely part of a proximal braided fluvial system rather than an alluvial fan. This assertion is supported by the varied clast composition in the volcanoclastics, which, albeit in low abundance, contain quartz, chert, quartzite, granite, mica schist and gneiss clasts as well (in addition to the omnipresent andesites). It is possible that the rare non-andesitic clasts may have been sourced by igneous processes as xenoliths from pre-Badenian units. However, this mixed clast composition together with the palaeocurrent indicators are better explained with a heterogenic source area to the ~N and ~E of Nógrádszakál, for which there is ample evidence in the geological make-up of those areas (e.g., borehole Bu-4 in PRAKFAI 1996, also see MINGEO 1987,

PLAŠIENKA 2018). Moreover, a proximal fluvial system at Nógrádszakál is also more likely than an alluvial fan when considering not only the overall thickness of the volcanoclastics but also the dominant palaeocurrent direction in the context of the late Badenian regional palaeogeography (Figure 1A, e.g., KOVÁČ et al. 2017).

The study area appears to have been the downslope extension of the Lysec foothills to the SE as shown by geological characters of the upper Badenian volcanoclastics (i.e., pyroclastics and volcanoclastics) that are exposed NW of Nógrádszakál in southern Slovakia (e.g., BALOGH et al. 1966; KONEČNÝ et al. 1983, 1995; KUN-JÁGER 1997). This is supported by our observation of the southern Slovakian volcanoclastics, which are characterized by an overall clast population that is on average larger, less rounded, more monomictic (with only 1% of clasts being non-andesites). These differences are minor and can be explained by the proximal, more source-ward position (i.e., closer to the Lysec volcano) of the southern Slovakian sites relative to those N of Nógrádszakál (c.f., DAVIES et al. 1978, FISHER & SCHMINCKE 1994, ORTON 1996). Moreover, the pyroclastics (andesitic tuff-breccias, andesitic tuffs, andesitic lapilli tuffs, etc.) that are interbedded with the volcanoclastics (Figure 1B, 1C) are also similar in the two regions and were likely and mainly sourced from the andesites of the Lysec

palaeo-volcano in the late Badenian. The two levels of volcanoclastics occurring within the pyroclastics (Figure 1B, 1C) are explained by the discontinuous eruption history of the Lysec palaeo-volcano, with the volcanoclastics having been mainly deposited in the quiet, inter-eruption episodes, whereas the pyroclastics representing the syn-eruptive times when pyroclastic flows (block-and-ash flows) and also lahars occurred (e.g., KONEČNÝ et al. 1995; KUN-JÁGER 1997; LEXA et al. 2010). As common in active volcanic regions (e.g., DAVIES et al. 1978, FISHER & SCHMINCKE 1994, ORTON 1996), the syn-eruptive deposits on the foothills of the Lysec palaeo-volcano were reworked by powerful alluvial processes, which at least in the sector N of Nógrádszakál, occurred in braided channels that drained initially from ~N to ~S and then from ~E to ~W (Figure 3). The water level fluctuations in these braided channels (Figure 9) were likely driven by discharge fluctuations linked to seasonal variation in precipitation. Moreover, as typical in braided rivers (e.g., RUST 1978; HEWARD 1978; MIALL 1978a, b, 1992, 1996, 2006, 2016; RUST & KOSTER 1984; BRIDGE 1993; LUNT et al. 2004), scouring of channels and transportation of sediments occurred during high flow stages, whereas deposition, via the expansion/generation of gravel sheets and sand bars, took place during low flow stages.

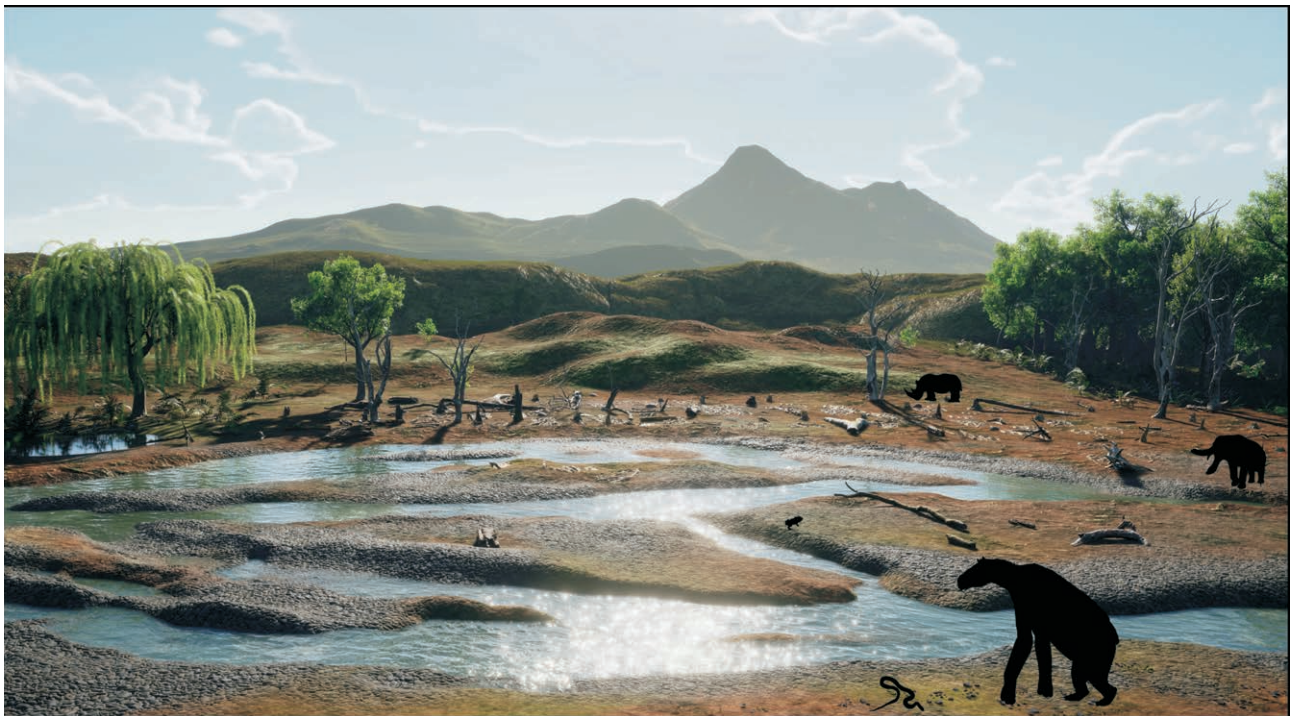


Figure 9. Late Badenian environment N of Nógrádszakál

Foreground: gravel-bed, braided river during moderate flow stage with the outlines of the key terrestrial biota (e.g., megaherbivores, frogs, snakes) including some plant types (e.g., *Ulmus*, *Salix*, *Alnus*). Background: the highest mountain is the temporarily dormant Lysec palaeo-volcano. Fauna silhouettes from PhyloPic.com by Steven TRAVER, Nobu TAMURA, Beth REINKE (adapted under creativecommons.org/licenses/by/3.0/) as well as GASPARIK 2004 with the permission of the author. The animation of the palaeo-environment (without animals) is available here: <https://youtu.be/hUbxilQJNFk>

9. ábra. Késő badeni öskörnyezeti rekonstrukció a mai Nógrádszakáltól északra

Az előtérben közepes vízállással a kavicsos medrű, fonatos folyó a környező élővilág fő képviselőivel, nagy testű növényevőkkel, gerincesekkel (békák, kígyók) és a jellegzetes növényzettel (pl. szil-, fűz-, éger-félék). A háttérben a klasztok forrásául szolgáló, éppen szunnyadó Lysec paleovulkán magasodik. A faunakörvonalak forrása: PhyloPic.com (Steven TRAVER, Nobu TAMURA, Beth REINKE munkái, creativecommons.org/licenses/by/3.0/) és GASPARIK 2004 (a szerző engedélyével). Az öskörnyezeti rekonstrukció animációja (állatok nélkül) itt tekinthető meg: <https://youtu.be/hUbxilQJNFk>

The abundance and the large size of allochthonous fossil wood in the volcanoclastics N of Nógrádszakál (for their distribution and maximum size, also see PRAKFAI 2012) are taken as evidence for destructive natural events (e.g., volcanic eruptions, high magnitude floods) that were capable of uprooting and transporting mature trees. Additionally, those fossil wood fragments that have charred/coalified outer crusts as well as the charred plant debris (*Figure 8A*) could indicate wildfires, which have been linked to massive sedimentation events in the geological record not only in volcanically active areas but also in regions of high plant productivity (e.g., BELCHER et al. 2013, MUIR et al. 2015, BORDY et al. 2018). As it is evident from the abundance and richness of plant fossils (KORDOS-SZAKÁLY 1984a, b) and well as the megaherbivore remains (GAÁL 1905, SCHLESINGER 1922, GASPARIK 2001, HÍR 1993) collected in the study area, the Nógrádszakál landscape in the late Badenian was lushly vegetated (*Figure 9*) and thus supplied abundant accumulations of dry biomass, which could fuel potential wildfires.

As illustrated by the regional palaeogeography (e.g., KARÁTON et al. 2001, KOVÁČ et al. 2017, DI CAPUA et al. 2021) as well as the marine affinity of the oldest fossils (e.g., ray and shark teeth, sponge spicules – HÍR 1993) recovered from the basalmost volcanoclastics N of Nógrádszakál, the late Badenian palaeoshoreline was in the southern proximity. However, with time, due to the intensification of the Lysec volcanic activities and regional geodynamics (e.g., KONEČNÝ et al. 1995, KOVÁČ et al. 2017), the shoreline migrated further south, and this increased the relative proportion of continental depositional settings in this region. In addition, similar middle Miocene volcano-sedimentary settings have been reconstructed at the southern foothills of the Štiavnica Stratovolcano and Vtáčnik Volcanic Field (e.g., Zlaté Moravce Formation; ŠARINOVÁ et al. 2018). Moreover, a coastal upper Badenian setting was documented at the foothills of the Visegrád–Börzsöny–Burda Volcanic Field as well (NOVÁKOVÁ et al. 2020). In the view of the regional paleogeography (*Figure 1A*), and the paleo-currents documented here (*Figure 3*), it is possible that the late Badenian braided fluvial system near Nógrádszakál continued towards west-southwest, until it reached the shoreline of the North Central Paratethys Sea.

With the available data, it is difficult to ascertain temporal changes from the lower to the upper volcanoclastic levels N of Nógrádszakál, however the larger clast size (*Figure 2*) and eastward directed palaeoflow (*Figure 3*) are noted in the upper level. This could be explained with the changes in drainage both in its intensity and direction. The cause of the drainage direction change remains elusive. It may be linked to voluminous volcanic detritus supply (e.g., MANVILLE et al. 2007, 2009; MAJOR 2020), a climate that became wetter, tectonics that increased the regional palaeo-slope gradients or a combination of these effects. The sedimentological evidence in the study area is not suitable to meaningfully demonstrate any climate change. Without attempting to promote a single occurrence of desiccation cracks as climate proxy, it is noted that these sedimentary

structures only occur in the upper level. The onset of a wetter climate during the deposition of the studied stratigraphic interval is to some extent supported by the palaeobotanical findings of KORDOS-SZAKÁLY (1984b, p. 55), who showed that relative to the lowermost level, the middle pyroclastic level (sampled in the Páris-patak Valley) revealed a more varied and allochthonous plant fossil assemblage that also contains taxa requiring wetter conditions, in proximity of water (in addition to evergreen taxa and those needing riparian conditions as well as “drier soil and a slope with southern exposure”). The potential increase in slope relief also might be connected to uplift in the northern part of the Pannonian Basin. This could have been related to large-scale processes like mantle upwelling below the volcanic edifice (e.g., HARANGI & LENKEY 2007, HARANGI & LUKÁCS 2019) or to smaller-scale tilting and uplift of footwall blocks between extensional half grabens (e.g., FODOR et al. 1999, BALÁZS et al. 2018, BEKE et al. 2019, ŠUJAN et al. 2021).

Conclusion

The upper Badenian volcanoclastics, comprising pyroclastics and volcanoclastics exposed N and NW of Nógrádszakál in Hungary and southern Slovakia, respectively, are the deposits that formed during syn- and inter-eruptive depositional phases of the late Badenian Lysec volcano. The sedimentological characteristics of the volcanoclastics N of Nógrádszakál show that the andesite conglomerate-dominated, fining-upwards successions were deposited as gravel sheets and sand bars in a high energy braided fluvial system with medium-sized, ~4–5 m deep, low sinuosity channels. Initially, the drainage was southwards but with time it became westwards directed. The alluvial setting was permanently wet, moist, and was subjected to discharge fluctuations, likely during large, seasonal downpour events. The lushly vegetated landscape was not only home to megaherbivores, frogs and snakes, but also to a diverse and rich plant population that supplied fuel to potential wildfires and abundant woody debris that was entombed in the alluvial sediments.

Acknowledgements

We dedicate this paper to our late professor, colleague and friend András NAGYMAROSY, who introduced us to the Badenian geological history of this region and supported us in our fledging geological careers. Special thanks are due to Róbert NAGY for assistance in generating the animation of the palaeo-environmental reconstruction in World Machine. This paper benefitted from discussions with László FODOR, Árpád MAGYARI, László CSONTOS, László KORDOS, Mihály GASPARIK and Frici PUSZTA. We thank reviewers Samuel RYBÁR and Andrea DI CAPUA, as well as editor László FODOR for their constructive comments. Opinions expressed and conclusions arrived at are the responsibility solely of the authors. During the research, EB was a Hungarian Republic bursar.

References–Irodalom

- BALÁZS, A., MATENCO, L., VOGT, K., CLOETINGH, S. & GERYA, T. 2018: Extensional polarity change in continental rifts: Inferences from 3D numerical modeling and observations. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **123**, 8073–8094. <https://doi.org/10.1029/2018JB015643>
- BALOGH K., BARTKÓ L., LÁNG S. & SZÜCS L. 1966: Magyarázó Magyarország M=1:200 000-es földtani térképsorozatához M-34-XXXII, Salgótarján. – Magyar Államib Földtani Intézet, Budapest 155 p.
- BARTKÓ L. 1952: A salgótarjáni barnaköszén medence ÉNy-i részének földtani viszonyai. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1948-ról*, Budapest, 101–110.
- BEKE, B., FODOR, L., MILLAR, L. & PETRIK, A. 2019: Deformation band formation as a function of progressive burial: depth calibration and mechanism change in the Pannonian Basin (Hungary). – *Marine and Petroleum Geology* **105**, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.006>
- BELCHER, C. M., COLLINSON, M. E. & SCOTT, A. C. 2013: A 450-million-year history of fire. – In: BELCHER C. M. (ed.): *Fire Phenomena and the Earth System: An Interdisciplinary Guide to Fire Science*. – John Wiley & Sons, Oxford, 229–249. <https://doi.org/10.1002/9781118529539.ch12>
- BOGSCH L. 1942: A Litke–Rákospuszta–Nógrádszakál közötti terület földtani viszonyai. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38/2*, 1101–1110.
- BORDY, E. M., BOWEN, D. A., MOORE, J., GARNETT, M. H. & TSIKOS, H. 2018: A Holocene “Frozen Accident”: Sediments of Extreme Paleofloods and Fires in the Bedrock-Confined Upper Huis River, Western Cape, South Africa. – *Journal of Sedimentary Research* **88**, 696–716. <https://doi.org/10.2110/jsr.2018.29>
- BRIDGE, J. S. 1993: The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. – In: BEST J. L. & BRISTOW C. S. (eds): *Braided Rivers. Special Publications Geological Society of London* **75**, 13–71. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.075.01.02>
- CHERNYSHV, I. V., KONEČNÝ, V., LEXA, J., KOVALENKER, V. A., JELEŇ, S., LEBEDEV, V. A & GOLTSMAN, Y. V. 2013: K–Ar and Rb–Sr geochronology and evolution of the Štiavnica Stratovolcano (Central Slovakia). – *Geologica Carpathica* **64**, 327–351. <https://doi.org/10.2478/geoca-2013-0023>
- COLLINSON, J. D. 1996: Alluvial sediments. – In: READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Practices and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 37–82.
- CYPLES, N. N., IELPI, A. & DIRSZOWSKY, R. W. 2020: Planform and stratigraphic signature of proximal braided streams: remote-sensing and ground-penetrating-radar analysis of the Kicking Horse River, Canadian Rocky Mountains. – *Journal of Sedimentary Research* **90**, 131–149. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.6>
- DASGUPTA, P. 2002: Determination of paleocurrent direction from oblique sections of trough cross-stratification – a precise approach. – *Journal of Sedimentary Research* **72**, 217–219. <https://doi.org/10.1306/050401720217>
- DAVIES, D. K., VESSELL, R. K., MILES, R. C., FOLEY, M. G. & BONIS, S. B. 1978: Fluvial transport and downstream sediment modification in an active volcanic region. – In: MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology. Memoir of the Geological Survey of Canada* **5**, 61–84.
- DI CAPUA, A., BARILARO, F., SZEPESI, J., LUKÁCS, R., GÁL, P., NORINI, G., Sulpizio, R., Soós, I., HARANGI, S. & GROPELLI, G., 2021: Correlating volcanic dynamics and the construction of a submarine volcanogenic apron: An example from the Badenian (Middle Miocene) of North-Eastern Hungary. – *Marine and Petroleum Geology* **126**, p. 104944. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104944>
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE H.-U. 1994: Volcaniclastic sediment transport and deposition. – In: PYE, K. (ed.): *Sediment Transport and Deposition Processes*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 351–384.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.15>
- GASPARIK, M. 2001: Neogene proboscidean remains from Hungary: an overview. – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **19**, 61–67.
- GASPARIK M. 2004: Magyarországi neogén és alsó-pleisztocén Proboscidea maradványok. – *Doctoral thesis*, ELTE TTK Őslénytani Tanszék, Budapest, 1–129.
- GAÁL I. 1905: Adatok az Osztroski-Vepor andesit-tufáinak mediterrán faunájához. – *Földtani Közöny* **35/6–7**, 288–313.
- HÁMOR G. 1985: A Nógrád-cserhádi kutatási terület földtani viszonyai. – *Geologica Hungarica Series Geologica* **22**, 307 p.
- HÁMOR G. 1997: A magyarországi miocén fejlődéstörténete és ősföldrajza. – In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 231–250.
- HARANGI, SZ. & LENKEY, L. S. 2007: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. – In: BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds): *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. Special Paper of the Geological Society of America* **418**, 67–92. [http://dx.doi.org/10.1130/2007.2418\(04\)](http://dx.doi.org/10.1130/2007.2418(04))
- HARANGI SZ. & LUKÁCS R. 2019: A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. – *Földtani Közöny* **149**, 197–232. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.197>
- HARTLEY, A. J., WEISSMANN, G. S., NICHOLS, G. J. & WARWICK, G. L. 2010: Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. – *Journal of Sedimentary Research* **80**, 167–183. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.016>
- HARVEY, A. M., MATHER, A. E. & STOKES, M. 2005: Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics—introduction. A review of alluvial-fan research. – *Special Publications Geological Society of London* **251**, 1–7. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2005.251.01.01>

- HEWARD, A. P. 1978: Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B Coalfields, Northern Spain. – In: MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology. Memoir of the Geological Survey of Canada* **5**, 669–702.
- HIGH, L. R. & PICARD, M. D. 1974: Reliability of cross-stratification types as paleocurrent indicators in fluvial rocks. – *Journal of Sedimentary Research* **44**, 158–168. <https://doi.org/10.1306/74d729af-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- HÍR, J. 1993: Presence of *Chalcotherium grande* (Blainville, 1849) (*Mammalia*, *Perissodactyla*) in the Paris Valley at Nógrádszakál. – *Nógrád Megyei Múzeumok Évkönyve* **1993**, 233–246.
- HÍR, J. 2013: Early and Middle Miocene (MN5-MN6) transitional rodent fauna from Litke (North Hungary, Nógrád County). – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **30**, 101–137.
- HÍR, J., VENCZEL, M., CODREA, V., ANGELONE, C., VAN DEN HOEK OSTENDE, L.W., KIRSCHER, U. & PRIETO, J. 2016: Badenian and Sarmatian s. str. from the Carpathian area: Overview and ongoing research on Hungarian and Romanian small vertebrate evolution. – *Comptes Rendus Palevol* **15**, 863–875. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2016.08.001>
- HUDÁČKOVÁ, N., HOLCOVÁ, K., HALÁSOVÁ, E., KOVÁČOVÁ, M., DOLÁKOVÁ, N., TRUBAČ, J., RYBÁR, S., RUMAN, A., STÁREK, D., ŠUJAN, M., JAMRICH, M. & KOVÁČ, M. 2020: The Pannonian Basin System northern margin paleogeography, climate, and depositional environments in the time range during MMCT (Central Paratethys, Novohrad–Nógrád Basin, Slovakia). *Palaeontologia Electronica* **23/3**, a50. <http://dx.doi.org/10.26879/1067>
- KARÁTSON, D., CSONTOS, L., HARANGI, S., SZÉKELY, B. & KOVÁCSVÖLGYI, S. 2001: Volcanic successions and the role of destructional events in the Western Mátra Mountains, Hungary: implications for the volcanic structures. – *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **7**, 79–92. <http://dx.doi.org/10.3406/morfo.2001.1092>
- KERCSMÁR Zs. (szerk.), BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I. & SZTANÓ O. 2015: *Magyarország felszíni képződményeinek földtana. Magyaró Magyarország földtani térképéhez (1:500 000)*. – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.
- KONEČNÝ, V. & LEXA, J. 2002: Evolution of the Central Slovakia Neogene Volcanic Field related to the horst/graben structure. – *Proceedings of XVIIth Congress of CBGA, Bratislava*, 1–4.
- KONEČNÝ, V., LEXA, J. & PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigraphy of the Central Slovakian Volcanic Field. – *Západné Karpaty Séria Geológia* **9**, 1–203.
- KONEČNÝ, V., LEXA, J. & HOJSTRIČOVÁ, V. 1995: The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. – *Acta Vulcanologica* **7**, 63–78.
- KORDOS-SZAKÁLY, M. 1984a: Stratigraphical revision of some Hungarian Badenian–Sarmatian floras. – *Studia Botanica* **18**, 59–63.
- KORDOS-SZAKÁLY, M. 1984b: New data to the Miocene flora of Nógrádszakál (Hungary). – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **76**, 43–63.
- KOVÁČ, M., HUDÁČKOVÁ, N., HALÁSOVÁ, E., KOVÁČOVÁ, M., HOLCOVÁ, K., OSZCZYPKO-CLOWES, M., BÁLDI, K., LESS, G., NAGYMAROSY, A., RUMAN, A. & KLUČIAR, T. 2017: The Central Paratethys palaeoceanography: a water circulation model based on microfossil proxies, climate, and changes of depositional environment. – *Acta Geologica Slovaca* **9**, 75–114. http://www.geopaleo.fns.uniba.sk/ageos/articles/abstract.php?path=kovac_et_al&vol=9&iss=2
- KUN-JÁGER E. 1997: Terepi szedimentológiai vizsgálatok és ősföldrajzi rekonstrukció Nógrádszakálon és környékén. – *MSc dissertation*, ELTE TTK Földtani Tanszék, Budapest, 1–90. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.14602386.v1>
- LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M. J., BONIN, B. & BATEMAN, P. (eds) 2005: *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. – Cambridge University Press, 256 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
- LEXA, J., SEGHEDI, I., NÉMETH, K., SZAKÁCS, A., KONEČNÝ, V., PÉCSKAY, Z., FÜLÖP, A. & KOVÁCS, M. 2010: Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. – *Central European Journal of Geosciences* **2**, 207–270. <https://doi.org/10.2478/v10085-010-0024-5>
- LUNT, I. A., BRIDGE, J. S. & TYE, R. S. 2004: A quantitative, three dimensional depositional model of gravelly braided rivers. – *Sedimentology* **51**, 377–414. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00627.x>
- MANDIĆ, O., SANT, K., KALLANXHI, M. E., ČORIĆ, S., THEOBALT, D., GRUNERT, P., DE LEEUW, A. & KRIJGSMAN, W. 2019: Integrated bio-magnetostratigraphy of the Badenian reference section Ugljevik in southern Pannonian Basin – implications for the Paratethys history (middle Miocene, Central Europe). – *Global and Planetary Change* **172**, 374–395. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.10.010>
- MAJOR, J. J., 2020: Mount St. Helens at 40. – *Science* **368**(6492), 704–705. <https://doi.org/10.1126/science.abb4120>
- MANVILLE, V., HODGSON, K. A. & NAIRN, I. A., 2007: A review of break out floods from volcanogenic lakes in New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **50**, 131–150. <https://doi.org/10.1080/00288300709509826>
- MANVILLE, V., NÉMETH, K. & KANO, K. 2009: Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. – *Sedimentary Geology* **220**, 136–161. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.022>
- MIALL, A. D. 1974: Paleocurrent analysis of alluvial sediments; a discussion of directional variance and vector magnitude. – *Journal of Sedimentary Research* **44**, 1174–1185. <https://doi.org/10.1306/212f6c6c-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- MIALL, A. D. 1978a: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – In: MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology. Memoir of the Geological Survey of Canada* **5**, 597–604.
- MIALL, A. D. 1978b: Fluvial Sedimentology: a historical review. – In: MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology. Memoir of the Geological Survey of Canada* **5**, 1–49.
- MIALL, A. D. 1985: Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Earth-Science Reviews* **22**, 261–308. <https://doi.org/10.2110/scn.85.19.0033>
- MIALL, A. D. 1988: Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. – *Sedimentary Geology* **55**, 233–262. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90133-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90133-9)
- MIALL, A. D. 1992: Alluvial deposits. – In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds): *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 119–142.
- MIALL, A. D. 1996: *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. – Berlin, Springer-Verlag, 582 p. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(96\)00081-4](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(96)00081-4)

- MIALL, A. D. 2006: How do we identify big rivers? And how big is big? – *Sedimentary Geology* **186**, 39–50. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.10.001>
- MIALL, A. D. 2016: *Stratigraphy: A Modern Synthesis*. – Springer-Verlag, Berlin, 454 p. https://doi.org/10.1007/978-3-319-24304-7_7
- MINGEO 1987: Nógrádszakál reménybéli mélyművelésű barnakőszénterület előkutatási terve. – MGSz Salgótarjáni Kirendeltség, Salgótarján, 1–19.
- MUIR, R., BORDY E. M. & PREVEC, R. 2015: Lower Cretaceous deposit reveals first evidence of a post-wildfire debris flow in the Kirkwood Formation, Algoa Basin, Eastern Cape, South Africa. – *Cretaceous Research* **56**, 161–179. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.04.005>
- NOVÁKOVÁ, P., RYBÁR, S., ŠARINOVÁ, K., NAGY, A., HUDÁČKOVÁ, N., JAMRICH, M., TEODORIDIS, V., KOVÁČOVÁ, M., ŠUJAN, M., VLČEK, T. & KOVÁČ, M. 2020: The late Badenian – Sarmatian (Serravallian) paleoenvironmental transition, calibrated by sequence stratigraphy (Eastern Danube Basin). – *Geologica Carpathica* **71**, 291–313. <https://doi.org/10.31577/geolcarp.71.4.1>
- NOSZKY, J. 1923: A Cserhától északra levő terület földtani viszonyai. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1917–19-ről*, Budapest, 48–60.
- NOSZKY, J. ID., HERRMANN M. & NEMESNÉ VARGA S. 1952: A kelet-nógrádi andezitek. – *Földtani Közlemény* **82**, 8–36.
- ORTON, G. J. 1996: Volcanic environments. – In: READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 485–567.
- PÉCSKAY Z. 2012: A K/Ar kormeghatározási módszer alkalmazása harmadidőszaki vulkáni területek geokronológiai kutatásában. – *Doctoral thesis of the Hungarian Academy of Sciences, MTA Atomki*, 238 p. <http://real-d.mtak.hu/514/>
- PLAŠIENKA, D. 2018: Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: How large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. – *Tectonics* **37**, 2029–2079. <https://doi.org/10.1029/2017TC004779>
- PRAKFAI P. 1996: *A nógrádszakáli csevice kutatástörténete és földtana*. – MSzG Salgótarjáni Kirendeltség, Salgótarján, 1–34.
- PRAKFAI P. 2012: *A nógrádszakáli fatörzslenyomat-barlangok, kutatástörténete, földtana és genetikája*. – Polar Studio, 22 p.
- REID, I. & FROSTICK, L. E. 1994: Fluvial sediment transport and deposition. – In: PYE, K. (ed.): *Sediment Transport and Deposition Processes*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 89–144.
- RUST, B. R. & KOSTER, E. H. 1984: Coarse Alluvial Deposits. – In: WALKER, R. G. (ed.): *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series 1, 53–70.
- RUST, B. R. 1972: Structures and process in a braided river. – *Sedimentology* **18**, 221–245. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1972.tb00013.x>
- RUST, B. R. 1978: Depositional models for braided alluvium. – In: MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology. Memoir of the Geological Survey of Canada* **5**, 605–626.
- ŠARINOVÁ, K., RYBÁR, S., HALÁSOVÁ, E., HUDÁČKOVÁ, N., JAMRICH, M., KOVÁČOVÁ, M. & ŠUJAN, M. 2018: Integrated biostratigraphical, sedimentological and provenance analyses with implications lithostratigraphic ranking: the Miocene Komjatice Depression of the Danube Basin. – *Geologica Carpathica* **69**, 382–409. <https://doi.org/10.1515/geoca-2018-0023>
- SAMBROOK SMITH, G. H., BEST, J. L., BRISTOW, C. S. & PETTS, G. 2006: Braided rivers: where have we come in 10 years? Progress and future needs. – In: SAMBROOK SMITH, G. H., BEST, J. L., BRISTOW, C. S. & PETTS, G. E. (eds): *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management. Special Publication of the International Association of Sedimentologists* **36**, 1–10. <https://doi.org/10.1002/9781444304374.ch1>
- SCHLESINGER, G. 1922: Die Mastodonten der Budapest Sammlungen: Untersuchungen über Morphologie, Phylogenie, Ethologie und Stratigraphie europäischer Mastodonten. – *Geologica Hungarica* **2/1**, 1–284.
- SMITH, N. D. 1974: Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. – *Journal of Geology* **82**, 205–223. <https://doi.org/10.1086/627959>
- STEEL, R. J & THOMPSON, D. B. 1983: Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (“Bunter” Pebble Beds) in the Sheiwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. – *Sedimentology* **30**, 341–367. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00677.x>
- ŠUJAN, M., RYBÁR, S., KOVÁČ, M., BIELIK, M., MAJČIN, D., MINÁR, J., PLAŠIENKA, D., NOVÁKOVÁ, P. & KOTULOVÁ, J. 2021: The polyphase rifting and inversion of the Danube Basin revised. – *Global and Planetary Change* **196**, p. 103375. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103375>
- TUBA L. 1985: Földtani térképezés és szedimentológiai vizsgálatok a nógrádszakáli Párizs-patak völgyében és környékén. – *MSc dissertation, ELTE TTK Földtani Tanszék*, Budapest, 1–113.
- VARGA L. 1994: A magyarországi neogén orrszarvú-félék rendszertani és rétegtani értékelése. – *MSc dissertation, ELTE TTK Őslénytani Tanszék*, Budapest, 1–74.
- VASS, D. 2002: *Lithostratigraphy of Western Carpathians: Neogene and Buda Paleogene*. – Státny geologický ústav Dionýza Stúra.
- VASS, D., MILIČKA, J., PERESZLÉNYI, M. & ELEČKO, M. 2005: Lower Miocene coal measures buried by the Krupinská planina Plateau volcanics (southern Slovakia). – *Bulletin of Geosciences* **80**, 105–112.
- VENTRA, D. & CLARKE, L. E. 2018: Geology and geomorphology of alluvial and fluvial fans: current progress and research perspectives. – *Geological Society, London, Special Publications* **440**, 1–21. <https://doi.org/10.1144/SP440.16>
- VENCZEL, M. & HÍR, J. 2015: Lissamphibians and squamate reptiles from the early middle Miocene of Litke, Northern Hungary. – *Geobios* **48**, 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2015.09.001>
- ZELENKÁ, T., BALÁZS, E., BALOGH, K., KISS, J., KOZÁK, M., NEMESI, L., PÉCSKAY, Z., PÜSPÖKI, Z., RAVASZ, Cs., SZÉKY-FUX, V. & ÚJFALUSSY, A. 2004: Buried Neogene volcanic structures in Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **47**, 177–219. <https://doi.org/10.1556/ageol.47.2004.2-3.6>
- ZELENKÁ T. 2010: A Mátra hegység paleogén és neogén vulkanizmusa. – In: BARÁZ Cs., DUDÁS Gy., HOLLÓ S., SZUROMI L. & VOJTKÓ A. (szerk.): *A Mátrai Tájévédelmi Körzet Heves és Nógrád határán*. Bükk Nemzeti Park, Eger 27–38.

Késő negyedidőszaki szeizmikus aktivitás nyomai futóhomokban, a Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzónában

KONRÁD Gyula, SEBE Krisztina & HALÁSZ Amadé

Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi és Földtudományi Intézet, Földtani és Meteorológiai Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.
konradgyula@t-email.hu, sebe@gamma.ttk.pte.hu (ORCID 0000-0002-4647-2199), ahalasz@gamma.ttk.pte.hu (ORCID 0000-0003-4582-8883)

Traces of late Quaternary seismic activity in aeolian sand in the Dunaszentgyörgy–Harta Fault Zone, Hungary

Abstract

In Upper Pleistocene wind-blown sands exposed in the trenches Pa-21-I and -II, excavated in the framework of the geological research program of the Paks II nuclear power plant extension project, multiple features have been recorded which can be linked to seismic events.

The features can be classified into two groups: plastic soft-sediment deformations and fractures. The first group is represented by asymmetric, inclined or overturned folds and by water escape structures, which are restricted to narrow stratigraphic intervals. Liquefaction-induced deformations could have been produced by earthquakes of a minimum magnitude 5. Based on their orientation, steepness, inner structure and location, the fractures can be linked to the activity of the Dunaszentgyörgy–Harta Fault Zone, a major transensional structure in central Hungary, and fit into the fault pattern interpreted from seismic reflection profiles. The structures deform sands with an age of approximately 20 ka derived from OSL measurements, thus they prove the late Quaternary activity of the fault zone. Based on the upward penetration of fractures and the position of soft-sediment deformation levels, three seismic events can be inferred. Earthquake recurrence times can be estimated to be of the order of magnitude of around 1 ky. Next to the fractures, sand layers may have experienced a few cm of deformation, and a few cm of extension may have happened along the fractures as well. However, no vertical or horizontal relative displacement of the sand bodies on the two sides of the fractures can be detected. A possible explanation is that displacement at depth was accommodated within thick loose sediments near the surface, over a wide stratigraphic interval, and thus the surface did not get deformed. Most of the documented fractures are probably not direct continuations of fault branches, but instead are dilation fractures or sand injections formed indirectly by earthquake waves above the faults.

Keywords: Paks, neotectonics, seismite, sedimentary structure, late Quaternary, palaeoseismology

Összefoglalás

A Paks II atomerőművi beruházás földtani kutatási programja keretében mélyített Pa-21-I és -II kutatóárokban olyan szerkezeteket észleltünk felső pleisztocén futóhomokban, amelyek kialakulása szeizmikus eseményekhez köthető.

A feltárt szeizmotektonikus jelenségek két csoportba sorolhatók: képlékeny (laza üledékes) deformációk és törések. A képlékeny deformációs szerkezetek aszimmetrikus ferde vagy átbuktatott redőkként, valamint vízkiszökéses szerkezetként jelennek meg egy-egy rétegekben. A törések csapásuk, meredekségük, belső szerkezetük és elhelyezkedésük alapján a Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzóna aktivitásához kapcsolódnak, igazolva a szeizmikus mérések értelmezését. A deformációk legalább 5-ös magnitúdójú földrengések eredményeként jöhettek létre. A földrengések késő pleisztocén – OSL mérések alapján ~20 ezer éves – rétegeket érintettek. A rétegsorban a dokumentált törések felharapozási szintjei és a képlékenyen deformált szintek alapján három szeizmikus esemény valószínűsíthető. A földrengés-visszatérési idő nagyságrendje ezerévesnek becsülhető. A törések közvetlen környezetében a homokrétegek néhány centiméteres, ritkábban deciméteres helyi deformációja figyelhető meg, illetve a törések mentén legfeljebb néhány cm-es dilatáció történhetett, de a törés két oldalán lévő homoktesteknek egymáshoz képest függőleges vagy vízszintes elvetése nem mutatható ki. Ennek oka lehet, hogy az alaphegységben és az idősebb kainozoos kőzetekben még egyértelmű elmozdulást okozó vetőzóna deformációja a felszínközeli laza, konszolidálatlan üledékekben eloszlik. A dokumentált hasadékok legtöbbször valószínűleg nem a vetőágak közvetlen, felszínig hatoló folytatása, hanem közvetetten, a földrengéshullámok hatására kialakult tágulásos hasadék, illetve benyomulásos telér.

Tárgyszavak: Paks, neotektonika, szeizmit, üledékszerkezet, késő negyedidőszak, paleoszeizmológia

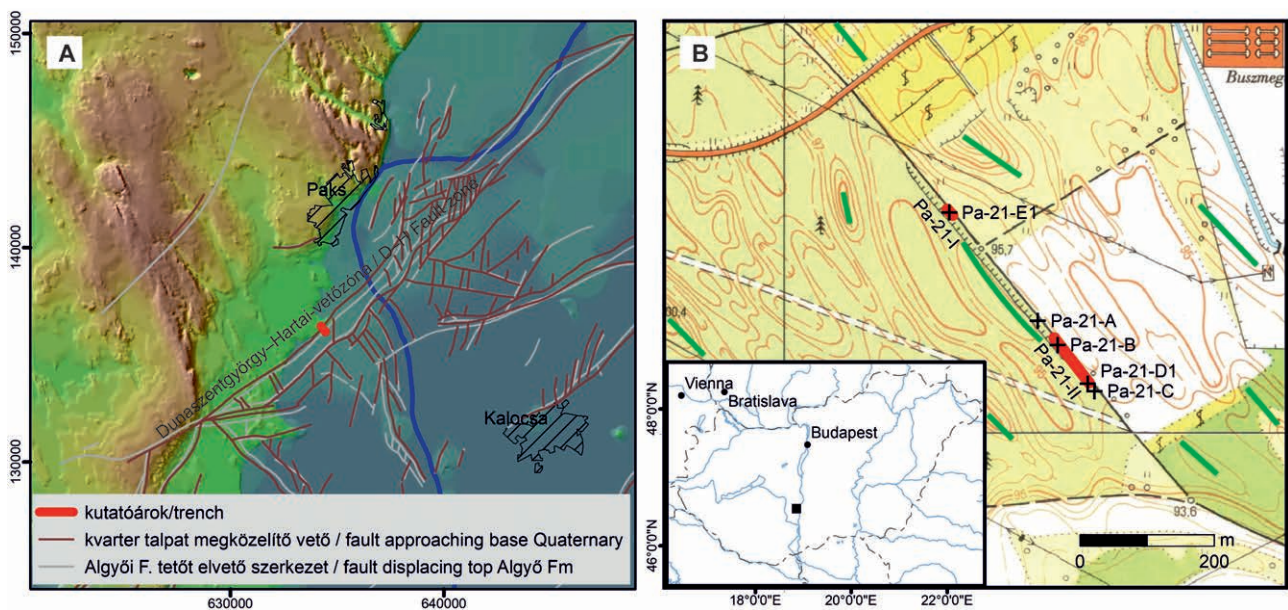
Bevezetés

Írásunkkal – bemutatva a Paks közeli, késő negyedidőszaki szerkezeti aktivitást bizonyító tektonikai elemeket – tisztelgünk HORVÁTH Ferenc professzor emléke előtt, aki munkatársaival már a kilencvenes években kimutatta a terület neotektonikai aktivitását (TÓTH & HORVÁTH 1997, 1999).

A Paks II atomerőművi beruházás földtani kutatási programjának elsődleges célja volt meghatározni, hogy milyen mértékű földtani veszélyekre kell a létesítményt méretezni. E program keretében kutatóárokban vizsgáltuk a legfiatalabb üledékeket, hogy feltárjuk esetleges tektonikus mozgások nyomait. A vizsgálatok elsődleges tárgya a területet átszelő Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzóna volt (HORVÁTH et al. 2019) (1. ábra A), feltárandó annak negyedidőszaki aktivitását.

vetőkutató sekélyfúrások (1. ábra B) tanúsága szerint 3–9 m vastag futóhomok borítja. Alatta 25–33 m felszín alatti mélységig a Duna negyedidőszaki üledékei (homok, kavics) húzódnak. A II. árok alatt a folyóvízi összlet fekéjében a Tengelici Vörösagyag Formáció található akár 10 m-t meghaladó vastagságban, az I. árok alatt ez hiányzik. Ezek után minden fúrásban a Pannon-tó üledékei (felső miocén Újfalui Formáció) következnek.

A két kutatóárokot (Pa-21-I és Pa-21-II) a Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzóna csapására merőlegesen, egy földtani mentén, a terület morfológiáját meghatározó futóhomokbuckák hossz tengelyével közel párhuzamosan telepítettük (1. ábra). A két árok egy vonalban készült, 310–130° és 320–140° csapásirányban (1. táblázat). A tereprendevezéssel járó humuszeltakarítást követően 2 m mélységig mélyültek, így



1. ábra. A kutatóárok (pirossal jelölve) helyszínrajza. A) A helyszín HORVÁTH et al. (2019) vetőtérképén; B) a közvetlen környezet térképe. A zöld vonalak futóhomokbuckák tengelyét jelzik

Figure 1. Location of the trenches (red). A) Location in the fault map of HORVÁTH et al. (2019); B) the immediate surroundings. Green lines indicate axes of aeolian sand dunes

A földtani és geomorfológiai térképezés és a szeizmikus kutatás eredményei alapján kitűzött vetőkutató fúrások mélyítését követően lehetett megtervezni azon árkokat, amelyekben a felszínközeli rétegeket is érintő szerkezeti hatások előfordulása valószínűsíthető volt (1. ábra). Nem sok reményt fűztünk tektonikai elemek feltárásához negyedidőszaki rétegekben – különösen futóhomokban –, de várakozásunkkal ellentétben a kiválóan rétegzett üledékben minden utólagos hatásra bekövetkezett deformáció észlelhető volt (HALÁSZ et al. 2016). Jelen cikkben ezeket a deformációkat mutatjuk be és értelmezzük.

Vizsgálati helyszín, alkalmazott módszerek

A tágabb terület földtani viszonyait HORVÁTH et al. (2019) ismerteti. Az árkok közvetlen környezetében a felszínt a

az eredeti felszíntől számítva az árkok talp –3 méterben volt. Az eredeti felszíntől számított első métert 3,5 m szélességben, az azt követő 2 métert 1,5 m (Pa-21-I), illetve 1 m (Pa-21-II) szélességben mélyítették. A Pa-21-I árok 12 m hosszúságban készült el, a 84 m hosszúságú Pa-21-II árok kialakítása egyenes nyomvonal mentén, 12 méteres szakaszokban, 66 cm mély fogásokkal zajlott (2. ábra).

Az árkok felső szakaszát munkagép mélyítette, majd a munkát kéziszerszámokkal folytatták. Dokumentálás után az oldalfalakat pallókkal biztosították, így mindig csak a legalsó feltárt szakasz volt látható. Dokumentálás előtt – különösen a szerkezeti jelenségek előfordulási helyein – további felülettisztítást végeztünk. Az egyenes vonalban készült árkok sarokpontjait geodéziai bemérés határozta meg (1. táblázat). A szerkezeti elemekhez az első észleléskor azonosítót rendeltünk, ami az árok ÉNy-i kezdőpontjától méterben mért vízszintes távolság volt. Ebből követ-

I. táblázat. A kutatóárkok sarokpont-koordinátái**Table I.** Co-ordinates of the trench vertices

Árok megnevezése Name of trench		Pa-21-I			Pa-21-II		
Csapás, hosszúság, szélesség Strike, length, width		310° - 130°; 12 m; 1,5 m			320° - 140°; 84 m; 1,0 m		
Sarokpontok Vertices	Vetületi rendszer Projection	Y	X	Z	Y	X	Z
ÉNy/NW	EOV	634241,69	136333,83	94,17	634401,24	136142,59	95,3
	WGS'84	N46° 34' 16,37"	E18° 50' 30,94"		N46° 34' 10,20"	E18° 50' 38,43"	
ÉK/NE	EOV	634242,9	136334,73	94,16	634402,26	136143,36	95,32
	WGS'84	N46° 34' 16,41"	E18° 50' 30,98"		N46° 34' 10,20"	E18° 50' 38,47"	
DNy/SW	EOV	634249,69	136324,82	94,14	634453,46	136075,9	95,28
	WGS'84	N46° 34' 16,08"	E18° 50' 31,31"		N46° 34' 08,04"	E18° 50' 40,88"	
DK/SE	EOV	634250,8	136325,68	94,17	634454,57	136076,81	95,31
	WGS'84	N46° 34' 16,12"	E18° 50' 31,36"		N46° 34' 08,07"	E18° 50' 40,97"	

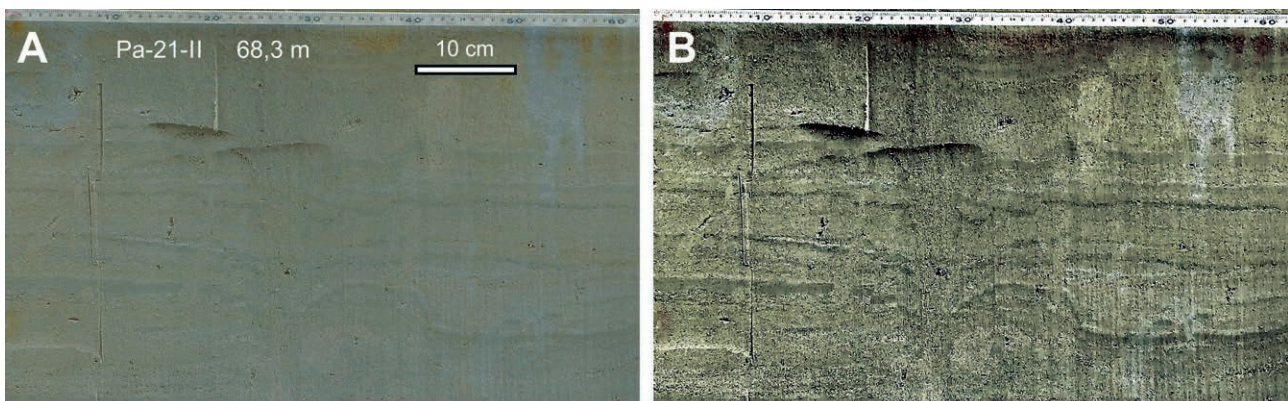


2. ábra. A Pa-21-II árok mélyítésének negyedik szakasza a harmadik mélységi fogással. A második szint már támfallal biztosított

Figure 2. Excavation of the fourth horizontal and third vertical segment of the Pa-21-II trench. The upper segment is already supported by retaining walls

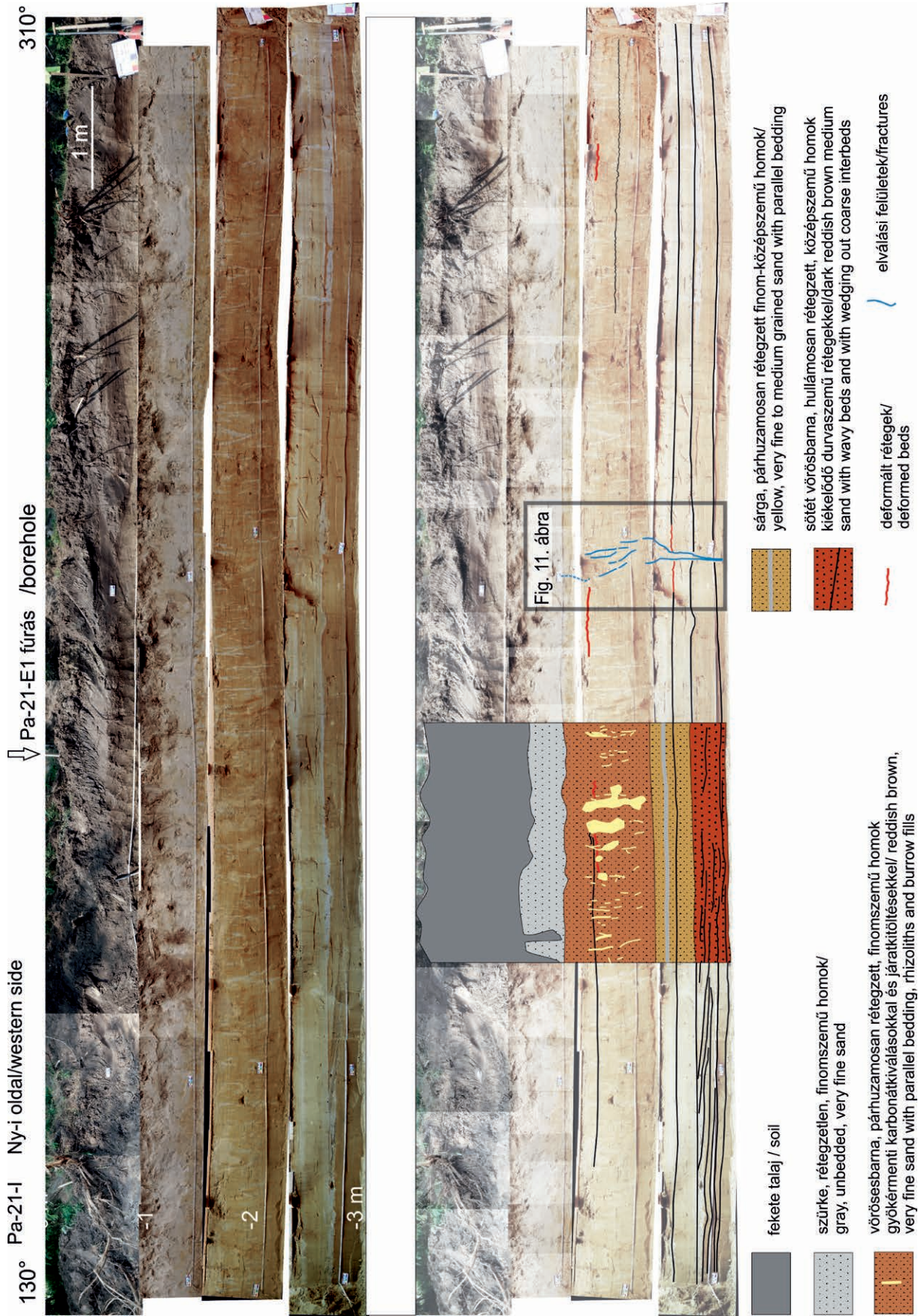
kezik, hogy egy fényképen vagy ábrán a szerkezet – a dőlésszög, a csapásirány és az adott árokszakaszmélységének függvényében változva – nem feltétlenül az azonosítóként szolgáló távolságvértéknél helyezkedik el.

Az árkok falairól és talpáról fényképsorozat készült. A fényképeket Microsoft ICE programmal illesztettük, majd a panorámaképekre rajzolva emeltük ki a megfigyelt részleteket. Az egyöntetűen sárgásszürke rétegsorban jellemzően csak árnyalatnyi különbségek voltak a rétegek között, ezért az is előfordult, hogy egyes szerkezeteket csak az utólag manipulált fényképen ismertünk fel. A 3. ábra szemlélteti, milyenek voltak a láthatósági viszonyok az árokfalban (A), és hogy mennyire lehetett kiemelni a különbségeket – ACDSee Ultimate 9 – fényképszerkesztési módszerekkel (B). Mivel az árok szakaszosan mélyült, és a felső részeket biztonsági okból szádfalazták, az egyes szinteket különböző fényviszonyok mellett fényképeztük, továbbá a dokumentálás során nem volt



3. ábra. Az üledékszerkezetek láthatóságának szemléltetése. A) A Pa-21-II. árokban 68,3 méternél, 2,8 m mélységben látható üledékszerkezet eredeti fényképe; B) ugyanarról a fényképről ACDSee Ultimate 9 programmal készült kontrasztos változat. Értelmezése a 7A ábrán látható

Figure 3. Illustration of the visibility of structures in the sediment. A) Original photo of the structures in trench Pa-21-II at 68.3 m trench length and 2.8 m depth; B) the same photo after contrast enhancement in software ACDSee Ultimate 9. For the interpretation of the photograph, see Figure 7A



4. ábra. A Pa-21-E1 fúrás közelében mélyített Pa-21-I árok nyugati fala kompozit fényképsorozat, alul a megfigyelt szerkezetek kiemelésével. A bekeretezett részletet a 11. ábra mutatja be nagyobb felbontásban. Figure 4. Western wall of the trench Pa-21-I close to the borehole Pa-21-E1. Upper image: photomosaic of the trench wall, lower image: the same, with the observed features marked on the photos. The frame shows the location of Figure 11

idő a fotózáshoz legkedvezőbb fényviszonyok kiváráására, ezért láthatóak expozíciós és szíkülönbségek, illetve árnyékoltos részletek a kiterített árok-szelvények összeillesztett képein.

Ősmaradvány az árkokból nem került elő. Az árkok nyomvonalán mélyült Pa-21-C fúrás (1. ábra) 2,3 és 4,5 méteréből gyűjtött puhatestű-héjtöredékeken az Atomkiban végeztek ¹⁴C-izotóp meghatározást (MOLNÁR & VERES 2016). Ezek a mintákon elősavazásos tisztítást nem lehetett alkalmazni, mert a kinyerhető gastropodahéjak tömege ehhez kevés volt, illetve nagyon apró szemcsékből állt. Emiatt a radiokarbon-kormeghatározás bizonytalansága jelentősen megnövekedett, mivel a mintázott héjak felszínéről az esetleg utólagosan lerakódott egyéb karbonátokat nem lehetett leoldani. Kormeghatározás céljából még két homokmintából (1. 5. ábra) készült optikailag stimulált lumineszcenciás (OSL) vizsgálat (THAMÓNÉ BOZSÓ & FÜRI 2016b).

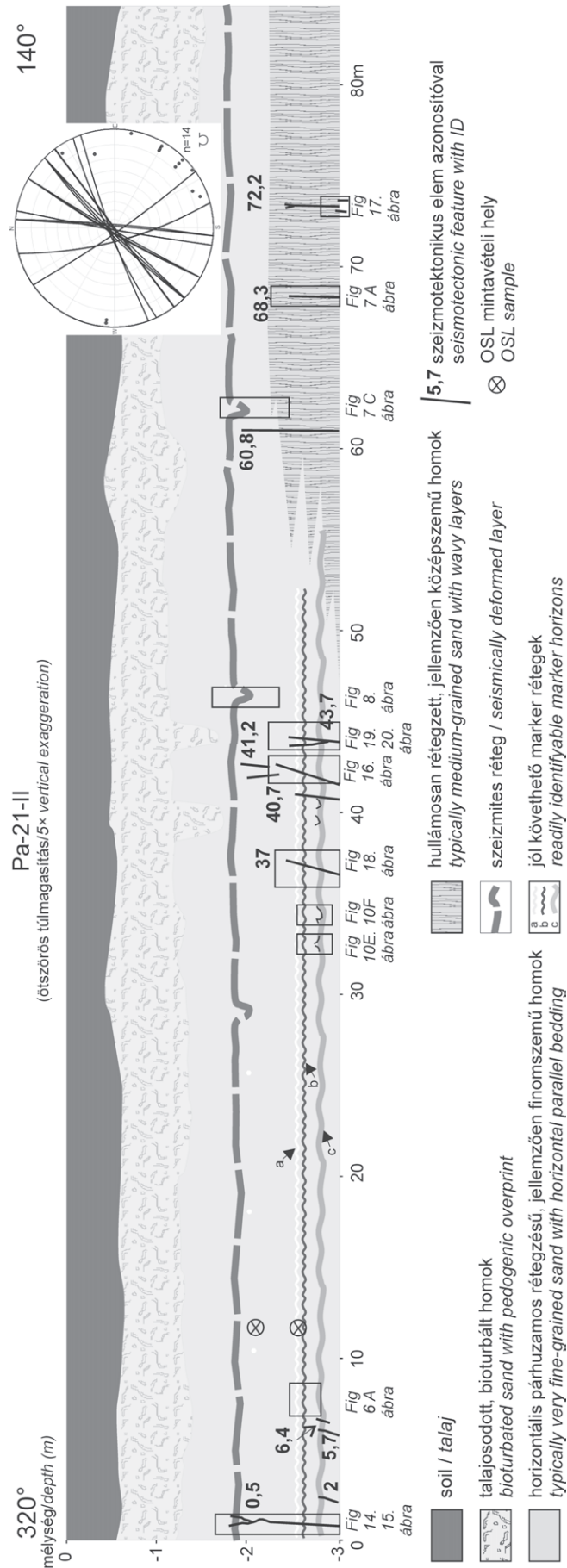
Eredmények

A homokösszlet kőzettani, üledékföldtani és keletkezési jellemzői

Mind a két kutatóárok a fekete talaj alatt teljes hosszában futóhomokot tárt fel. Átnézetes képüket a 4. és 5. ábra mutatja.

A kutatóárkokban feltárt üledék szemcsemérete kőzetlisztől aprókavicsig terjed, uralkodóan különböző szemcseméretű homok. A szemcseméret rétegről rétegre változik, az egyes rétegek jól osztályozottak. A durvább szemcséjű rétegek rendszerint világosabb színűek, kevésbé festődnek. A szemcsék jellemzően koptatottak, nem ritkán matt felületűek. A koptatott szemcsék aránya a különböző szemcseméretű rétegekben változó: a durvaszemű homokban gyakoribbak, az aprószeműekben valamivel ritkábbak, de mennyiségük azokban is jelentős. Az ősmaradványokat csak életnyomok (1. alább) képviselik.

A feltárt összlet túlnyomórészt jól rétegzett, a jellemző rétegvastagság 0,5 cm-től néhány cm-ig terjed. A rétegzés párhuzamos, az egyes rétegek



5. ábra. A Pa-21-II jelű árok K-i oldalának ötszörös magyasítástú földtani szelvénye az észlelt szeizmotektonikai jelenségek feltüntetésével és a törések alsó félgömbi sztereogramjával

A Ny-i oldal ebben a léptékben csaknem megegyezik a K-i oldallal. A talaj alatt a futóhomok felső része erősen bioturbált, talajjal keveredett. Alatta jól rétegzett, párhuzamos és hullámos rétegzésű futóhomokok teletül. Az árok DK-i harmadának alsó részében durvább szemmagyságu rétegek jellemzőek, itt a rétegzés gyakrabban hullámos és lencsésen kikelölöl

Figure 5. Geological profile of the eastern wall of the trench Pa-21-II with the observed seismotectonic features (5x vertical exaggeration) and the lower hemisphere stereonet of the fractures

In this scale the western wall is identical to the eastern one. Below the soil the upper part of the wind-blown sand is heavily bioturbated and mixed with soil. Below it the aeolian sand is well-bedded, with parallel and wavy layers. In the lower part of the south-eastern third of the trench coarser grain size is characteristic, layers are more often wavy here and more often wedge out laterally

kitartóak, több tíz méteren keresztül követhetők. A rétegdőlés vízszintes, egyes helyeken legfeljebb néhány fok, a rétegek igen kis hajlásszöge és egyenetlen felszíne miatt pontosan nem mérhető. A párhuzamos rétegek közé ritkán vékony, keresztarégtezett lencsék települnek.

A rétegek sík, kissé egyenetlen vagy hullámos geometriájúak. Az árok leírása során a dokumentálásra rendelkezésre álló idő nem tette lehetővé, hogy megvárjuk a felület megszáradását, ami szükséges lett volna a finom üledékszerkezetek vizsgálatához. A hullámok alatti esetleges keresztlemezesség így nem volt megismerhető. A hullámos rétegek sokszor egyenletes vastagságúak, de egyes esetekben megfigyelhető, hogy a következő, durvább szemcseméretű réteg elsősorban a hullámok közötti mélyedéseket tölti ki, a kiemelkedő részekre vékonyabban települ (1. 6. ábra A kép „b”-vel jelölt rétege). A Pa-21-II ároktalpon vízszintes metszetben megfigyelhető hullámok csapásiránya 65° – 245° és 110° – 190° között változott (6. ábra B).

A másodlagos üledékszerkezetek között gyakoriak az ásásnyomok. Mivel elsősorban az összlet felső részén fordulnak elő és gyakoriságuk lefelé erősen csökken, továbbá gyakran talajjal szennyezettek, kialakulásuk főként a teljes üledékképződés utánra tehető. A gyökérnyomok legtöbbször függőlegesek, esetenként az ároktalpig követhetők. Általában néhány cm széles, redukált – világosszürke vagy fehéres – színű elszíneződésként jelentkeznek. Középső részükön gyakran 0,5–1 cm vastagságban porózus, változó keménységű mészkiválás figyelhető meg (7. ábra A, 8. ábra).

A jól koptatott, sokszor matt felszínű homokszemcsék, a változatos szemcseméretű, de jól osztályozott rétegek, valamint az eróziós felszínnek és a gradáció hiánya vagy igen ritka előfordulása alapján a feltárt összlet eolikus eredetűnek, futóhomoknak minősíthető.

Az árok a felszínt alkotó, jórészt hosszanti típusú futóhomokbuckák tengelyével közel párhuzamosak, egy bucka

tengelyének két végén helyezkednek el (1. ábra). Emiatt az árkokban a homokdűne hosszmetaszetét látjuk, a rétegek az egykori, közel vízszintes tetőfelszínét képviselik, ennek köszönhető a kitartó, horizontális párhuzamos rétegződés. Az árok körüli buckák által mutatott szélirány illeszkedik a tágabb terület eolikus felszínformái – hosszanti dűnéi, parabolabuckái, deflációs eredetű völgyei – alapján nyomozható, valamint a tágabb környezetre megállapított (SEBE et al. 2011), késő pleisztocén – óholocén, ÉNy–DK-i irányú szélrendszerbe.

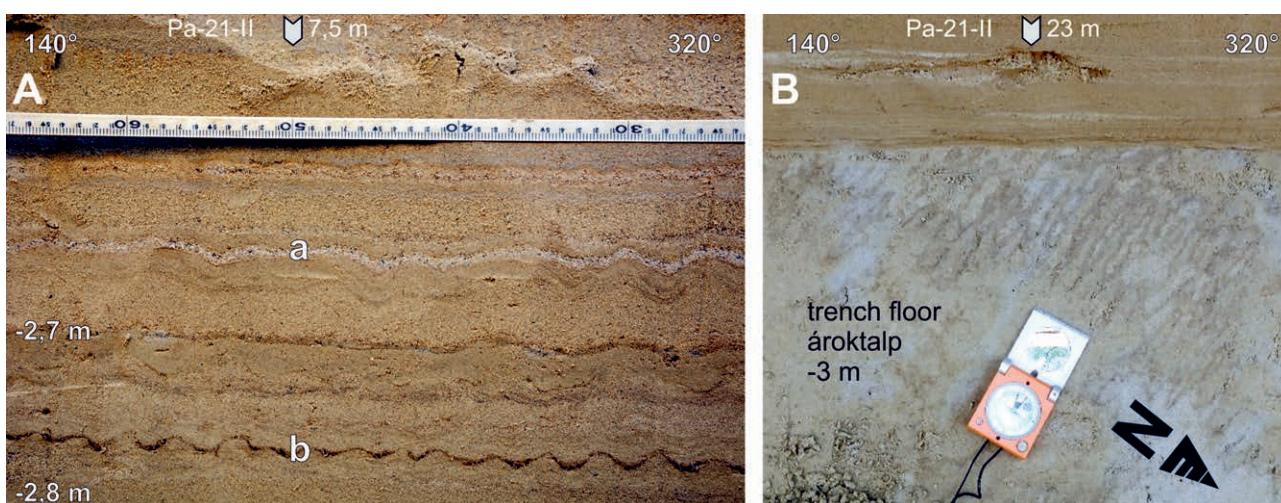
Szerkezeti megfigyelések

A kutatóárokban megfigyelt jelenségek két csoportra oszthatók: képlékeny deformációkra és olyan elválásokra (törésekre), amelyeket homokkitöltés kísérhet. Az üledékszerkezetek értelmezését megnehezítik a későbbi bioturbációs hatások. A Pa-21-I árokban töréseket, míg a Pa-21-II jelű árokban elválási felületeket, redőket és egyéb laza-üledékes deformációkat is dokumentáltunk.

Képlékeny deformációk

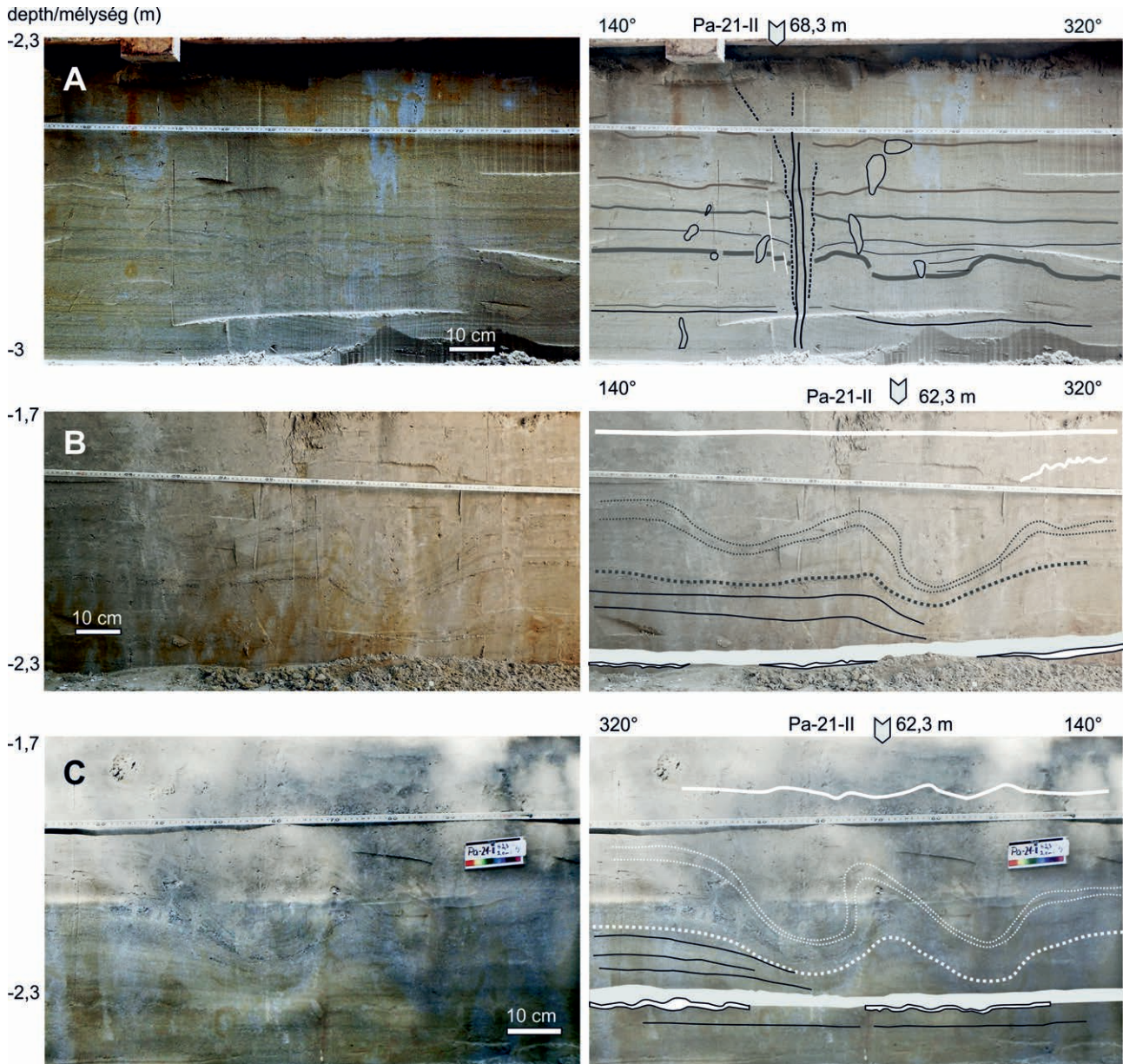
Képlékeny – törés nélkül megvalósuló, folytonos – deformációs jelenségeket egyes rétegcsoportokhoz kötődően, oldalirányban követhető formában, valamint lokálisan, kis kiterjedésben figyeltünk meg.

Az oldalirányban követhető deformációkat néhány dm-es amplitúdójú redők képviselik. Ezek több szintben megfigyelhetők voltak, és minden esetben csak egy szűk rétegcsoportot érintenek, a fekü és fedő rétegeket nem. A leglátványosabb redők sorozatai a Pa-21-II kutatóárokban, ~1,9 m mélységben (1,8–2,3 m mélység között) követhető rétegcsoportjában (5. ábra) fordultak elő, az árok 62,3 méterénél szimmetrikusan, mindkét falban (7. ábra B, C). A redők közül a legnagyobb átbuktatott, amelynek környezetében



6. ábra. Az árokban feltárt futóhomok jellemző üledékszerkezeti bélyegei. A) Párhuzamos, változó mértékben hullámos rétegek, az „a” és „b” réteg 0–52 m között követhető (5. ábra); B) hullámos rétegek vízszintes metszete az ároktalpon

Figure 6. Typical sedimentary features of the aeolian sands exposed in the trenches. A) Parallel, variously wavy beds, 'a' and 'b' can be followed between 0–52 m of the trench; B) horizontal section of wavy beds



7. ábra. Üledékdeformációs szerkezetek. A) Járatköltések és redők egy homoktélér környezetében; B) és C) átbuktatott redő a Pa-21-II árok mindkét falában
 Figure 7. Sediment deformations. A) Burrow fills and folds next to a sand dyke; B) and C) overturned folds in both walls of the trench Pa-21-II

kisebb, aszimmetrikus redők jelennek meg. A redők ÉNy-i szárnya meredek, a DK-i laposabb dőlésű. 46,5 m-nél ugyanebben a szintben, a keleti oldalfalban hasonló méretű redő figyelhető meg (8. ábra).

Az 1,9 mélység környékén láthatókhöz hasonló, de kisebb méretű redők sorozata más szintben is előfordul. 2,7 m mélységben 8–10 cm hullámhosszú, a fentiekhez hasonlóan aszimmetrikus redők (9. ábra, „b” réteg) jelennek meg, amelyek néhány homokrétet érintenek. A deformált rétegekben dél felé a redők mérete lecsökken, a hullámok szimmetrikussá válnak (9. ábra B).

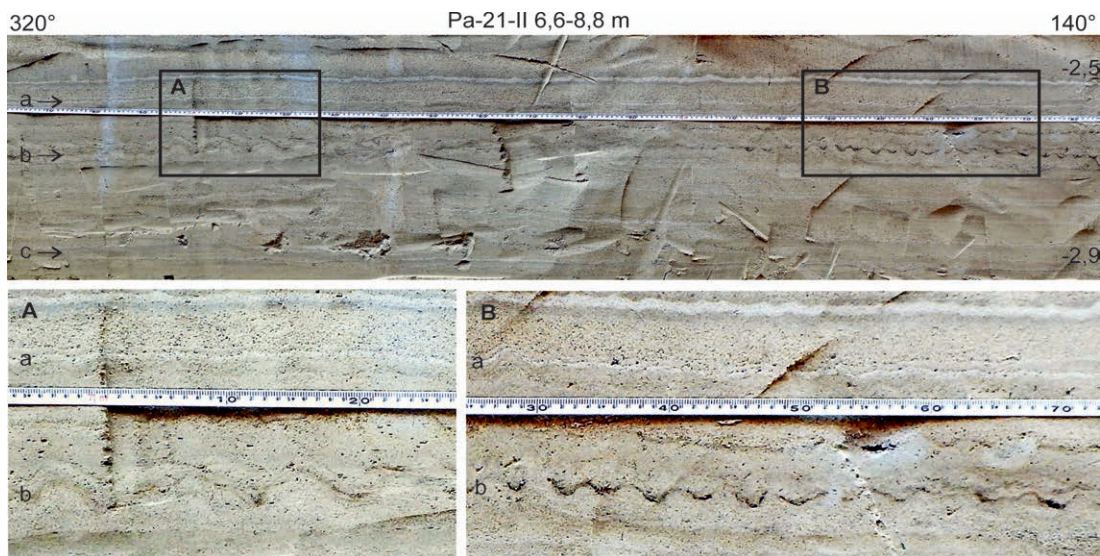
Számos kis kiterjedésű, lokális képlékeny deformációs szerkezet volt látható a Pa-21-II árokban. Mind magasságuk, mind szélességük 1–2 dm-es. Különböző mélység-

ben jelentek meg, legtöbbjük 2,7–2,8 m mélységben, egy finomabb szemű, sötétebb rétegben fordult elő (10. ábra). Az ebben a szintben sorakozó szerkezetek felső része erodálódott, a következő homokrétet fedik. A szerkezetek alakja változatos. 32,45 m-nél a rétegek többsége felfelé hajlik (10. ábra, E). 34,75 m-nél a rétegek lefelé mozdultak el, az egyik oldalon áthajlóak (10. ábra, F). A képződmény minden irányban kis kiterjedésű, valószínűleg kör alaprajzú lehet, megásva a falban befelé 10 cm után eltűnt. Gyakoriak az aszimmetrikus, tál alakú deformációk (10. ábra). Ezek között van olyan, amely nagyon hasonló formában mindkét falban előfordult (10. ábra A, B), mintha aszimmetrikus keresztmetszetű, vályúszerű vonalas elem lenne, 20°–200° csapással. A legtöbb formát olyan durvább homok tölti ki



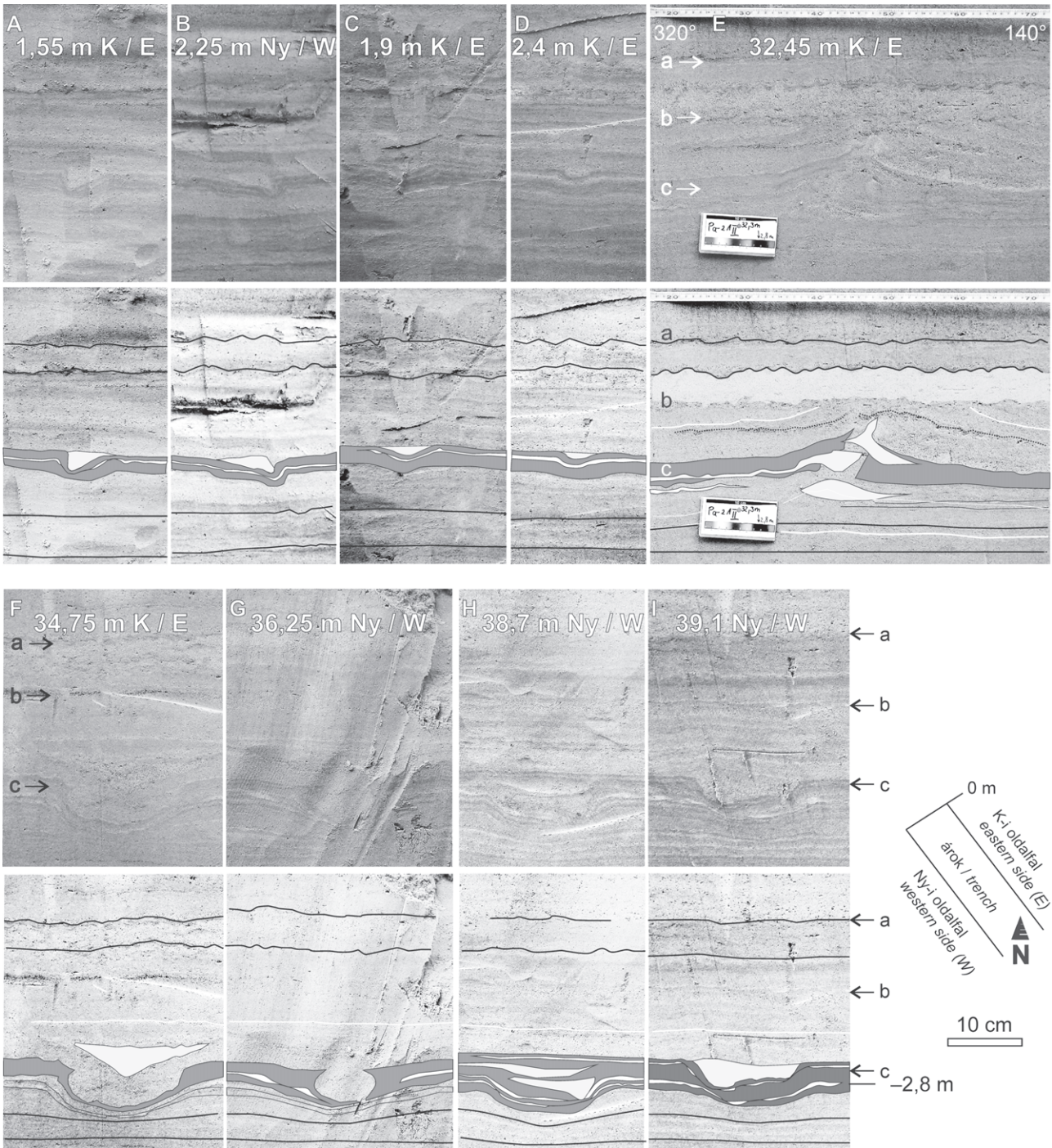
8. ábra. Redő 46,5 méternél a Pa-21-II árok keleti oldalában, 1,9 m mélységben. A karbonátkiválással kísért, fekete szaggatott vonallal jelölt képződmények gyökérnyomok és járatok

Figure 8. Fold at 46.5 m in the eastern wall of the trench Pa-21-II, at 1.9 m depth. Black dashed lines indicate root traces and burrows accompanied with carbonate precipitation



9. ábra. Redők változása egy réteg mentén. A „b” rétegben délen még szimmetrikus (B), néhány cm amplitúdójú redők magassága és hullámhossza É felé megnő, alakjuk aszimmetrikussá válik (A). Pa-21-II árok, K-i fal, 6,6–8,8 m közötti szakasz a 3 m mélyen lévő ároktalp fölött

Figure 9. Change of folds along a single layer. In layer „b”, symmetrical (B), uniform folds of a few cm amplitude increase in height and wavelength and become asymmetric towards the north (A). Trench Pa-21-II, eastern wall, between 6.6–8.8 m trench length, above trench floor at 3 m depth



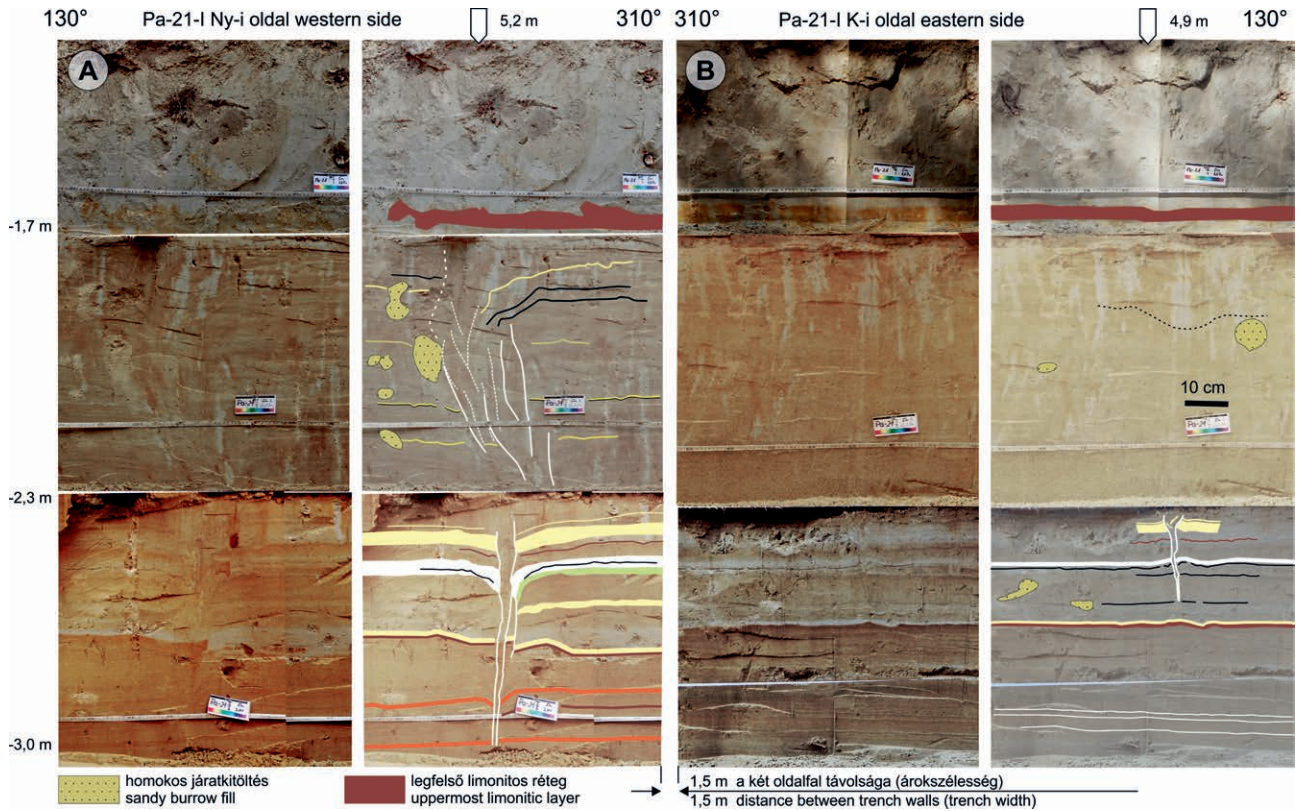
10. ábra. Kis kiterjedésű deformációk a Pa-21-II árokban, 2,7–2,8 m körüli mélységben
 Figure 10. Local deformations in the trench Pa-21-II, at a depth around 2.7–2.8 m

(az értelmező rajzokon világosszürkével jelölve), amely csak ezekben a mélyedésekben maradt meg, összefüggő réteget nem alkot.

Törések

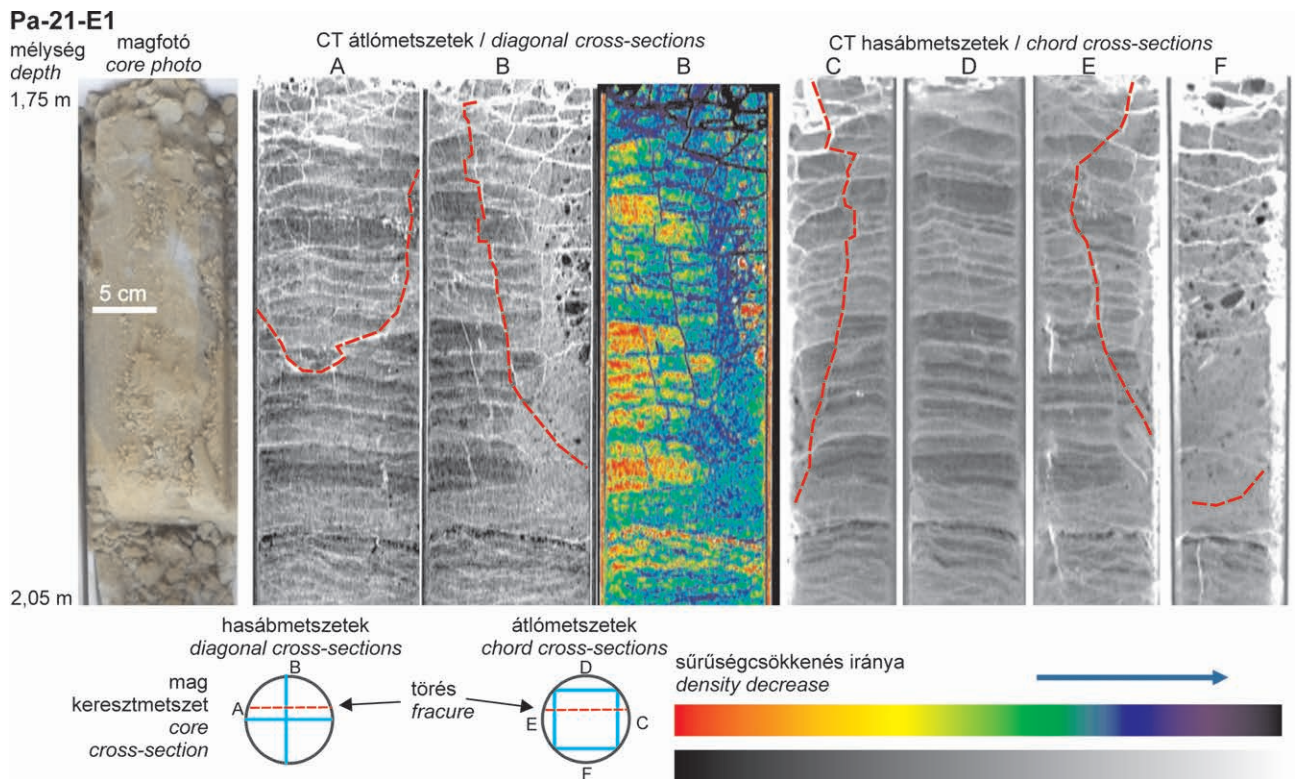
A Pa-21-I árok 5,2 méterében, a Pa-21-E sekélyfúrás közelében mindkét oldalfalban, metszetben „V” alakban felnyíló szerkezetet (4. ábra, 11. ábra) tártunk fel, amelyet kis redők kísérnek. Bár a szerkezet mindkét falban látszik,

fügőleges kiterjedése az egymástól 1,5 m távolságban lévő két falban erősen eltér, azt jelezve, hogy csapásirányban ÉK felé vélhetőleg kis távolságon belül kiékelődik. A nyugati oldalfalon egy ároktalpig követhető, felfelé szélesedő átmetzetű szerkezet látható, amely fölfelé kb. –1,7 méter szintig követhető, felette zavartalan rétegek települnek. A szerkezet a keleti oldalfalban is megtalálható, de ~2,5 m mélységben elvégződve. Felső része nem követhető, de 1,9 méter mélységben egy kisebb redő utal rá. A szerkezetet homogén



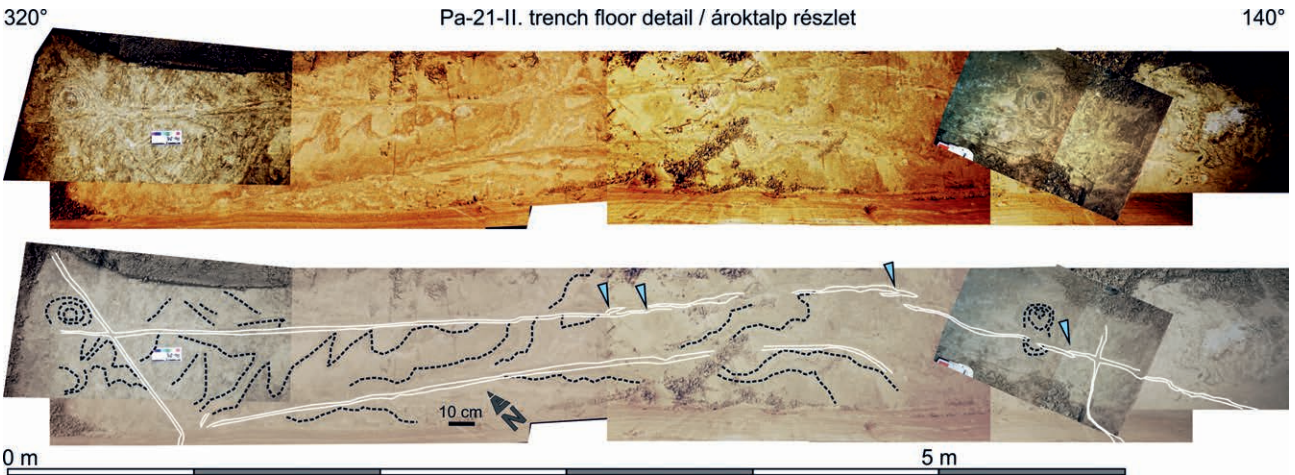
11. ábra. A Pa-21-I árok nyugati (A) és keleti (B) falában is megfigyelt, 5,2 méternél észlelt töréses szerkezet (fehér) a jól követhető, illetve azonosítható rétegek kiemelésével (sárga, barna, fekete)

Figure 11. The fracture observed in both walls of the trench Pa-21-I, at 5.2 m. The deformation is marked with white, the well identifiable layers with yellow, brown and black



12. ábra. A Pa-21-E1 fúrás (1. ábra) magányán CT segítségével kimutatott néhány cm-es elmozdulások 1,7 m mélységben (FÖLDES 2016, kiegészítve)

Figure 12. CT images of cores from the borehole Pa-21-E1 (Figure 1) showing displacements of a few cm-s at a depth of 1.7 m (FÖLDES 2016)



13. ábra. A Pa-21-II árok talpa 2–6 m között, a homokkal kitöltött törések (fehér vonal) és a rétegmetszetek (fekete szaggatott vonal) kiemelésével (alsó kép). Helyenként átlépő szerkezet figyelhető meg, amelyeket nyilakkal jelöltünk

Figure 13. Trench Pa-21-II floor between 2–6 m of the trench length. White lines indicate sand-filled fractures, black dashed lines show horizontal section of layers. At places stepover structures are visible, marked with arrows

középszemű homok tölti ki, rétegzettség nem látható, származási helye nem meghatározható. A rétegsort érintő limonosodás a hasadék kialakulása után játszódott le.

A Pa-21-I árok mélyítését a Pa-21-E1 jelű vetőkutató fúrásban 1,7 m mélységben FÖLDES (2016) CT vizsgálatával kimutatott néhány cm-es elmozdulások (12. ábra) indokolták. A fúrás helyét a Pa-21-I árok nyugati falának fényképén cövek jelöli (4. ábra). Figyelembe véve az árokban dokumentált V alakú szerkezet (4., 11. ábra) csapását és a fúrás helyzetét, valószínűsíthető, hogy a fúrásban észlelt elmozdulások is ehhez a szerkezethez tartoznak. A szerkezetet kis, normálvető jellegű elmozdulások és lehajló rétegek kísérik, de ezek lokális jelenségek, mert néhány deciméterrel távolabb a két oldal rétegei között már nem mutatható ki függőleges elmozdulás.

A Pa-21-II árokban dokumentált törések többsége dilatációs, homok kitöltéssel, ezek szélessége cm nagyságrendű, jellemzően 1–2 cm. Oldalfalaik gyakran zezugos lefutásúak és egyenletes szélességűek, peremükön a rétegek meghajlanak. A törések dőlése minden esetben meredek, 90° közeli. A csapásirány DNy–ÉK körül szóródik (5. ábra). A felületek csapásiránya ívesen változó lehet, amire a Pa-21-II árok talpának 2–6 m közötti szakasza mutat példát (13. ábra). A kitöltő homok eredete nem állapítható meg, egyneműbb, mint a befoglaló rétegsor, benne rétegzés nem látható.

A Pa-21-II árokban 0,5 méternél észlelt törés (14. ábra) a nyugati oldalon csak az árok legalsó szintjében jelentkezett, míg a keleti oldalon követhető volt a talptól az 1,9 m körüli mélységben megismert deformált rétegcsoportig (5. ábra). A hasadék két oldalán a rétegek eltérően deformálódtak. A keleti oldal alsó rétegei elvetést mutatnak, de ez a rétegsorban feljebb nem követhető. A nyugati oldalon 2,5 m mélységben elágazik a törés, a közrefogott egység a dilatáció következtében kibillent (15. ábra).

A homokkal kitöltött hasadékok fölfelé vagy lefelé is

elvégezhetőnek (16. ábra). A törések mentén a rétegek általában lefelé hajlanak. Ritkán fölfelé hajló rétegek is megfigyelhetők, mint a 41,2 méternél észlelt törés középső szakaszán (16. ábra) és a 71,9 m jelű törésnél (17. ábra).

A Pa-21-II árokban 37 méternél feltárt szerkezet (18. ábra) keskeny homoktelér, amely a talpon átlépő szerkezetet mutat, majd elvégeződik. Két oldalán rétegdeformáció és elmozdulás nem látható.

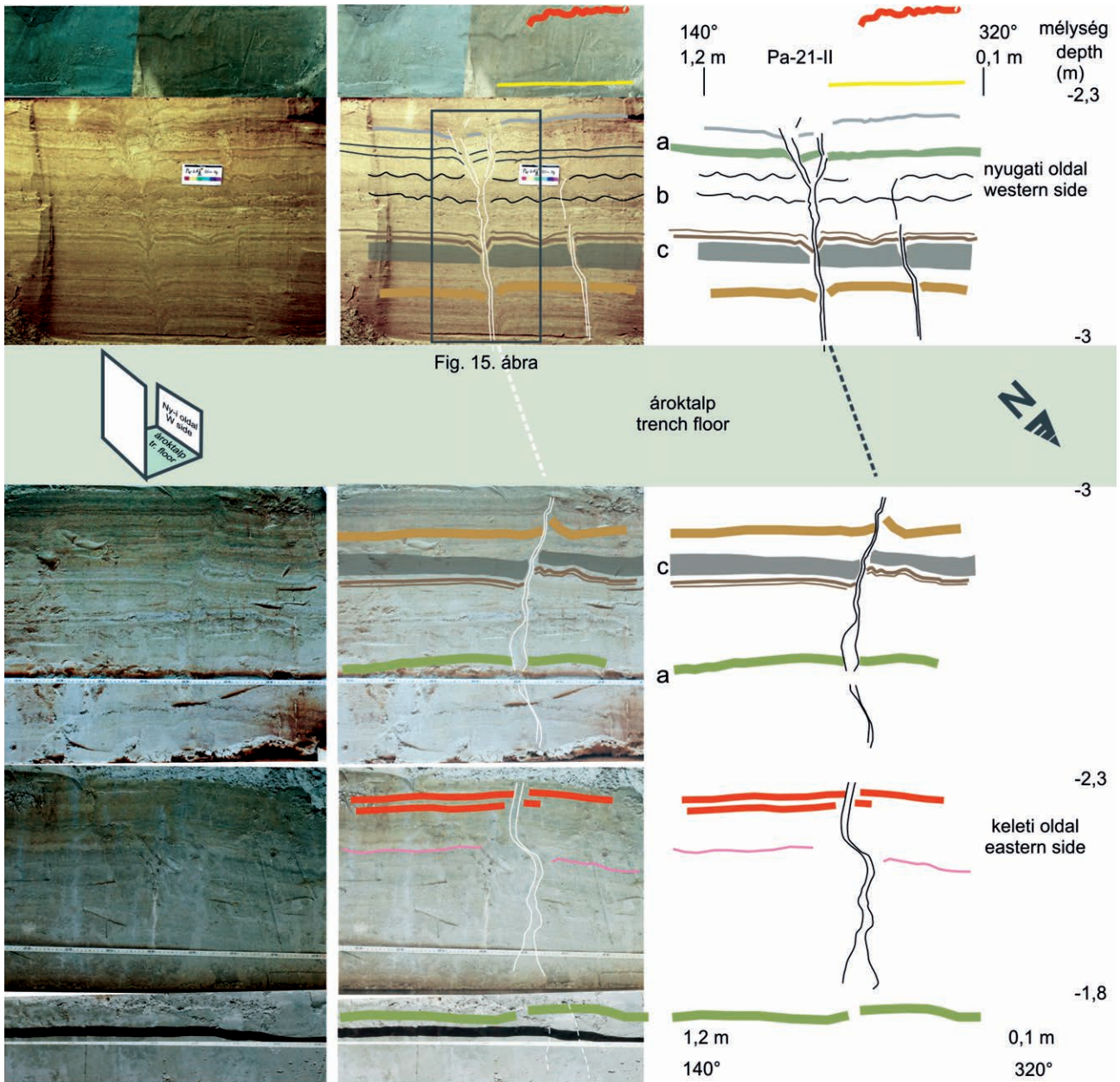
A legmarkánsabb szerkezet a Pa-21-II árok 43,7 m azonosítójú törése, amely feltárult mindkét oldalfalban, és követhető volt a –3 m talpszinten is (19. ábra). Felfelé szélesedő hasadékának kitöltésében felismerhetők a befoglaló rétegek foszlányai. 2,2 m mélységben már zavartalan rétegek fedik. Egy, az ároktalpról mélyített kisebb árokkal feltártuk további fél méterét, lefelé haladva a vetők okozta rétegdeformáció erősödni látszott (20. ábra), az ÉNy-i dőlésirányú fő vetőágak dőlésszöge 80–90 fokról 75°-ra csökkent.

Diszkusszió

A deformációk eredete

A terület szeizmicitásának megítéléséhez szükséges a homokban látható deformációk eredetének megállapítása. A deformációk egy része biogén eredetű (l. az üledékföldtanról szóló szakaszt), de többségük ezzel nem magyarázható. Keressük a választ arra, hogy utóbbiak szeizmikus folyamatok eredményeként jöttek-e létre; ha igen, akkor történt-e elmozdulás, milyen erősségű rengéseket jeleznek, milyen gyakorisága volt a földrengéses eseményeknek, és azok mikor zajlottak.

A laza üledékben kialakult képlékeny deformációk közül a néhány dm-es, lokális képződmények változatos alakúak, így keletkezésükre többféle értelmezési lehetőség is

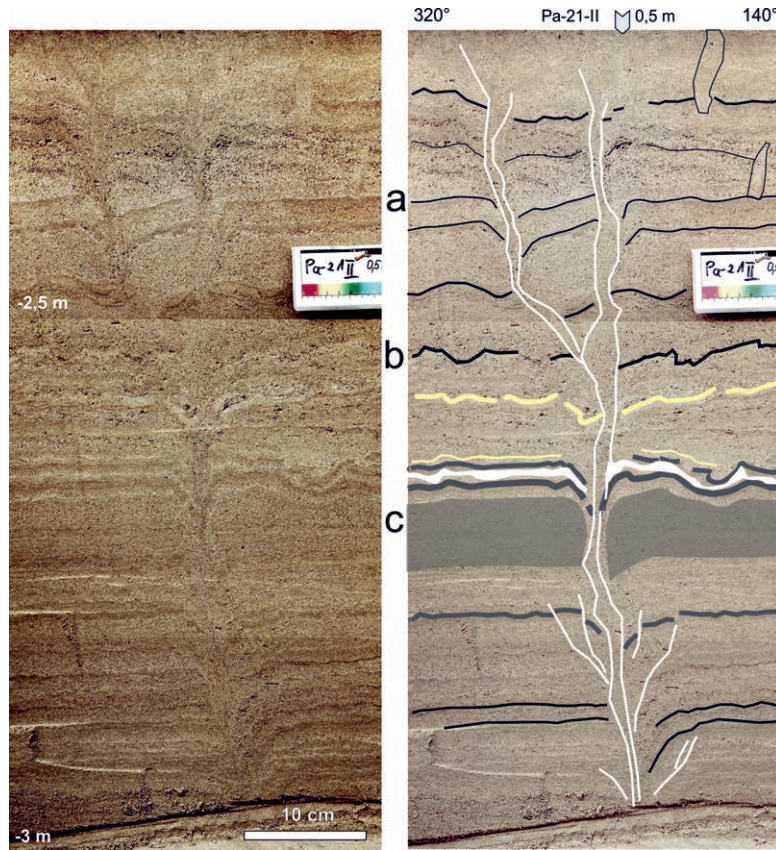


14. ábra. A Pa-21-II árokban 0,5 méternél észlelt szerkezet kiterített ábrázolása. A szerkezeti elemek közelében aszimmetrikus rétegdeformáció látható mindkét oldalfalon

Figure 14. Unfolded representation of the structure documented at 0.5 m trench length. Next to the structure asymmetricly deformed layers are visible in both side walls (trench Pa-21-II)

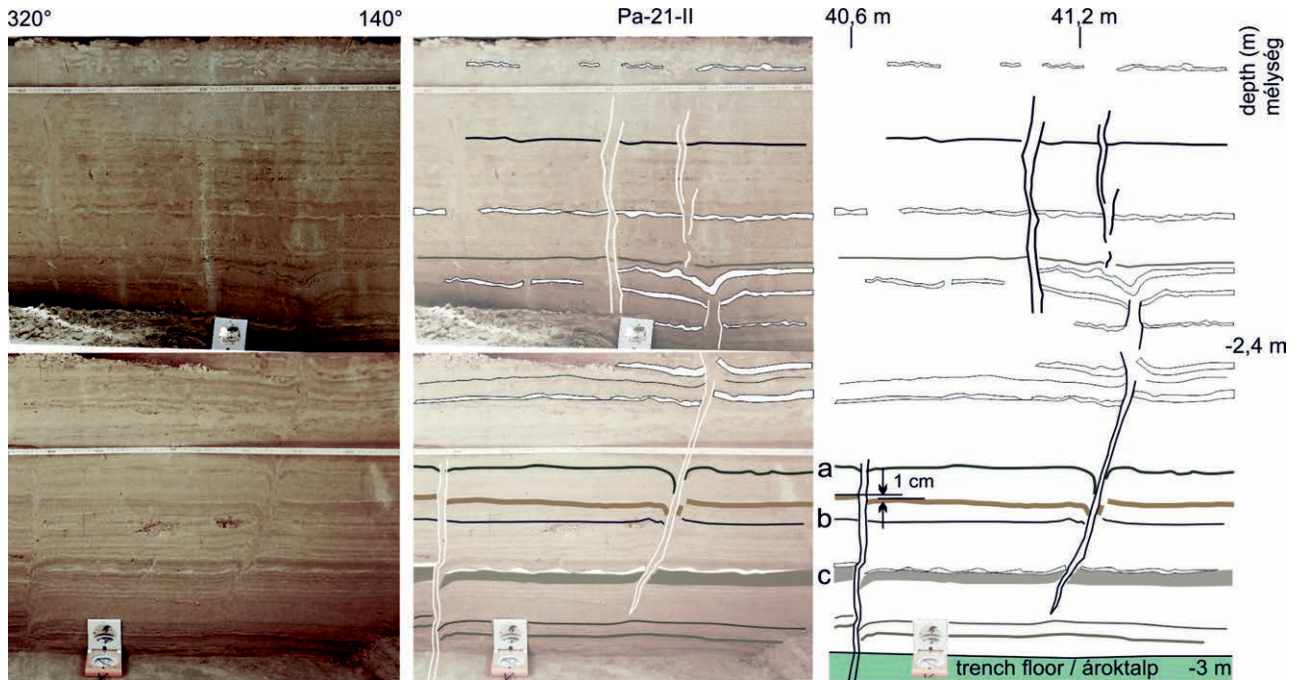
kínálkozik. A felfelé meghajló rétegformák alapján a 32,45 m-nél látható képződmény (10. ábra, E) vízkiszökési szerkezetként értelmezhető, ami szeizmikus eredetre utal, futóhomokban az eredete más mechanizmussal (pl. hirtelen terhelésnövekedés) nem magyarázható. A 34,75 m-ben észlelt deformáció (10. ábra, F) akár egy nagyobb állat lépésnyoma is lehetne, amit kialakulása után a benne csapdázódó durva homok töltött ki. Hasonló üledékszerkezeteket írtak le futóhomokból nagytestű állatok lépésnyomaként több helyen (MILAN et al. 2007a, b, 2015; PILLOLA & ZOBOLI 2017; BENNETT et al. 2019). A felfelé nyomuló rétegszakaszok éles, hegyes formái ugyanakkor inkább vízkiszökésre

utalnak. Hasonló a helyzet a 36,25 m-nél lévő szerkezetnél (10. ábra G), ahol a perem mindkét oldalán „kihegyesedő” rétegek kizárják a lépésnyom értelmezésének lehetőségét. A leggyakoribb, aszimmetrikus, tál alakú szerkezetek (10. ábra, A–D, H, I) eredete is bizonytalan. Lefelé mélyednek, nincs nyoma az üledék fölfelé nyomulásának, sem keveredésének. A rétegek vastagsága alig változik meg, vízkiszökésre utaló jel nincs. Nem tűnik biogén eredetűnek az árok mindkét falában megjelenő, aszimmetrikus bemélyedés (10. ábra A, B) sem, amely akár egy vonalas szerkezet két metszete is lehet. Mindezek a formák fagydeformációként vagy talajkúszásként sem értelmezhetőek, mert túl ritkán



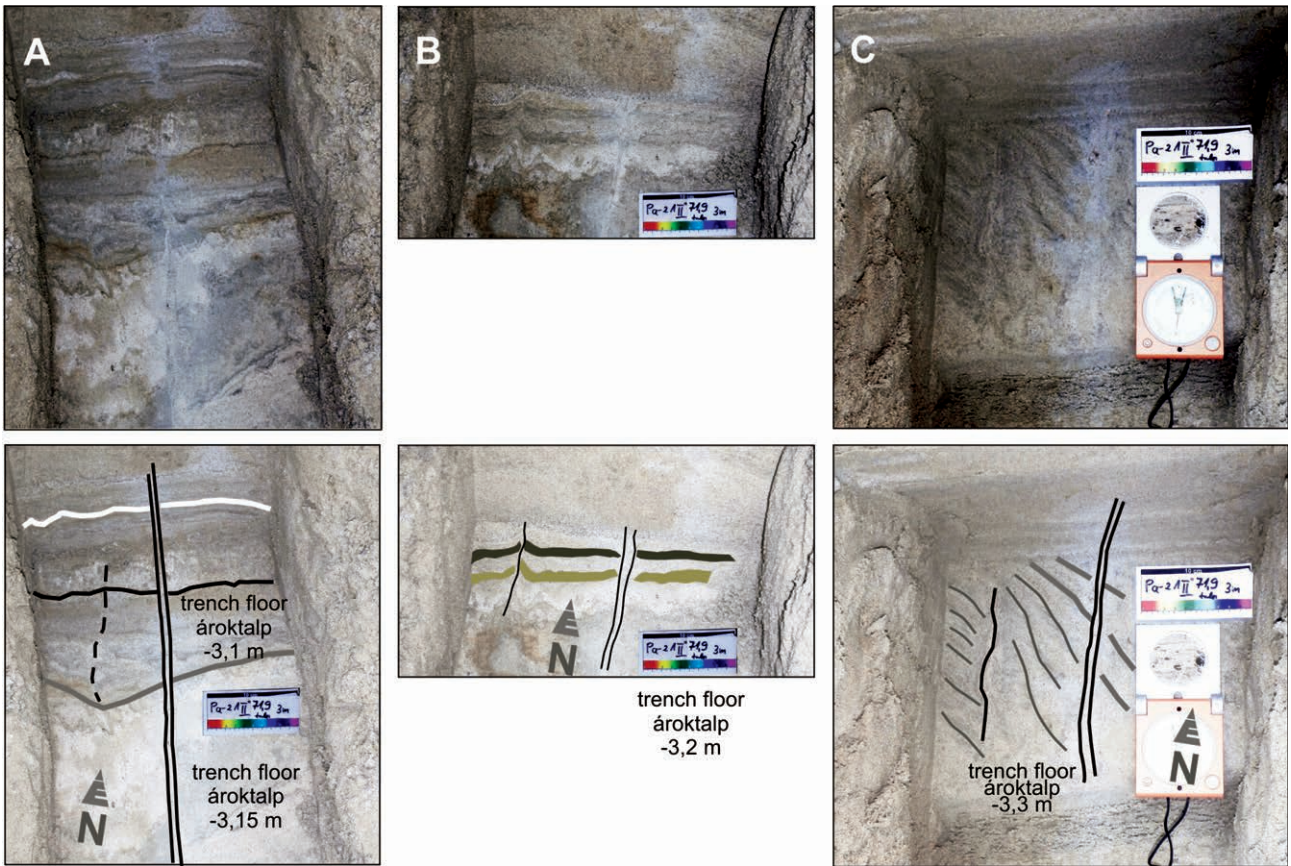
15. ábra. A Pa-21-II árokban 0,5 méternél észlelt szerkezet részlete a nyugati falban, a jobb oldalon a törések és néhány deformált réteg kiemelésével

Figure 15. Detail of the structure observed at 0.5 m trench length in the N wall of trench Pa-21-II. Fractures and some deformed layers are indicated in the right-hand image



16. ábra. A Pa-21-II árokban 40,6–41,5 m között feltárt törérendszer. A töréseket réteghajlások kísérik, a képen jobb oldalon látható törés középső részén a rétegek fölfelé hajlanak

Figure 16. Fracture array exposed between 40.6–41.5 m trench length. Fractures are accompanied by bent layers. Next to the centre of the right-hand fracture the layers bend upwards (trench Pa-21-II)



17. ábra. A Pa-21-II árok 71,9 m és 72,2 m azonosítójú szerkezeteinek változása a mélységgel

A képeken két párhuzamos hasadék közel vízszintes metszete látható a továbbmélyített ároktalpon. A kis gödör talpa néhány fok dőlésű, ezért a vízszintes, vékony rétegek jelentős álvastagságot mutatnak. Az A jelű képen még csak egy kiemelkedő (71,9 m jelű) törési sík metszete látható a kép közepén. Néhány centiméterrel mélyebben (B) a bal oldalon már megjelenik egy kiemelkedő újabb hasadék (73,2 m), amelyet erősebb rétegdeformáció kísér, fölfelé hajló rétegekkel. További 10 cm-rel mélyebben egy hullámos réteg vízszintes metszete látható (C). A lépték hossza 10 cm

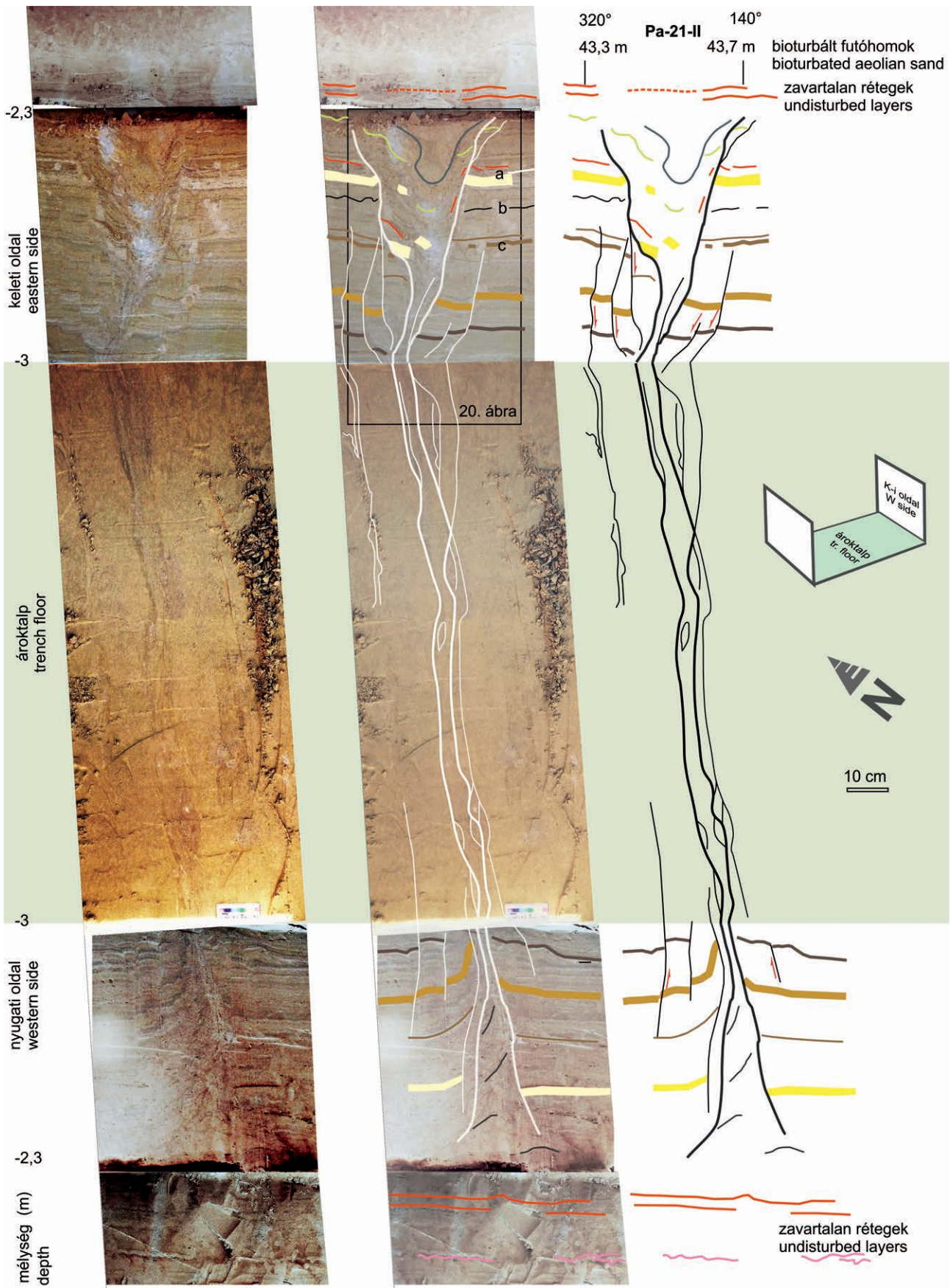
Figure 17. Structures observed in the trench (Pa-21-II) floor at 71.9 and 72.2 m trench length

Horizontal sections of two, nearly parallel fractures, excavated below the trench floor in a few cm steps. Bedding is horizontal, while the trench floor has a few degrees dip, thus the thin layers display considerable apparent thickness. Figure A shows only one fracture (marked as 71.9) in the centre of the image, which wedges out. Some cm deeper (Figure B) a new fracture (72.2) appears on the left side, accompanied by more strongly deformed layers with upward bent beds. Further 10 cm deeper (Figure C) a wavy layer was exposed. No horizontal displacement was visible. Paper scale is 10 cm long

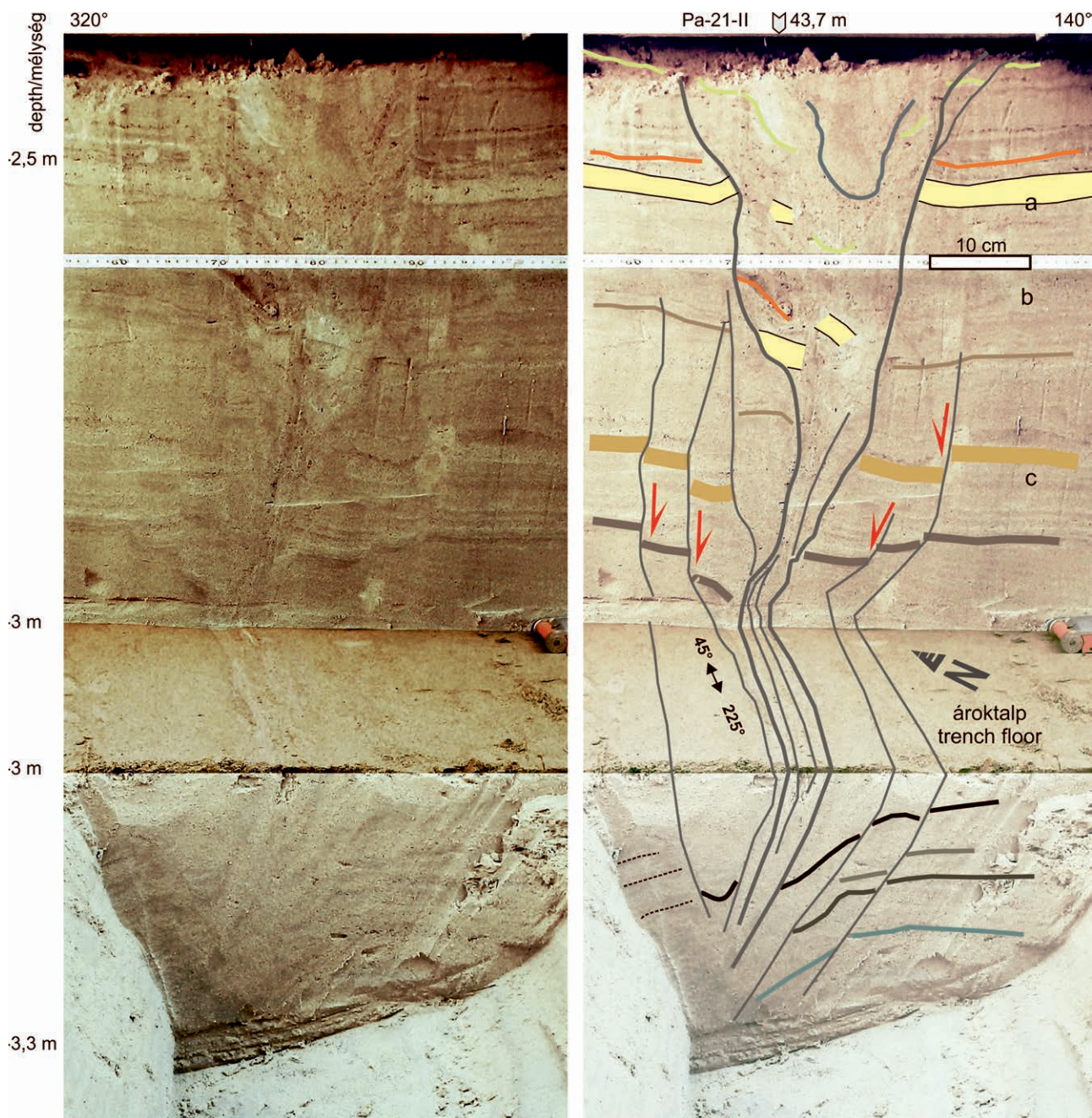


18. ábra. Átlépő törés a Pa-21-II árok 37. méterében. A törés két oldalán a rétegek nem deformáltak. A képen a törést HORVÁTH Ferenc professzor tanulmányozza

Figure 18. Overstepping fractures at 37 m trench length (trench Pa-21-II). The layers are undeformed on both sides of the fracture. The fracture is being studied by professor Frank HORVÁTH



19. ábra. A Pa-21-II árok 43,7 méternél, 3 méter mély talp felett észlelt szerkezet kiterített ábrázolásban. Nem metszi a -2,3 méter szint feletti rétegeket
 Figure 19. Unfolded image of the structure at 43.7 m trench length (Pa-21-II), with trench floor at 3 m depth. The structure is sealed by the layers above 2.3 m depth



20. ábra. A Pa-21-II árokban a 43,7 m jelű szerkezet részlete (keleti oldalfal, 3 m talpmélység) és folytatása az ároktalp alatt

Figure 20. Detail of the structure exposed at 43.7 m trench length (Pa-21-II). Eastern side wall, trench floor at 3 m depth, the structure excavated below trench floor

helyezkednek el, és formáik túl szabályosak, a deformált réteg vastagsága alig változik. Így ezeknek a szerkezeteknek a szeizmikus eredetét sem alátámasztani, sem cáfolni nem tudjuk, de keletkezésük egyidejű a vízkiszökést mutató, csak szeizmikus eredettel magyarázható szerkezetek létrejöttével.

A redőzött rétegek esetében, mint amilyen a Pa-21-II árokban 1,9 m körüli mélységben húzódó, néhány dm vastag rétegcsoport (5., 7., 8. ábra), a deformáció kiváltó oka szeizmikus hatás lehetett. Az átbuktatott homokrétegek nyilvánvalóan nem rakódhattak le ebben a formában, és

atektonikus folyamattal (pl. gravitációs megcsúszással) sem tudjuk magyarázni őket, hiszen a gyakorlatilag vízszintes futóhomokösszletben üledékfolyás, -csúszás vagy -kúszás nem alakulhatott ki.

Kérdéses a hullámos rétegek formáinak eredete is. A legtöbb hullám a mérete alapján homokfodor (áramlási fodor) is lehetne. Az üledékes eredetet ugyanakkor több megfigyelés cáfolja:

- sehol sem láttunk keresztlemezőséget a hullámok alatt;
- a hullámok keresztmetszete nem felel meg áramlási

fodorénak, amelyeknek a felső határa normális esetben aszimmetrikus, és az alsó és felső határfelülete nem szokott párhuzamos lenni;

- bár aktív futóhomok-területeken közönségesek az áramlási fodrok a felszínen, szelvényben, a már lerakódott üledékekben a réteghatárok nem hullámosak, hanem többé-kevésbé sík felületek: az aktív homokfodrok tetejét az erózió gyorsan legyalulja, a következő réteg pedig lefedi;

- egymás fölött több, különböző szemcseméretű rétegen pontosan ugyanott vannak a hullámok gerincei és völgyei. Ez még akkor is nagyon valószínűtlen lenne, ha egyforma szemcseméretű rétegekben fordulna elő, ám eltérő szemcseméretű homokban az áramlási fodrok mérete (hullámhossza) is eltérő kellene, hogy legyen;

- a szimmetrikus hullámos formák egyazon réteg mentén aszimmetrikus redőkbe mennek át (9. ábra).

Ilyen kis méretű, szabályos formák kitaró sorozatát nem tudja krioturbáció vagy talajkúszás sem létrehozni. A földrengéshullám hatásán kívül nem tartunk valószínűnek más magyarázatot. Amennyiben a hullámos rétegek szeizmikus hatásra nyerték el formájukat, annak további következményei vannak az értelmezésüket illetően. Az egyik, hogy a hullámos formák irányultságát ekkor nem a szélirány, hanem a lökeshullám iránya kell, hogy meghatározza. A hullámok csapása az árokban 65–245° és 110–190° között változott, ez valóban nem felel meg az egykori ÉNy-i széliránynak, nem merőleges rá. A másik, hogy ha a rétegek ugyanazon esemény hatására deformálódtak hullámosossá, mint amely esemény az őket metsző töréseket létrehozta, akkor vélhetőleg nem várható, hogy a hasadékok két oldala között a hullámok segítségével vízszintes elmozdulást lehessen kimutatni.

A törések/hasadékok esetében a periglaciális és a tektonikus eredet lehetősége merül fel. Ennek eldöntésében nagy segítség volt LUNINA & GLADKOV (2016) tanulmánya a szeizmikus és a kriogén eredetű homoktelérek összehasonlításáról. Az árkokban feltárt némely szerkezethez formailag hasonló képződményeket jégékként írt le EISSMANN (2002), FRENCH (2007), ANDRIEUX et al. (2016), LUNINA & GLADKOV (2016). Több szerző (THORSEN et al. 1986, OBERMEIER 1996, WORSLEY 2014, LUNINA & GLADKOV 2016) hangsúlyozza, hogy gyakran nehéz elkülöníteni a periglaciális területek kriogén formáit a szeizmikus hatásra létrejött szerkezetektől. Esetünkben a kriogén eredetnek ellentmond, hogy

- némelyik hasadék nem paleofelszíntől indul, illetve felfelé kiékelődve végződik (16., 17. ábra), hasonlóan a szeizmikus homokinjekciók megjelenéséhez (OBERMEIER 1996, RODRÍGUEZ-PASCUA et al. 2000);

- a rétegdeformáció iránya helyenként ellentétes, azaz ugyanazon törés mentén lefelé és fölfelé hajló rétegek egyaránt előfordulnak (16. ábra);

- az árok két oldalában eltérés volt ugyanazon szerkezet felhatolási magasságában;

- előfordulnak átlépő szerkezetek;

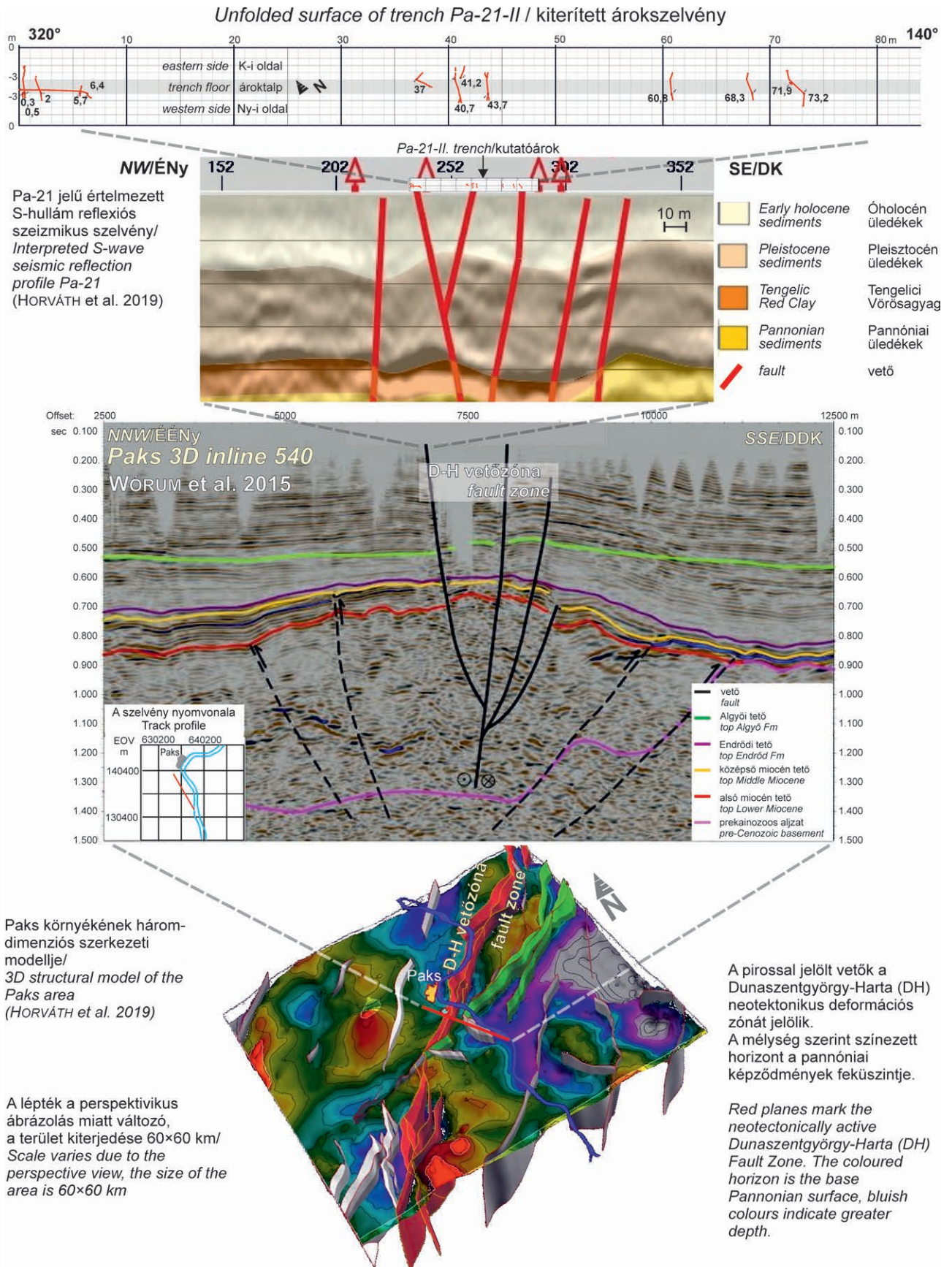
- a fölfelé kiszélesedő hasadékban néhány esetben nem későbbi, zavart szerkezetű vagy a környezettől eltérő réteg-

zetségű üledék, hanem a rétegsor lezökkenő darabjai találhatók meg (15., 20. ábra).

A periglaciális eredet ellen szól RUSZKICZAY-RÜDIGER & KERN (2016) térképe is, amelyen mind az állandó, mind az időszakos permafroszt zóna határát e területen kívül húzzák meg. FÁBIÁN et al. (2014) ugyan említenek Paks környékéről jégék-előfordulást, de leírást, dokumentációt nem közöltek, így feltételezzük, hogy az itt leírtakhoz hasonló, azaz szeizmogén eredetű képződményt észleltek.

A homokkal kitöltött hasadékok/törések csapása (5. ábra) illeszkedik a Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzóna DNy–ÉK-i csapásához, illetve a vetőzónát kísérő kisebb vetőszegmensekhez (1. ábra, HORVÁTH et al. 2019). A szimmetrikus rétegelhajlás a szeizmikus homokinjekciók sajátos morfológiai jellemzője, az elhajlás iránya a benyomulás irányát mutatja. Ellentétes irányúak is előfordulhatnak egy homoktelér mentén (RODRÍGUEZ-PASCUA et al. 2000). Ezt a jelenséget tapasztaltuk a Pa-21-II árokban a 41,2 m azonosítójú törés oldalfalai mentén (16. ábra). Vizsgált területünkön a rétegek szimmetrikus lefelé hajlása jellemző, ezekben az esetekben a felszínközeli helyzet miatt a homokinjekciós eredet kizárható. Minthogy fentebb a kriogén eredetet is kizártuk, a rétegdeformációkat a szeizmikus eredetű dilatációs hasadékok kísérőjelenségének kell tartanunk. Itt jegyezzük meg, hogy CSILLAG et al. (2016) hasonló jelenségeket észleltek a vetőzóna délnyugatabbi szakasza mentén, és szintén szeizmikus eredetűnek határozták azokat. A fölfelé szétnyíló, paleofelszínig hatoló hasadékokhoz (11., 19., 20. ábra) hasonló szerkezetet számos földrengés kapcsán leírtak, ilyet mutat be ALESSIO et al. (2012), CAPUTO et al. (2012) vagy MORETTI & LOON (2014) a 2012-es olaszországi, emiliai földrengés következményei között.

Törés menti függőleges elvetést vagy vízszintes eltolódást bizonyító megfigyeléseink nincsenek. Egyes törések közvetlen közelében (1–2 dm-es távolságon belül) egy-egy rétegcsoport ugyan elhajlott többnyire lefelé, ritkábban felfelé, ezek azonban helyi deformációk, nem elvetések, a törés mentén sem jelentkeznek következetesen. A vízszintesen rétegzett üledékekben az oldalelmozdulás kimutatható lenne, ha az ároktalpon elmetszett homokfodrok párhuzamos vonalakként megjelenő réteglemezeinek elmozdulását sikerülne feltárni. Azt találtuk, hogy a Pa-21-II árok ÉNy-i, kezdeti szakaszának talpán a törések két oldalán helyenként eltérő a hullámos rétegek metszetének mintázata (13. ábra). Ennek legvalószínűbb oka azonban a függőleges falban jól megfigyelhető, a töréseket kísérő aszimmetrikus rétegdeformáció (ami jól látható a 14. ábrán), nem pedig elvetés. A 71,9 m azonosítójú törés mentén feltárt réteghullám-átmetszetek (17. ábra) sem jeleznek elmozdulást, ami az ábra B részletéből következik. A C részleten, kissé mélyebben látható „zavar” így csak a szokásos törés menti rétegdeformáció következménye lehet. Figyelembe kell venni azonban, hogy mint fentebb kifejtettük, a homokrétegek hullámos szerkezeteinek legalább egy része szeizmikus és nem üledékes eredetűnek valószínűsíthető, így azok elmozdulás kimutatására nem feltétlenül alkalmasak.



21. ábra. A Pa-21-II kutatóárokban feltárt szeizmotektonikus elemek (legfelül) kapcsolata a Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzónával
Figure 21. Linkage between the seismotectonic features exposed in the trench Pa-21-II (top) and the Dunaszentgyörgy-Harta Fault Zone

A Pa-21-II árokban feltárt törések főként az árkolást megelőzően mért Pa-21 jelű, S-hullám reflexió szeizmikus szelvényben értelmezett vetők felett jelennek meg (21. ábra). Néhány esetben lefelé elvégződnek, valószínűsíthetően átlépő szegmensekben folytatódnak. AKYÜZ et al. (2014) szerint a vetők felszínközeli szakaszain is meg kell jelenni az elvetésnek, míg a másodlagos kísérőjelenségek között lehetnek elvetés nélküli törések. A 43,7 méternél észlelt törésnyaláb (20. ábra) utal leginkább vetőszerkezetre, bár a a Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzóna eltolódásos jellegének megfelelő vízszintes elmozdulást a vízszintes rétegekben nem tudtuk kimutatni. Az elmozdulások hiányának egyik oka lehet a törések felszínközeli diszperzója. A másik, valószínűbb oka pedig az, hogy az alaphegyeségi kőzeteket igazoltan elvető vetőzóna fölött több száz méter vastag kainozoos üledéksor található, amelynek felső szakasza alig vagy egyáltalán nem konszolidált. A felszínhez közeli Duna-üledékek és az őket fedő futóhomok még alig tömörödött, porozitásuk nagy, de még a fekjükben található felső miocén rétegsor sem konszolidált. Ezek a kőzettestek a deformációt már mélyebb szintekben, hosszabb szakaszon elosztva fel tudják venni, így a vetőzóna fölött a felszín, illetve a felszínközeli rétegek már nem deformálódnak észlelhető módon.

A törések mentén kialakult hasadékok jellemző kitöltő anyaga a befoglaló rétegek törmeléke. Ez nem volt egyértelmű a Pa-21-II árokban a 41,2 m azonosítójú (16. ábra) és a 71,9, 72,2 m azonosítójú (17. ábra), fölfelé kiékelődő hasadékok esetében, ezeknél valószínűsíthetjük a benyomulások (injekciós homoktelér) eredetét. Így értelmezésünk szerint a dokumentált hasadékok nem feltétlenül a vetőágak közvetlen, felszínig hatoló folytatásai, hanem közvetetten, a földrengéshullámok hatására alakulhattak ki a vetők fölött. Ez a jelenség máshol is megfigyelhető, ahol felszínközeli hatoló vetőt konszolidálatlan üledékek fednek (pl. LAVECCHIA et al. 2012).

Törések és képlékeny deformációk 5-nél kisebb magnitúdójú rengések során is keletkezhetnek. Az injekciós telérek kialakulásához üledékfolyosodás szükséges, ami 5-ös magnitúdó felett következik be (ATKINSON 1984, MCCALPIN 2009, OBERMEIER et al. 2005, PIRROTTA et al. 2007). PIRROTTA et al. (2007) 75 talajfolyosodással járó földrengés feldolgozása alapján úgy találták, hogy a jelenség 69%-a 6,6-os magnitúdónál vagy afölött alakult ki, 24% 5,6–6,5 között, és 7% 5,5 alatt. A vetőzónák felett megjelenő dilatációs hasadékok is csak 5 magnitúdó feletti földrengésekhez kötődnek, tehát a megfigyelt szeizmikus jelenségeket 5 magnitúdónál nagyobb energiájú földrengések eredményezték.

A deformációk kora

A deformációkat tartalmazó futóhomokösszlet korának behatárolásához OSL- és radiokarbon-mérések eredményei állnak rendelkezésünkre. A Pa-21-II kutatóárok keleti falának 11,7 méteréből, 2,06 m mélységből származó minta (5.

ábra) OSL kora $19,3 \pm 1,5$ ka, a 2,55 m mélységből származóé $20,7 \pm 1,9$ ka (THAMÓNÉ BOZSÓ & FÜRI 2016b). Ez összhangban van a futóhomok alatt települő dunai üledékek III-6-D telephelyi fúrás [EOV 635240,05; 137514,18] 18,7–19,2 m mélységközéből származó mintájának a $30,4 \pm 2,5$ ka lumineszcens korával (THAMÓNÉ BOZSÓ & FÜRI 2016a). Radiometrikus mérésre alkalmas mintaanyag a futóhomokból az árokban nem került elő, azonban az árok nyomvonala mellett mélyült Pa-21-C fúrásból lehetséges volt gastropoda héjtörmelék szeparálni. A 4,5 méterből származó minta kalibrált ^{14}C kora 28 890 – 28 040 év (cal BP, ± 2), a 2,3 m mélységből származó mintáé 36 630 – 35 030 év (MOLNÁR & VERES 2016), azaz a felső réteg kora több ezer évvel idősebbnek adódott az alsóénál. Ennek lehet oka a minta csekély mennyisége (l. Módszerek fejezet), de okozhatta az is, hogy a felső réteg áthalmazott csigahéjakat tartalmazott. Emiatt a radiokarbonkorok óvatosan kezelendők, és legfeljebb az alsó mintára kapott értéket fogadhatjuk el. Bár két mérésből nem lehet messzemenő következtetéseket levonni, a két OSL-minta távolságával, a korok középértékével és nagyjából egyenletes üledékfelhalmozódási ütemmel számolva (0,5 m felhalmozódás 1,4 ka alatt) az alsó ^{14}C minta kora elfogadhatónak tűnik.

Az árokban megfigyelt deformációk több generációba sorolhatók. Egyes esetekben (pl. a 0,5 m és 2 m azonosítójú töréseknél) a felhatolási magasság az árok két oldalában különböző, azaz kis távolságon belül is erősen változó. Ilyenkor a nagyobb felhatolási magasság megmutatja, hogy legalább mekkora rétegsor létezett a törés kialakulásának időpontjában. A törések maximális függőleges kiterjedését, a képlékeny deformációkat, valamint az ezeket felülről lezáró zavartalan rétegek szintjét együttesen tekintve a deformációk három generációba sorolhatók (5. ábra). A legalsó törések (a II. árokban a 2 m-nél, 5,7 m-nél vagy 71,9 m-nél lévő) az árok talpszintjén vagy alatta már észlelhetők, és legfeljebb a felszín alatt kb. 2,7 m mélységig hatolnak fel. Velük vélhetőleg egykorúak azok a képlékeny deformációk, amelyek jórészt egy szintben fordulnak elő 2,8 m környékén, legalább néhányuk biztosan vízkiszökéshez köthető (10. ábra, E), tetejük erőziónan lenyesett, és egy ~2,7 mélységben húzódó, zavartalan homokrét fedli le őket. A törések második csoportja (a II. árokban a 37 m, 40,7 m, 43,7 m, 68,3 m, 72,2 m jelzésűek) legfeljebb kb. 2,4 m felszín alatti mélységig hatol fel, itt nem deformált rétegek zárják le őket. A harmadik generációhoz tartozik a 1,8–2,3 m mélység közötti redőzött rétegek, valamint az I. árok 5,2 m, illetve a II. árok 0,5, 41,2 és 60,8 m azonosítójú törése. Ezeket a deformációkat 1,7 m mélységben követhető, zavartalan homokrét fedli le.

A deformációk második generációja által érintett rétegsorozat (2,7–2,3 m között) közepéből származó minta OSL-mérése $20,7 \pm 1,9$ ka kort eredményezett, míg a harmadik generációt magában foglaló rétegsorozaté $19,3 \pm 1,5$ ka kort (THAMÓNÉ BOZSÓ & FÜRI 2016b). Ezek alapján a földrengés-visszatérési idő ezeréves nagyságrendűnek becsülhető. Tekintettel a kis mintaszámra és az OSL-kor hibahatárának mértékére, ez az adat hozzávetőleges, a

pontosításához több mérésre lenne szükség. Ugyanakkor az így becsült visszatérési idő összhangban áll a vetőzóna délnyugatabbi részén, Szedres mellett vizsgált, késő pleisztocén szeizmikus lumineszcens korából számított 1500 év körüli visszatérési idővel (CSILLAG & SEBE 2016), továbbá a feljegyzett földrengések gyakorisági görbéjének trendjéből adódó visszatérési idővel, ami szintén ezeréves nagyságrendűnek adódott (GYÓRI et al. 2016). Az adatok mindenképpen késő negyedidőszaki tektonikus aktivitást jeleznek a térségben, összhangban MAGYARI (2016) és SÍKHEGYI (2002) következtetéseivel.

Következtetések

A paksi Pa-21-I és -II jelű kutatóárok szeizmikus eredetű képlékeny deformációkat és töréseket tárt fel. A képlékeny deformációs szerkezetek aszimmetrikus ferde vagy átbuktatott redőkként, valamint vízkiszökéses szerkezetként jelennek meg egy-egy rétegekben. A törések a szeizmikus szelvényekben értelmezett vetők felett találhatóak – jól szemléltetve a szeizmikus kutatási módszerek eredményességét. A töréses és képlékeny deformációk három generációba sorolhatók, az érintett szinteket nem deformált rétegek zárják le. A laza üledékben megfigyelhető deformációk legalább 5-ös magnitúdójú földrengések eredményeként jöhettek létre, amelyek az OSL-mérések alapján nagyságrendileg ezeréves időközönként, a késő pleisztocénben történtek, és a Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzóna aktivitásához köthetők. A törések közvetlen környezetében a homokrétegek néhány cm-es helyi deformációja figyelhető meg, illetve a törések mentén legfeljebb néhány cm-es dilatáció történhetett, de a törés két oldalán

lévő homoktesteknek egymáshoz képest sem vízszintes elcsúszása (eltolódása), sem függőleges elmozdulása nem volt kimutatható. Ez azzal magyarázható, hogy az alaphegységben és idősebb kainozoos kőzetekben még egyértelmű elmozdulást okozó vetőzóna deformációját a felszínközeli laza, konszolidálatlan üledékek felveszik, így a felszín már nem deformálódik észlelhetően. A dokumentált hasadékok legtöbbször valószínűleg nem a vetőágak közvetlen, felszínig hatoló folytatása, hanem közvetetten, a földrengéshullámok hatására kialakult tágulós hasadék, illetve benyomulós telér.

Az árkokban észlelt késő negyedidőszaki deformációk a Dunaszentgyörgy–Hartai-vetőzóna szeizmikus módszerekkel kimutatott egyik szegmenséről adnak információt. A teljes zóna reprezentatív képe (ideértve a deformációs események számát, visszatérési idejét, geometriai jellemzőit, a vertikális/horizontális elmozdulások előfordulását és nagyságát) a vetőzóna menti további részletes paleoszeizmológiai vizsgálatokkal ismerhető meg.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki a Földtani Kutatási Program beruházójának, a Paks II Zrt.-nek, valamint kivitelezőjének, a Mecsekérc Zrt.-nek a munkához nyújtott támogatásért, beleértve a projekt során keletkezett kéziratos jelentések rendelkezésünkre bocsátását. FÖLDES Tamásnak köszönjük a CT-felvételeket. Köszönjük a lektoroknak, NÉMETH Norbertnek, RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófiának és egy névtelen lektornak, FODOR László szakszerkesztőnek, valamint a főszerkesztőnek, SZTANÓ Orsolyának a kézirat alapos átnézését és építő szándékú hozzászólásaikat.

Irodalom–References

- AKYÜZ, H. S., KARABACAK, V. & ZABCI, C. 2014: Paleoseismic Trenching. – In: BEER, M., KOUGIOUMTZOGLU, I. A., PATELLI, E. & AU, I. K. (eds): *Encyclopedia of Earthquake Engineering*. Springer, Berlin, Heidelberg, 15 p.
- ALESSIO, G., ALFONSI, L., BRUNORI, C. A., BURRATO, P., CASULA, G., CINTI, F. R., CIVICO, R., COLINI, L., CUCCI, L., DE MARTINI, P. M., FALCUCCI, E., GALADINI, F., GAUDIOSI, G., GORI, S., MARIUCCI, M. T., MONTONE, P., MORO, M., NAPPI, R., NARDI, A., NAVE, R., PANTOSTI, D., PATERA, A., PESCI, A., PIGNONE, M., PINZI, S., PUCCI, S., VANNOLI, P., VENUTI, A. & VILLANI, F. 2012: A photographic dataset of the coseismic geological effects induced on the environment by the 2012 Emilia (northern Italy) earthquake sequence. – *Miscellanea Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia* **16**, 74 p.
- ANDRIEUX, E., BERTRAN, P., ANTOINE, P., DESCHODT, L., ARNAUD, L. & COUTARD, S. 2016: Database of pleistocene periglacial features in France: Description of the online version. – *Quaternaire* **27**, 329–339. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7717>.
- ATKINSON, G. 1984: Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. – *Earthquake Spectra* **1**, 107–123. <https://doi.org/10.1193/1.1585259>
- BENNETT, M. R., BUSTOS, D., BELVEDERE, M., MARTINEZ, P., REYNOLDS, S. C. & URBAN, T. 2019: Soft-sediment deformation below mammoth tracks at White Sands National Monument (New Mexico) with implications for biomechanical inferences from tracks. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **527**, 25–38. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.04.023>
- CAPUTO, R., IORDANIDOU, K., MINARELLI, L., PAPANATHANASSIOU, G., POLI, M. E., RAPTI-CAPUTO, D., SBORAS, S., STEFANI, M. & ZANFERRARI, A. 2012: Geological evidence of pre-2012 seismic events, Emilia-Romagna, Italy. – *Annals of Geophysics* **55/4**, 743–749. <https://doi.org/10.4401/ag-6148>
- CSILLAG G., SEBE K., SÍKHEGYI F. & TELBISZ T. 2016: II. kötet. Geomorfológiai magyarázó. – In: MAROS Gy. (szerk.): 1.3.18. Észlelési és földtani-geomorfológiai térképszervezés és térképmagyarázó. Földtani-geomorfológiai térkép magyarázója. – *Kézirat*, MÁ/PA2-16-FT-32, Mecsekérc Zrt., Pécs, 96–161.

- FÁBIÁN, SZ. Á., KOVÁCS, J., VARGA, G., SIPOS, GY., HORVÁTH, Z., THAMÓ-BOZSÓ, E. & TÓTH, G. 2014: Distribution of relict permafrost features in the Pannonian Basin, Hungary. – *Boreas* **43**, 722–732. <https://doi.org/10.1111/bor.12046>
- EISSMANN, L. 2002: Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon–Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. – *Quaternary Science Reviews* **21**, 1275–1346. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(01\)00075-0](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(01)00075-0)
- FÖLDES T. 2016: Prezentáció Pa 21 C, E1 fúrások anyagain elvégzett CT mérések alapján. – *Kézirat*, 2016.07.13. előadás, Paks, Mércé Bt. digitális adattár, 2 p.
- FRENCH, H. M. 2007: *The Periglacial Environment*. – Wiley, Chichester, 458 p. <https://doi.org/10.1002/9781118684931>
- GYÓRI E., GRIBOVSKY, K., MARÓTINÉ KISZELY M., SZEIDOVITZ GY. & TÓTH L. (GeoRisk Földrengés Mérnöki Iroda Kft.) 2016: Szeizmotektonikai modell. – Földrengés forrásmodellek. – *Kézirat*, GR-P2-010/1 (Vol 2) ÁKMI Kft., Budapest, 2016. március 30.
- HALÁSZ A., KONRÁD GY. & SEBE K. 2016: Kutatóárkok dokumentáló és értelmező jelentése. – *Kézirat*, MÁ/PA2-16-FT-15, Mecsekérc Zrt., Pécs, 56 p.
- HORVÁTH F., KOROKNAI B., TÓTH T., WÓRUM G., KONRÁD GY., KÁDI Z., KUDÓ I., HÁMORI Z., FILIPSKY P., NÉMETH V., SZÁNTÓ É., BÍRÓ A., KOROKNAI ZS., FÖLDVÁRI K. & KOVÁCS G. 2019: A „Kapos-vonal” középső szakaszának szerkezeti-mélyföldtani viszonyai és neotektonikai jellegei a legújabb geofizikai vizsgálatok tükrében. – *Földtani Közlöny* **149/4**, 327–350. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2019.149.4.327>
- LAVECCHIA, G., DE NARDIS, R., CIRILLO, D., BROZZETTI, F. & BONCIO, P. 2012: The May–June 2012 Ferrara Arc earthquakes (northern Italy): structural control of the spatial evolution of the seismic sequence and of the surface pattern of coseismic fractures. — *Annals of Geophysics* **55/4**, 533–540. <https://doi.org/10.4401/ag-6173>
- LUNINA, O. V. & GLADKOV, A. S. 2016: Soft-sediment deformation structures induced by strong earthquakes in southern Siberia and their paleoseismic significance. – *Sedimentary Geology* **344**, 5–19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.02.014>
- MAGYARI Á. 2016: Késő-pleisztocén üledékföldtani, neotektonikai és paleoszeizmológiai megfigyelések Paks tágabb környezetében. – *Kézirat*, MÁ/PA2-16-FT-07, Mecsekérc Zrt., Pécs, 41 p.
- MCCALPIN, J. P. 2009: *Paleoseismology*. – 2nd Edition, Academic Press, Amsterdam–London, International Series 95, 615 p.
- MILÀN, J., CLEMMENSEN, L. B., BUCHARDT, B. & NOE-NYGAARD, N. 2007a: A Late Holocene tracksite in the Lodbjerg dune system, northwest Jylland, Denmark. – In: LUCAS, S., SPIELMANN, J. & LOCKLEY, M. (eds.): *Cenozoic Vertebrate Tracks and Traces*. – *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin* **42**, 241–250.
- MILÀN, J., BROMLEY, R. G., TITSCHACK, J. & THEODOROU, G. 2007b: A diverse vertebrate ichnofauna from a Quaternary eolian oolite, Rhodes, Greece. – In: *Sediment–Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*. – *SEPM Special Publication* **88**, 333–343.
- MILÀN, J., THEODOROU, G., LOOPE, D. B., PANAYIDES, I., CLEMMENSEN, L. B. & GKIONI, M. 2015: Vertebrate tracks in Late Pleistocene–Early Holocene (?) carbonate aeolianites, Paphos, Cyprus. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae* **85**, 507–514. <http://dx.doi.org/10.14241/asgp.2015.012>
- MOLNÁR M. & VERES M. 2016: Fny07-46. AMS 14C vizsgálati jegyzőkönyv. – *Kézirat*, (mintaazonosító: I/1373 és 1374 sorozat) 4 p.
- MORETTI, M. & VAN LOON, A. J. 2014: Restrictions to the application of ‘diagnostic’ criteria for recognizing ancient seismites. – *Journal of Palaeogeography* **3/2**, 162–173. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2014.00050>
- ÖBERMEIER, S. F. 1996: Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. – *Engineering Geology* **44**, 1–76.
- ÖBERMEIER, S. F., OLSON, S. O. & GREEN, R. A. 2005: Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. – *Engineering Geology* **76**, 209–234. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.009>
- PILLOLA, G. L. & ZOBOLI, D. 2017: Dwarf mammoth footprints from the Pleistocene of Gonnese (southwestern Sardinia, Italy). – *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* **56/1**, 57–64. <http://dx.doi.org/10.4435/BSPI.2017.05>
- PIRROTTA, C., BARBANO, M. S., GUARNIERI, P. & GERARDI, F. 2007: A new dataset and empirical relationships between magnitude/intensity and epicentral distance for liquefaction in central-eastern Sicily. – *Annals of Geophysics* **50/6**, 763–774. <https://doi.org/10.4401/ag-3055>
- RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A., CALVO, J. P., DE VICENTE, G. & GÓMEZ-GRAS, D. 2000: Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. – *Sedimentary Geology* **135**, 117–135. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(00\)00067-1](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(00)00067-1)
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. & KERN, Z. 2016: Permafrost or seasonal frost? A review of paleoclimate proxies of the last glacial cycle in the East Central European lowlands. – *Quaternary International* **415**, 241–252. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.027>
- SEBE, K., CSILLAG, G., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., FODOR, L., THAMÓ-BOZSÓ, E., MÜLLER, P. & BRAUCHER, R. 2011: Wind erosion under cold climate: A Pleistocene periglacial mega-yardang system in Central Europe (Western Pannonian Basin, Hungary). – *Geomorphology* **134/3–4**, 470–482. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.003>
- SÍKHEGYI, F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: a geomorphological approach. Special Publication Series – EGU Stephan Mueller **3**, 203–216. <https://doi.org/10.5194/smsps-3-203-2002>
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. & FÜRI J. 2016a: *OSL kormeghatározási eredmények. Paks környéki minták II*. – *Kézirat*, Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 44 p.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. & FÜRI J. 2016b: *OSL kormeghatározási eredmények. Paks környéki minták V*. – *Kézirat*, Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 13 p.
- THORSEN, R. M., CLAYTON, W. S. & SEEBER, L. 1986: Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern Connecticut. – *Geology* **14**, 463–467.

- TÓTH T. & HORVÁTH F. 1997: Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. – In: MAROSI S. & MESKÓ A. (szerk.): *A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága*. Akadémiai Kiadó, Budapest 123–152.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. 1999: Van bizonyíték negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén! – *Földtani Közlöny* **129/1**, 109–124.
- WORSLEY, P. 2014: Ice-wedge growth and casting in a Late Pleistocene, periglacial, fluvial succession at Baston, Lincolnshire. – *Mercian Geologist* **8/3**, 159–170.
- WÓRUM G., BIRÓ A., KÁDI Z., KOROKNAI B., KOVÁCS G. & VISNOVITZ F. 2015: Értékelő jelentés a 3D szeizmikus kutatás eredményeiről (1.3.9.). – *Kézirat*, MÁ/PA2-15-SZ/08 V1., Mecsekérc Zrt., Pécs, 48 p.
- Kézirat beérkezett: 2020. 05. 16.

Anyakőzet-tulajdonságok és termikus átalakulások a Kösseni Formációban

KONCZ István

koncz.istvan38@gmail.com

Source rock features and thermal transformations in the Kössen Formation

Abstract

According to the results of oil-to-source rock correlation, heavy oils discovered in Nagylengyel were generated by the Kössen Formation. Based on trend values of Rock-Eval data and organic sulfur to carbon-atomic ratios, the lower part of the Kössen Formation in the Rezi-1 drilling shows high hydrocarbon potential and the presence of sulfur-rich, type IIS kerogen.

Using the hypothetical burial history of the Kössen Formation in the Bak–Nova trench and kinetic constants corresponding to IIS kerogen, thermal transformation generating heavy oil came to an end in Upper Cretaceous at a temperature of 70 °C. This early generation of oil was due to the presence of sulfur-rich, IIS type kerogen.

The primary migration of heavy oil caused by overpressure coincides with the beginning of decomposition of asphaltene present in the heavy oil. Micro-fracturing of the Kössen Formation was due to the volume increase of oil present in the pores, itself being the consequence of asphaltene decomposition.

Thermal transformation of kerogen in the Kössen Formation ended with gas generation at higher maturity levels corresponding to vitrinite reflectance of at least 1.3%.

Keywords: IIS type kerogen, heavy oil, asphaltene decomposition, primary migration

Összefoglalás

Az olaj–anyakőzet korrelációk eredményei szerint a Nagylengyelben felfedezett nehézőlajat a Kösseni Formáció generálta. A Rock-Eval adatok és a szerves kén–szén atomarányok alapján a Kösseni Formáció alsó része a Rezi-1 fúrásban magas szénhidrogén-potenciálú és a kénben dús, IIS típusú kerogén jelenlétét mutatja.

Felhasználva a Bak–Nova-árokban lévő Kösseni Formáció feltételezett eltemetődési történetét és a IIS típusú kerogénnek megfelelő kinetikai konstansokat, a nehézőlaj képződése a felső kréta időszakban, 70 °C hőmérsékleten ért véget. Az olaj ilyen korai képződése kénben dús, IIS típusú kerogén jelenlétének köszönhető.

A nehézőlajnak a túlnyomás által létrehozott primer migrációja egybeesik a nehézőlajban lévő aszfaltének bomlása kezdetével. A Kösseni Formáció felrepedése a porusokban jelen lévő olaj térfogat-növekedése miatt előállt nyomás-növekedésnek köszönhető, ami az aszfaltén-bomlás következménye.

A Kösseni Formáció kerogénjének termikus átalakulása gázképződéssel zárul a legalább 1,3% vitrinitreflexiónak megfelelő magasabb termikus érettségi szinteken.

Kulcsszavak: IIS típusú kerogén, nehézőlaj, aszfaltén-bomlás, primer migráció

Bevezetés

Ez idő szerint a felső triász korú Kösseni Formáció Magyarország legidősebb anyakőzete, amely felhalmozódásokat hozott létre Nagylengyel térségében. Az észak-zalai medence fejlődéstörténete a következőkben vázolható (DUBAY 1962). A telepek a felső triász (nori) Fődolomitban

és a felső kréta (rudistás) mészkőben helyezkednek el, amelyekben főleg karsztos üregek tartalmazzák az olajat. Az orogén fázisok alatt mind a Fődolomit, mind a felső kréta mészkő felszíne szárazulattá vált, és karsztosodott. Az ausztriai orogén fázis idején, a kréta időszakban az alsó kréta és a jura korú üledékek erősiót szenvedtek, sőt – a szerkezet Ny-i részén – a felső triász Kösseni Formáció is megsem-

misült: a nyugati részen lévő Salomvár jelű fúrásokban a Fődolomit közvetlenül a miocén üledékekkel érintkezik. A későbbi, larami és pireneusi orogén fázisok során alakultak ki a felső kréta rudistás mészkő karsztos üregei.

A nagylengyeli olaj 0,9 feletti, 0,95–0,98 t/m³ sűrűségű, igen viszkózus nehézőlaj, amely igen kevés könnyű, benzín-részt tartalmaz. Az olajnak csak 35–50%-a szénhidrogén, a többi kén-, oxigén- és nitrogénatomokat is magában foglaló gyanta és aszfaltén. A nagylengyeli olajnak ez a karaktere nem a mikrobiális működés, a biodegradáció következménye, hiszen teljes és érintetlen normál-alkán sorozattal rendelkezik a gázkromatográfiás mérések eredményei szerint (CLAYTON & KONCZ 1994). A nagylengyeli olaj kén-tartalma nagy (2–6%), ami arra utal, hogy az olaj karbonátokban gazdag kőzetben képződött. Oxigénhiányos tengeri üledékképződés során a szulfátredukáló mikrobák kénhidrogént termelnek, ami a fémekben szegény karbonátos üledékekben nem tud megkötődni fémszulfidok, például pirit formájában (GRANSCH & POSTHUMA 1974). Így a kénhidrogénből a kén a szerves anyagba, a kerogénbe épül be, ami létrehozza a kénben dús, IIS típusú kerogént, amelyben a szerves kén és szén atomaránya legalább 0,04 (ORR 1986). Ennek a kénben gazdag kerogénnek a hőbomlása eredményezi a kénben gazdag nehézőlajat, amikor az anyakőzet az üledékek lerakódása során egyre mélyebbre és nagyobb hőmérsékletű környezetbe kerül.

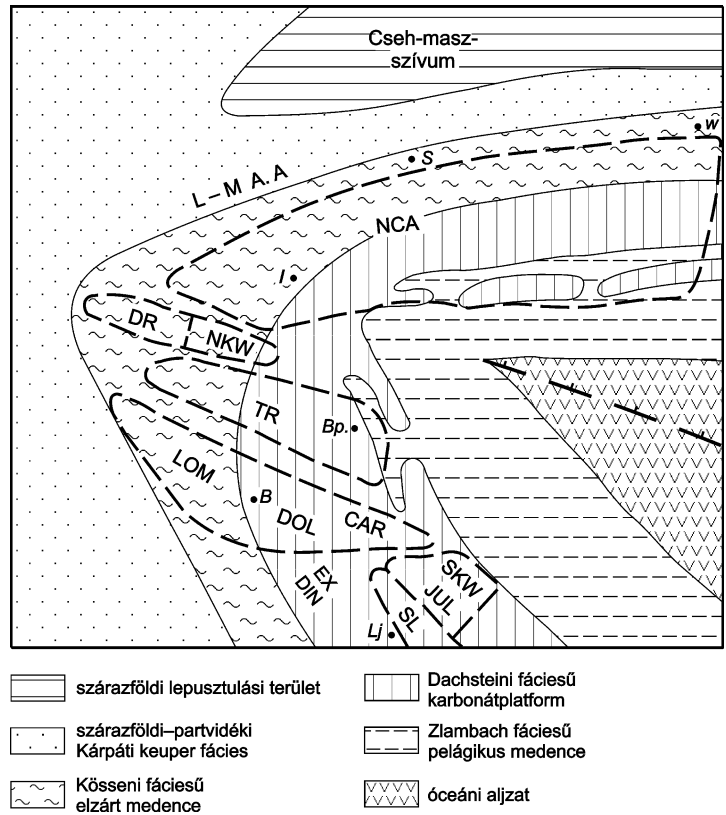
Az anyakőzetek extraktumaiban és az olajokban lévő szénhidrogének tulajdonságainak összehasonlításán alapuló olaj–anyakőzet korrelációk eredményei szerint a nagylengyeli olaj anyakőzete a Kösseni Formáció (KONCZ 1990, 2016; CLAYTON & KONCZ 1994). A késő triász korú Kösseni Formációból, a késő kréta korú Jákói Márgából és a középső miocén korú badeni anyakőzetekből előállított extraktumok szénhidrogénjeinek összehasonlítása, az anyakőzet–anyakőzet korreláció arra az eredményre vezetett, hogy a Kösseni Formáció szénhidrogénjei különböztek a többi anyakőzetekéitől. A felső kréta és a középső miocén anyakőzetek szénhidrogénjei tulajdonságaikban nem különböztek egymástól. A Kösseni Formáció szénhidrogénjei izotóposan könnyebbek voltak, és – értelemszerűen – nem tartalmaztak oleanánt. Ez utóbbi, a szárazföldi zárwatermő növényzetből származó oleanán csak a felső kréta időszakától kezdődően létezik (PETERS & MOLDOWAN 1993). A nagylengyeli nehézőlaj szénhidrogénjei izotóposan könnyebbek voltak, továbbá oleanánt nem tartalmaztak, szemben a főleg miocén tárolókőzetekben felhalmozódott olajokkal, amelyek izotóposan nehezebbek voltak, és oleanánt tartalmaztak. Bár az olajok desztillációs frakcióinak jellege nem tekinthető általános érvénnyel genetikai információ-hordozónak, a kösseni eredetű nagylengyeli olaj párlataiban parafin, a többi olaj párlataiban intermedier, nafténesbe hajlónak bizonyult (GRÁF 1961).

A Kösseni Formáció a dunántúli-középhegységi szerkezeti egység nyugati részén fejlődött ki. A Bakonyban, a Keszthelyi-hegységben felszínközlelben, a Zalai-medence aljzatában mélyen a fiatalabb üledékek alatt ismert. Vastagsága 20–400 m között változik: a Zalai-medencében

és a Dunántúli-középhegység Ny-i részén a legnagyobb, és kelet felé a Dachsteini Mészkő Formációval összefogazódik, majd kiemelkedik (HAAS 1998). Az ősföldrajzi rekonstrukció szerint a Dunántúli-középhegység a Tethys óceán Ny-i részén, az Északi- és a Déli-Alpok között helyezkedett el (1. ábra) (HAAS et al. 1995). A dunántúli-középhegységi kösseni medencérés ősföldrajzi-fejlődéstörténeti tendenciái összhangban vannak a Déli-Alpokban és az Északi-Mészkőalpokban észlelt tendenciákkal: közéjük a középhegységi szegmens ellentmondásmentesen beilleszthető (HAAS 1993). Az említett eredeti ősföldrajzi helyzetből a középhegységi elem keleti irányban mozdult el, és jelenleg az Ausztróalpi- és a Tiszai-egység között helyezkedik el (2. ábra) (HAAS et al. 1995).

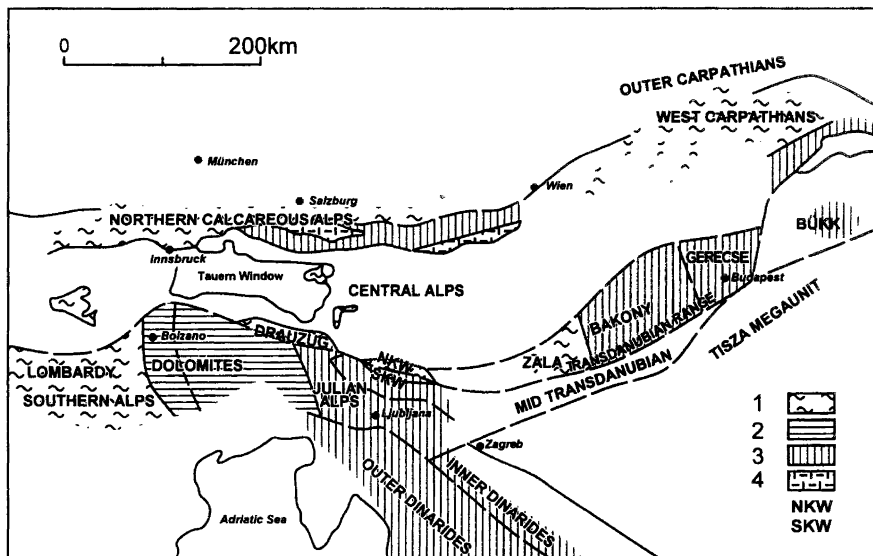
A Kösseni Formáció rétegtani megfelelője Észak-Olaszországban, Lombardiában a Riva di Solto Formáció, amely a Lugano-tótól a Garda-tóig terjed, és legtöbbször már a felszínen is mutatkozik. Ennek a Lombardiai-medencének az északi szomszédja volt a Dunántúli-középhegység elem. A felső triász időszaki üledékképződés a tektonikai hatások miatt blokkokra tagolódott medence egyes rész-medencéiben ment végbe, amelyeknek eltemetődési története igen különböző volt aszerint, hogy – egyrésztől – milyen mértékű volt a felső triász időszaki üledékképződés, másrésztől milyen vastag jura képződmények rakódtak le a későbbi inverziót megelőzően. Ezek a hatások azt eredményezték, hogy az egyes részmedencék jelenleg felszínen lévő Riva di Solto Formációja igen eltérő termikus érettséget ért el. A részmedencék közül a Lugano Platform és az Albenza terület Riva di Solto Formációjának vitrinit-reflexióval kifejezett termikus érettsége 0,3%, illetve 0,3–0,5%, azaz termikus értelemben éretlen (STEFANI & BURCHELL 1990). A többi részmedencében a termikus érettség 1,0% feletti vitrinitreflexióval jellemezhető. A legmagasabb termikus érettség az Iseo részmedencében volt mérhető: a vitrinitreflexió átlagosan 4,0% volt. Ez az igen magas érték annak következménye, hogy az eleve legalább 2000 méter vastagságú Riva di Solto Formációt vastag jura képződmények fedték be a részmedence későbbi inverzióját megelőzően. Saját mintagyűjtésünk és méréseink hasonló tendenciákat mutattak (BALÁZS & KONCZ 1999). A Keszthelyi-hegységben mélyült Rezi-1 fúrásban a Kösseni Formáció szerves anyagának termikus érettsége felszínközlelben (max. 300 m) igen alacsony. A Rock-Eval mérésekből származó és a termikus érettségre jellemző T_{max}-értékek átlaga 411 °C. A Lugano-platform területén a Riva di Solto 0,3% vitrinitreflexióval jellemezhető.

Milano közelében nagy méretű és készletű gáz–gáz-kondenzátum felhalmozódást fedeztek fel. Ennek a Malossa elnevezésű előfordulásnak a tárolókőzetei korukat illetően a felső triász Fődolomittól az alsó krétaig terjednek, és 5150–5670 m mélységben helyezkednek el (MATTAVELLI & MARGARUCCI 1979). A genetikai korrelációk eredményei szerint a Malossa-mező szénhidrogénjei a Riva di Solto Formációban képződtek (RIVA et al. 1986). A Malossa-mező szénhidrogénjeinek szénizotóparányai izotóposan könnyű karaktert mutatnak, hasonlóan a Magyarország területén



1. ábra. Fácieseloszlás a középső noriban (HAAS et al. 2009 alapján)
 CAR - Kárpátok, DOL - Dolomiok, DR - Dráva-gerinc, EX DIN - Külső-Dinaridák, JUL - Juliai Alpok, LOM - Lombardia, NCA - Északi-Mészköalpok, NKW - Északi-Karavankák, SKW - Déli-Karavankák, SL - Szlovén-medence, TR - Dunántúli-középhegység

Figure 1. Facies distribution for the latest middle Norian (after HAAS et al. 2009)
 CAR - Carpathians, DOL - Dolomites, DR - Dráva Range, EX DIN - External Dinarides, JUL - Julian Alps, LOM - Lombards, NCA - North Calcareous Alps, NKW - North Karawankas, SKW - South Karawankas, SL - Slovenian Basin, TR - Transdanubian Range



2. ábra. A nori-rhaeti fácieszónák jelenlegi helyzete
 1 - Kösseni fácies, 2 - Dachsteini Dolomit, Födölomit, 3 - Dachsteini Mészkö, zátonyképződmény, 4 - Zlambach fácies, NKW - Északi-Karavankák, SKW - Déli-Karavankák (HAAS et al. 1995 után)

Figure 2. Present-day setting of norian-rhaetian facies zones
 1 - Kössen facies, 2 - Dachstein Dolomite, Dolomia Principale, 3 - Dachstein Limestone reefs, 4 - Zlambach facies, NKW - Northern Karawankas, SKW - Southern Karawankas (after HAAS et al. 1995)

lévő Kösseni Formációhoz és a belőle képződött nagylengyeli olajhoz. Mivel a Malossa területen hiányzik a Riva di Solto Formáció, feltételezhető, hogy a szénhidrogének anyakőzete a Malossa-mező északi szomszédságában lévő Iseo-medence keleti részén van, ahol a Riva di Solto Formáció igen nagy vastagságban fejlődött ki, és a jura időszakban került abba az állapotba, hogy szénhidrogéneket tudjon generálni.

A Kösseni Formáció tulajdonságai a Rezi-1 fúrásban

A Rezi-1 fúrásban a Kösseni Formáció mélységintervalluma 24–265 m, amelyben három egység különíthető el a kőzetek típusa szerint (HAAS 1993): 265–201, 201–73 és 73–24 m. Hasonló egységek szerepelnek a Rock-Eval eredményeket közlő publikációban (HETÉNYI 1989). Az alsó rész (196–265 m) 60%-nál nagyobb kalcium-karbonát tartalmú mészmárga, a középső rész agyagmárga és a felső rész aleurolit. A következőkben a geokémiai paraméterek trendjei kerülnek bemutatásra. A trendek a „mozgó átlag” módszerével (Kriging) készültek, amelynek során a mélység növekedésének megfelelő öt adat mediánja jellemzi az illető szakaszt (DAVIS 1986).

Az S2 és TOC adatok trendjei

Az S2 (mg CH/g kőzet) és a TOC (%) adatok a Rock-Eval elemzésekből származnak (HETÉNYI 1989). Az S2 a kőzet szénhidrogén-potenciálja, amely azt jelzi, hogy mennyi szénhidrogén képes keletkezni akkor, ha a kőzet szerves anyagának megfelelő, aktív része teljes mértékben átalakul szénhidrogénné. A TOC a szerves széntartalom.

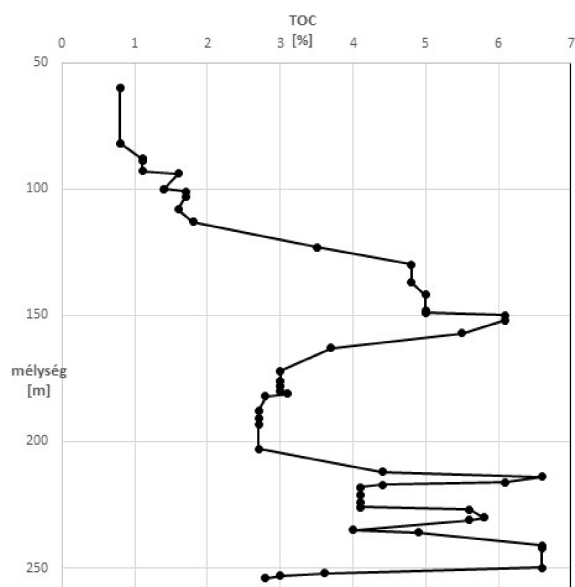
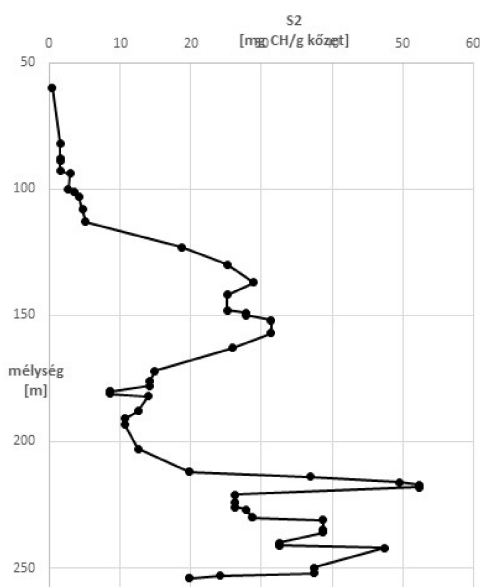
Mind az S2, mind a TOC trendértékek 123–176, illetve 212–252 m intervallumban egy-egy maximummal rendelkeznek szakaszt mutatnak (3. ábra). A kisebb mélységben lévő szakaszban 150–152 m mélységben az S2 31, a TOC 6,1 maximumot ér el. A nagyobb mélységben lévő szakaszt mindkét paramétert illetően két maximum jellemzi: az S2 trendértékek 216–217, illetve 241 m-ben 52, illetve 48 S2 maximumot, a TOC trendértékek 214, illetve 241–250 m-ben 6,6 maximumot mutatnak. Az S2 és TOC adatok ciklikus változásai összhangban lehetnek a tengerszint-ingadozásokkal (HETÉNYI & SAJGÓ 2004). Tekintettel arra, hogy a termikus érettség igen alacsony fokozatú, a mért szénhidrogénpotenciál-értékek (S2) a Kösseni Formáció eredeti potenciálját mutatják.

A HI és S/C adatok trendjei

A hidrogénindex (HI mg CH/g TOC) a kerogén minőségét jelzi. Az 50–157 m szakaszban a HI trendadatok 50-től 500 fölé emelkednek, de a 600 értéket még nem érik el. 212–217 m intervallumban a HI-értékek 700 feletti, továbbá a 227–254 m szakaszban 600 feletti, de a 700 értéket nem érik el (4. ábra). A trendadatokból látható, hogy a kerogén minősége a mélység növekedésével egyre nagyobb mértékben olajgeneráló.

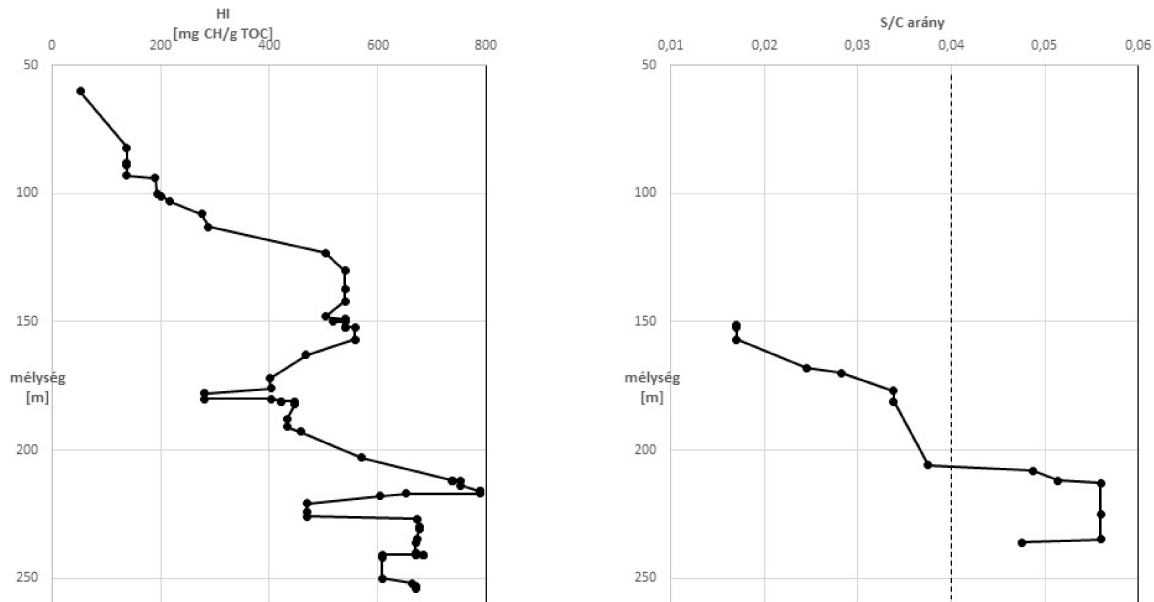
A szerves kén és szén atomaránya (S/C) 200 métertől kezdődően 0,04 feletti, és ennél fogva a kénben dús, IIS típusú kerogén jelenlétét jelzi (VETŐ et al. 2000) (4. ábra). Az említett szakaszban (>200 m) a kőzetek karbonát-tartalma 60% feletti, kisebb mélységben viszont 20–60% közötti, lényegesen alacsonyabb.

Az előzőekben ismertetett trendadatok szerint a Rezi-1 fúrásban feltárt Kösseni Formáció alsó (>200 m) szakasza mind mennyiségi (S2, TOC), mind minőségi (HI, S/C)



3. ábra. S2 és TOC trendek a Rezi-1 fúrásban

Figure 3. S2 and TOC trends in Rezi-1 drilling (mélység = depth in metre, kőzet = rock)



4. ábra. HI és S/C trendek a Rezi-1 fúrásban

Figure 4. HI and S/C trends in Rezi-1 drilling (mélység - depth in metre, arány - ratio)

szempontból a legkedvezőbb tulajdonságokkal rendelkezik az olajképződést illetően. Itt a kerogén típusa kénben dús (IIS), amelyre jellemző, hogy termikus hatásra „bomlékonyabb”, mint a kénben szegényebb (II) típus. Ennek oka az, hogy a C–S kötések felbomlásához szükséges energia kisebb, mint a C–C kötésekéhez szükséges. Ennek következménye az, hogy még a 0,4% vitrinitreflexiónak megfelelő termikus érettséget sem kell elérnie ahhoz, hogy meginduljon az olajképződés (BASKIN & PETERS 1992). Ezzel szemben a II típusú kerogén esetében az olajképződés megindulásához legalább 0,6% vitrinitreflexiónak megfelelő termikus érettség szükséges.

A Kösseni Formáció szerves anyagának termikus átalakulási folyamata

A szerves anyag hőbomlásának leírására az Arrhenius-törvény alkalmas, amely a reakciósebesség (k) és az abszolút hőmérséklet (T Kelvin-fok) közötti kapcsolatot fejezi ki (COMER 1992):

$$\ln k = -E/RT + \ln A \quad (1)$$

Az aktiválási energia (E kcal/mol) azt a minimális energiát jelenti, amely ahhoz szükséges, hogy a kémiai kötés az egyes atomok között fel tudjon bomlani. Az „ A ” tényező a frekvenciafaktor (millió év^{-1}). Az egyenletből (1) látható, hogy azonos frekvenciafaktor esetén a hőmérséklet növekedésével a reakciósebesség exponenciálisan nő.

A fent említett kinetikai állandók (E , A) meghatározására szolgáló módszerek egyikének az azonos hőmérsékleten végzett (izoterm) kísérletek tekinthetők, amelyeket több hőmérsékleten hajtanak végre. A kísérleti eredmények egy $\ln k - 1/T$ diagramban az Arrhenius-törvény szerint egyenest adnak, amelynek meredekségéből az aktiválási

energia, tengelymetszetéből pedig a frekvenciafaktor logaritmusát határozható meg.

Az izoterm kísérletek tulajdonképpen a pirolízis körébe tartoznak, amelyek során a természetesnél nagyobb hőmérsékleten tartják a vizsgálandó kőzetet azért, hogy a reakciók idejét lerövidítsék, továbbá inert gázt használnak.

A Monterey Shale vizes pirolízise során meghatározott kinetikai konstansok alkalmasak lehetnek a Kösseni Formáció alsó részén (> 200 m) lévő IIS típusú kerogén termikus átalakulásának számítására (LEWAN 1989). Az említett kinetikai konstansokat COMER (1992) cikkében találtam meg. Választásom azért is esett LEWAN vizes pirolízissel nyert eredményeire, mert a víz jelenléte a természetes közeget alkotja. A víz poláris, dipólus-momentummal rendelkező vegyület lévén elősegíti a kerogén bomlását. A többi adat száraz (víz) nélküli körülmények között született. Kaliforniában ismert a miocén Monterey Shale, amelynek szerves kén és szén atomaránya 0,044. A belőle képződött olaj magas kéntartalmú nehézolaj, amely alacsony hőmérsékleten keletkezett igen alacsony termikus érettség elérésekor. A kísérletek eredményeiből meghatározott kinetikai konstansok számszerű értékei: E 34,3 kcal/mol, $\ln A$ 48 (millió év^{-1}). A Rezi-1 fúrásból, 142 m mélységből vett kőzetmintából pirolízissel meghatározott kinetikai konstansok: E 49,0 kcal/mol, $\ln A$ 61 (millió év^{-1}). A mélységérték alapján megállapítható, hogy a pirolízisnek alávetett kőzet II típusú kerogént tartalmazott, és felhasználható a Rezi-1 fúrás Kösseni Formációja szerves anyagának jellemzésére 200 méternél kisebb mélységben. Ez utóbbi kinetikai konstanspárt a USGS denveri laboratóriumában határozták meg a Lawrence Livermore Kinetics (LLNL) program segítségével.

A szerves anyag (kerogén) termikus átalakulásának számítását izoterm viszonyok között, kinetikailag elsőrendű

reakció esetén a következő összefüggés teszi lehetővé (COMER 1992):

$$\ln(c_0/c_t) = k \times t \quad (2)$$

A reakciósebesség (k) és az idő (t) szorzata megadja a kezdeti koncentráció (c_0) és a t idő elteltével lecsökkent koncentráció (c_t) hányadosának logaritmusát. A kinetikailag elsőrendű reakció esetén nem szükséges a molekulák összeütközése, hanem maga a molekula, ez esetben a kerogén bomlik részekre.

Az üledékes kőzetek szerves anyaga azonban nem izoterm körülmények között alakul át például olajjá és gázzá, hanem az üledékképződésnek megfelelően egyre emelkedő hőmérsékleten. Ennek megfelelően a kérdéses képződmény idő–mélység, illetve idő–hőmérséklet összefüggését izoterm szakaszokra bontjuk – például 10 Celsius fokként emelkedő hőmérséklet-sorozathoz rendeljük a hozzájuk tartozó időtartamokat. Így az egyes izoterm szakaszokra alkalmazott, (1) egyenlettel kiszámított reakciósebességet szorozzuk az izoterm szakaszokhoz tartozó időtartamokkal a (2) egyenlet szerint. Feltételezve a c_0 bármilyen értékét, a lecsökkent koncentráció (c_t) számítható:

$$\ln c_t = \ln c_0 - k \times t \quad (3)$$

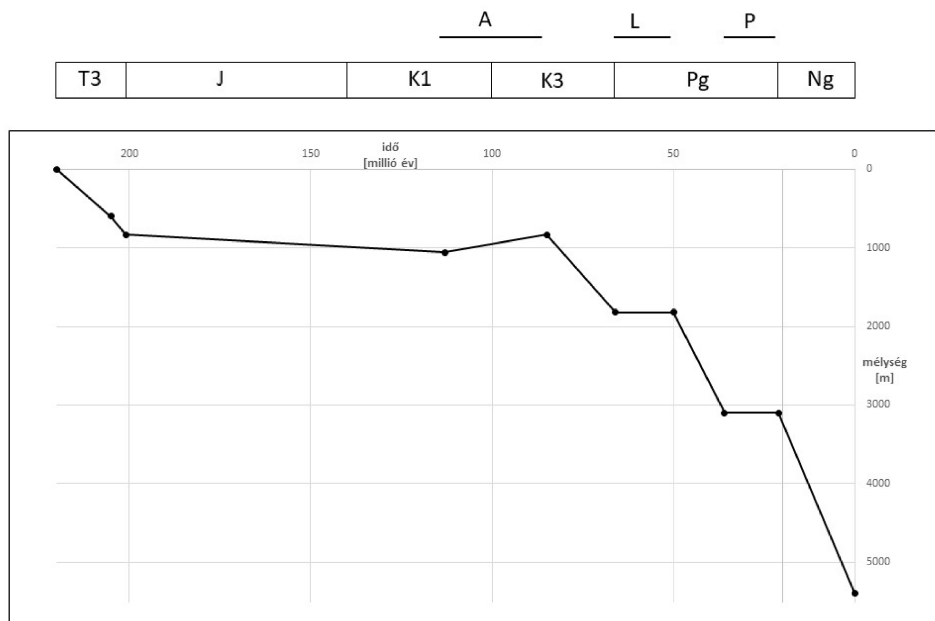
Mivel a keletkezett termék koncentrációja (c_k) számítható a $c_0 - c_t$ különbségből, az átalakulási vagy transzformációs arányszám ($TR = c_k/c_0$) is megadható, ha az egyes izoterm szakaszokban végbement átalakulásokat összegezzük.

Az egyes izoterm szakaszokhoz tartozó időt a Kösseni Formáció eltemetődési története szolgáltatja, amely a 830 m vastagságúnak feltételezett Kösseni Formáció fekéjére vo-

natkozik a Bak–Nova-árok helyzetében (5. ábra) (CLAYTON & KONCZ 1994). 42 °C/km geotermikus gradiens és 10 °C felszíni hőmérséklet esetén a 10 Celsius fokként számított izoterm szakaszok vastagsága 240 m. A jelenlegi geotermikus gradiens alkalmazására azért került sor, mert nem találtam olyan hőáramadatokat, amelyek a neogén előtti időszakra nézve mérvadóak lehetnek volna. A reakciókinetikai számításokban a 10 Celsius fokos izoterm szakaszokhoz tartozó hőmérsékletként az aktuális hőmérséklet-intervallum középértékét használtam: például 10 és 20 °C közöttinél 15 °C, és így tovább. A feltételezett eltemetődési történetből látható, hogy a Kösseni Formáció fekéjje jelenleg 5390 m mélységben lehet. Továbbá, a felső triász (T3), jura (J) és alsó kréta (K1) üledékképződést az ausztriai (A), a felső krétát (K3) a larami (L), a paleogénét (Pg) a pireneusi (P) orogén fázis szakította meg.

Az (1) egyenlet szerint a reakciósebesség (k) számításához az aktiválási energia (E) és a frekvenciafaktor (A) ismerete szükséges. A Kösseni Formáció szerves anyagának termikus átalakulására a következő, előbbiekben említett kinetikai konstansok lehetnek jellemzőek, amelyek a miocén korú Monterey Formáció kerogénjére vonatkozóan állnak rendelkezésre: E 34,2 kcal/mol, $\ln A$ 48 millió év⁻¹ (COMER 1992, LEWAN 1989). Ezt a választást az előzőekben megindokoltam. A modellszámítások eredményeihez tartozóan említettem meg, hogy a számított vitrinit-reflexiók jól megközelítik a mértéket: 2500 m mélységben 0,6%, 3000 m mélységben 0,8–1,0% (CLAYTON & KONCZ 1994).

A 6. ábra IIS jelű görbéje szemlélteti a kinetikai számítások eredményeként előállított átalakulási mértéket



5. ábra. A Kösseni Formáció eltemetődési története a Bak–Nova-árokban

T3 - felső triász, J - jura, K1 - alsó kréta, K3 - felső kréta, Pg - paleogén, Ng - neogén, orogén fázisok: A - ausztriai, L - larami, P - pireneusi

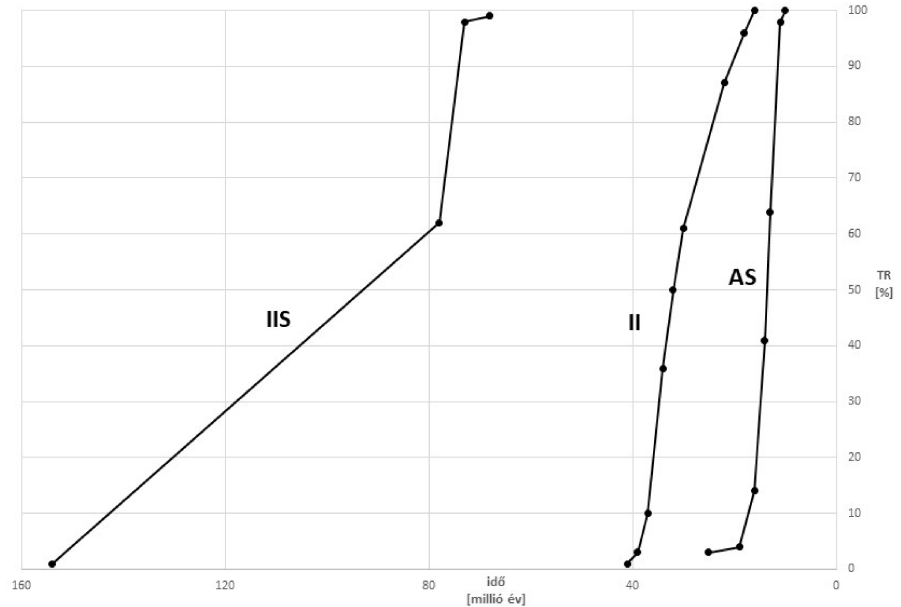
Figure 5. Burial history of Kössen Formation in Bak-Nova trench

T3 - Upper Triassic, J - Jurassic, K1 - Lower Cretaceous, K3 - Upper Cretaceous, Pg - Palaeogene, Ng - Neogene, orogenic events: A - Austrian, L - Laramide, P - Pyrenean (idő = time in million years, mélység = depth in metre)

(TR%) az idő függvényében. Ennek alapján a Kösseni Formáció kerogénjének nehézolajjá alakulása a jura időszak végén, az alsó kréta időszak kezdetén kezdődik, és a felső kréta időszakban már gyakorlatilag be is fejeződik. A teljes mértékű átalakulás 50 és 70 °C hőmérséklet-intervallumban, 950–1460 m mélységben ment végbe. Ennek a korai, viszonylag alacsony hőmérsékletet igénylő képződésnek az oka egyrészt az, hogy a Kösseni Formáció kerogénje IIS típusú, amely termikus értelemben bomlékonyabb. Másrészt az említett intervallumhoz tetemes idő, mintegy 81 millió év tartozik a 154–73 millió év intervallumban.

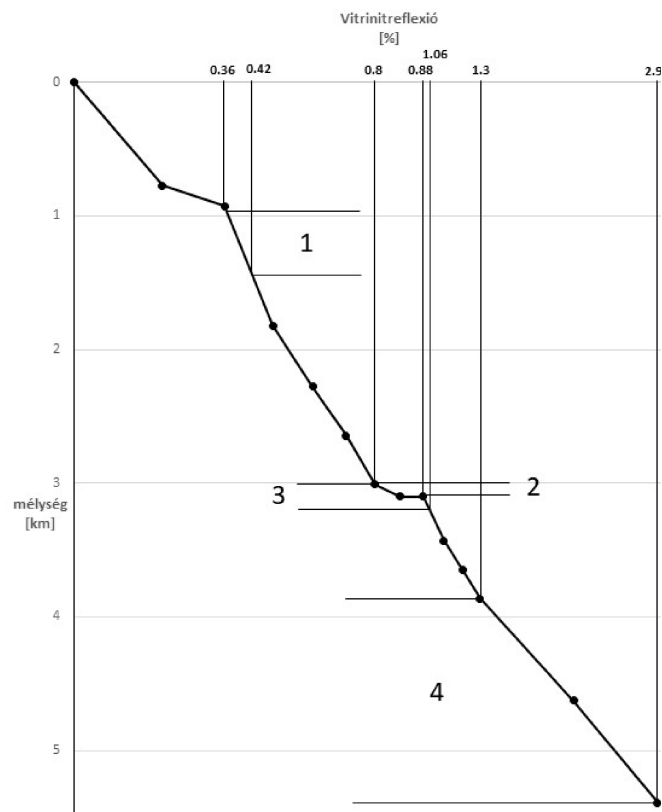
Összehasonlításként elvégeztem a kinetikai számításokat a Rezi-1 fúrás Kösseni Formációjának azon részére, amely csak II típusú kerogénnel rendelkezik. Itt a kinetikai konstansok a következők: E 49,0 kcal/mol, $\ln A$ 61 millió év^{-1} . Az eredményeket a 6. ábra II jelű görbéje szemlélteti. Látható, hogy az olaj képződése az eocén időszakban kezdődött, és a neogén elején fejeződött be. Ez azt jelenti, hogy az olajképződés a II típusú kerogén esetében 2–3 km mélység-intervallumban, 95–135 °C hőmérsékleten mehetett végbe. Tehát, jóval mélyebben és magasabb hőmérsékleten, mint a kénben dús és nehézolajat létrehozó IIS típusú kerogén esetében. Az a tény, hogy Nagylengyel térségében csak nehézolaj halmozódott fel, arra utal, hogy a Bak–Nova-árokban mint depocenterben a generáló anyakőzet kerogénjének típusa kénben dús volt, és a II típusú kerogént tartalmazó rész, amely a Rezi-1 fúrás kisebb mélységű részében mutatkozott, nem jött létre az üledékképződés során a Bak–Nova-árokban.

Kiszámítható a Kösseni Formáció fekéjéhez rendelt, feltételezett eltemetődés-történet mentén a szerves anyag érettségét mutató vitrinitreflexió (SWEENEY & BURNHAM 1990). Eszerint a Kösseni Formációban a nehézolaj képződése a vitrinitreflexió 0,36–0,42% tartományában ment végbe (7. ábra). Ez jóval alacsonyabb érettség, mint a kőolajképződés kezdetének tekinthető 0,6% vitrinitreflexió a kevésbé bomlékony II típusú kerogén esetén. Ennek az eltérésnek az oka a bomlékonyabb, kénben dús, IIS típusú kerogén, amely a Kösseni Formáció alsó részére jellemző a Rezi-1 fúrásban. Az olaj-szénhidrogének képződését követően nehézolaj egészen addig változatlan marad, amíg a nehézolaj aszfaltenjeinek hőbomlása meg nem kezdődik. A nehézolaj primer migrációja a Bak–Nova-árokban akkor következhetett be, amikor a Kösseni Formáció fekéje 3000–3100 m mélységben volt az eocén idején (36–37 millió év).



6. ábra. Átalakulási arányok (TR %) időbeli változása. (IIS - kerogén típus, II - kerogén típus, AS - aszfaltenbomlás)

Figure 6. Transformation ratios (TR %) vs. time. (IIS - kerogén type, II - kerogén type, AS - asphaltene decomposition). (idő = time)



7. ábra. A Kösseni Formáció vitrinitreflexiójának változása a mélységgel. R_0 % - vitrinitreflexió, 1 - nehézolaj képződése IIS típusú kerogénnél, 2 - a nehézolaj primer migrációja, 3 - aszfaltenbomlás, 4 - gázképződés

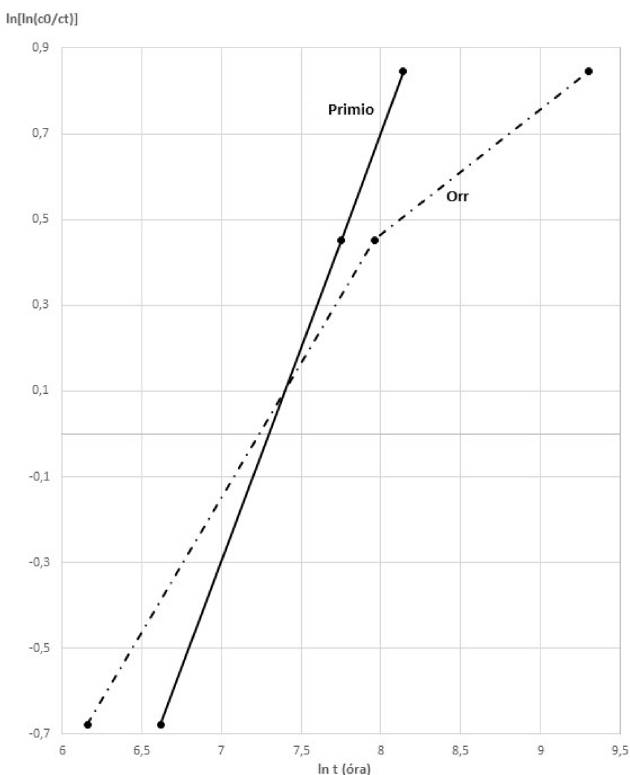
Figure 7. Vitrinite reflectance of Kössen Formation vs. depth. R_0 % - vitrinite reflectance, 1 - heavy oil generation from IIS type kerogén, 2 - primary migration of heavy oil, 3 - asphaltene decomposition, 4 - gas generation). (mélység = depth)

Ugyanis a nagylengyeli fúrások nehézzolajainak termikus érettsége 0,80–0,88% vitrinitreflexiónak megfelelő a metilfenantrén-index alapján. Az olajok termikus érettségének vitrinitreflexió egyenérték formájában történő számszerű megadására az aromás szénhidrogének közül a metilfenantrének alkalmasak (RADKE & WELTE 1983).

A nehézzolaj termikus átalakulásának folyamata

Kísérleti bizonyíték van arra, hogy a kőolaj aszfalténjei átalakulhatnak olaj-szénhidrogénné (ORR 1986). Az említett szerző a Monterey Formációban képződött olajmintát 300 °C hőmérsékleten tartotta 11 000 órán keresztül, és eközben megfigyelte az olajban bekövetkezett változásokat. Az eredetileg 0,999 t/m³ sűrűségű, 24,6% aszfalténtartalmú nehézzolaj a kísérlet végeztével 0,835 t/m³ sűrűségű, 2,4% aszfalténtartalmú könnyű olajjá alakult. A nehézzolaj átalakulása könnyű olajjá az aszfalténtartalom csökkenéséből eredt. Ez érthető is, mert az aszfaltének termikusan sokkal bomlékonyabbak az olaj-szénhidrogéneknél.

Az aszfaltének hőbomlásának kinetikai állandói a következők (PRIMIO 2000): E 52 kcal/mol, ln A 61 millió év⁻¹. ORR kísérleti eredményeit jól megközelítő adatokat szolgáltatott az említett kinetikai állandók. Az összehasonlítás eredményét a 8. ábra mutatja be, ahol a korábbiakban közölt (2) egyenlet logaritmikus alakja szerepel:



8. ábra. Az aszfalténbomlás kinetikája

Figure 8. Kinetics of asphaltene decomposition

$$\ln[\ln(c_0/c_t)] = \ln t \text{ (óra)} + \ln k$$

A Kösseni Formáció feküjének eltemetődési történetét (5. ábra) felhasználva és az aszfaltének hőbomlása kinetikai állandóit alkalmazva előállítható az aszfalténbomlást leíró átalakulási arány (TR%) időfüggvénye (a 6. ábrán AS jelöléssel). Látható, hogy az aszfalténbomlás túlnyomó része (90%-a) az eocén–oligocén idejére (37–20 millió év) esik, amikor a Kösseni Formáció 3000–3200 m mélységben volt, és a szerves anyag termikus érettsége 0,80 és 1,06% közötti tartományt ért el (7. ábra).

Említésre méltó, hogy Nagylengyel térségében kösseni eredetű könnyű olajat ez ideig nem fedeztek fel. A Bak–Nova-árok helyzetében a Kösseni Formáció jelentős gáztartalommal rendelkezhet a jelenlegi 4560–5390 m mélységben. Ez a gáz a Kösseni Formáció szerves anyagának termikus bomlásából származhat, hiszen a gázképződés intenzívvé válásához szükséges, legalább 1,3% vitrinitreflexióval jellemzett termikus érettséget a Kösseni Formáció feküje már a jelent megelőzően 3860 m mélységben elérte. Nem tekinthető véletlennek tehát, hogy a Bak–Nova-árok helyzetében lévő Kösseni Formáció a nem hagyományos gázelfordulások körébe tartozik (BADICS et al. 2011).

Következtetések

A Rezi–1 fúrás profiljában, a Kösseni Formációban mind a mennyiségi (S2, TOC), mind a minőségi (HI, S/C) adatok trendje az alsó részben (>200 m) mutatja a legkedvezőbb értékeket. A szerves szén–kén atomarány ebben a szakaszban a kénben dús, IIS típusú kerogén jelenlétét jelzi, amelynek termikus átalakulása nehézzolajat eredményez. Mivel Nagylengyelben a felhalmozódások csak nehézzolajból állnak, feltételezhető, hogy a hozzá tartozó generáló medencerészben a Kösseni Formáció organikus fáciése teljes egészében a Rezi–1 fúrás Kösseni Formációja alsó részének megfelelő lehetett.

Az 1. táblázat tartalmazza a Kösseni Formációban végbement folyamatok mélység, idő és termikus érettség adatait, amelyek a Bak–Nova-árok feltételezett eltemetődési történetére illesztett számítások eredményeként jöttek létre.

A kénben dús, IIS típusú kerogén termikusan bomlékonyabb a szintén olajgeneráló II típusúnál. Ennek megfelelően az olajképződés „hamarabb”, enyhébb termikus feltételek mellett megindul, és 1460 m mélységben, 70 °C hőmérsékleten már be is fejeződik. Ebben a hőmérséklet-tartományban biodegradáció is végbemehetett, de a nagylengyeli nehézzolaj gázkromatográfiás analíziseiből kitűnt, hogy biodegradációra utaló jelek nincsenek: a normálalkánok sorozata teljes és érintetlen (CLAYTON & KONCZ 1994). A képződött nehézzolaj olyan mértékben viszkózus, hogy a vízkiszorulásos primer migráció végbemenetele az akkor még jelentősebb áteresztőképességű anyakőzetek (pelitek) esetében kizárható.

A nagylengyeli nehézzolaj primer migrációja nem véletlenül esik az aszfaltén-bomlás kezdeti szakaszára az

I. táblázat. Termikus átalakulások a Kösseni Formációban**Table 1.** Thermal transformations in Kössen Formation

Folyamatok	z (m)	t (10 ⁶ év)	VRE %
1. Nehézolaj képződés	950–1460	154–73	0,36–0,42
2. A nehézolaj primer migrációja	3000–3100	37–36	0,80–0,88
3. Aszfalténbomlás	3000–3200	37–20	0,80–1,06
4. Gázképződés	3860–5390	14–0	1,30–2,95

1 - heavy oil generation, 2 - primary migration of heavy oil, 3 - asphaltene decomposition, 4 - gas generation, z - depth (m), t - time (Myr), VRE % - vitrinite reflectance equivalent.

olaj termikus érettségét jelző adatok szerint. Mivel az aszfalténbomlás kisebb sűrűségű olajat eredményez, feltételezhető, hogy a térfogatnövekedés által okozott túlnyomás-többlet represszta meg a Kösseni Formációt 3000–3100 m mélységben, ahol a pelitek igen alacsony áteresztőképessége már nem teszi lehetővé a hézagter fluidumainak elszivárgását: azaz a Kösseni Formáció a jelzett mélységben eleve túlnyomásos lehetett. Ismeretes, hogy a délkelet-alföldi mélyfúrásokban 2600 m mélységtől kezdődően a pelitek pórusterre áramlási szempontból izolálódnak, és a további üledékképződés során túlnyomásossá válik

(SZALAY 1982, KONCZ 2021). Ez a mechanikai okokra visszavezethető túlnyomás jelentős mértékben megnövekedhet, ha a pórusterben a fluidum térfogata megnő (SWARBRICK et al. 2002). Ha feltételezzük, hogy a képződött nehézolaj sűrűsége olyan nagy, mint a Monterey olajé (0,999 t/m³, 1,001 m³/t), akkor a felhalmozódott, 0,95–0,98 t/m³ (1,020–1,053 m³/t) sűrűségű (fajtérfogatú) nagylengyeli olaj 2–5% térfogat-növekedést jelent. Ennek a térfogat-növekedésnek a hatása abban az esetben jelentős, ha a póruster olajtelítettsége számottevően nagy. A Kösseni Formációnak a Rezi–I fúrásban észlelt nagy szénhidrogén-potenciálja és a kiváló minőségű, olajgeneráló típusú kerogénje miatt a póruster nagy olajtelítettsége indokoltan feltételezhető. Tekintettel arra, hogy az aszfalténbomlás során szénhidrogén-gázok képződnek, amelyek az olajban oldódva megnövelik annak térfogatát, a térfogat-növekedés az előzőleg említetttnél nagyobb is lehet (ORR 1986).

A Kösseni Formáció kerogénjének termikus átalakulása gázképződéssel zárul 3860 m mélységtől kezdődően a Bak–Nova-árok eltemetődési történetére illesztett számítások eredményei szerint, amikor a szerves anyag termikus érettsége meghaladja az 1,3% vitrinitreflexiónak megfelelőt.

Irodalom –References

- BADICS B., UHRIN A., VETŐ I., BARTHA A. & SAJGÓ Cs. 2011: Medenceközponti földgáz-előfordulás elemzése a Makói-árokban. – *Földtani Közlöny* **141/1**, 445–468.
- BALÁZS, E. & KONCZ, I. 1999: Contribution to thermal evolution of Southern Alps and paleogeographically adjacent areas based on vitrinite reflectance data. – *Memorie di Scienze Geologiche* **51/1**, 119–128.
- BASKIN, D. K. & PETERS, K. E. 1992: Early Generation Characteristics of a Sulfur-Rich Monterey Kerogen. – *AAPG Bulletin* **76**, 1–13.
- CLAYTON, J. L. & KONCZ, I. 1994: Petroleum Geochemistry of the Zala basin, Hungary. – *AAPG Bulletin* **78/1**, 1–22.
- COMER, J. B. 1992: *Thermal Alteration*. – The Society for Sedimentary Geology (SPEM), Geochemistry of Organic Matter in Sediments and Sedimentary Rocks (SC27). <https://doi.org/10.2110/scn.92.27.0073>
- DAVIS, J. L. 1986: *Statistics and Data Analysis in Geology*. – John Wiley & Sons, Inc., New York – Chichester – Brisbane – Toronto – Singapore.
- DUBAY L. 1962: Az észak-zalai medence fejlődéstörténete a kőolajkutatók tükrében. – *Földtani Közlöny* **92/1**, 15–30.
- GRÁF, L. 1961: A dunántúli terület olajainak összetétele és keletkezésük. – *Geologija Nefti i Gaza* **2**, Moszkva (orosz nyelven).
- GRANSCH, J. A. & POSTHUMA, J. 1974: On the origin of sulfur in crudes. – In: TISSOT, B. & BIENNER, F. (eds): *Advances in Organic Geochemistry*. Pergamon Press, Oxford, 727–830.
- HAAS J. 1993: A „Kösseni-medence” kialakulása és fejlődése a Dunántúli-középhegységben. – *Földtani Közlöny* **123/1**, 9–54.
- HAAS, J. 1998: A Dunántúli-középhegység triász képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. A MOL Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest, 225–244.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZTYN, L. & LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian–Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine – North Pannonian domain. – *Tectonophysics* **242**, 19–40. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00157-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00157-5)
- HAAS, J., POMONI-PAPAIANOANNOU, F. & KOSTOPOULOU, V. 2009: Comparison of the Late Triassic carbonate platform evolution and Lofer cyclicity in the Transdanubian Range, Hungary and Pelagonian Zone, Greece. – *Central European Geology* **52/2**, 153–184.
- HETÉNYI, M. 1989: Hydrocarbon generative features of the Upper Triassic Kössen Marl from W. Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica* (Szeged) **30**, 137–147.
- HETÉNYI M. & SAJGÓ Cs. 2004: Kőolajképződés karbonátos kőzetben: szerves geokémiai esettanulmány. – *Magyar Kémiai Folyóirat – Összefoglaló közlemények* **109–110/4**, 183–191.
- KONCZ, I. 1990: Nagylengyel és környéke kőolaj-előfordulásainak eredete. – *Általános Földtani Szemle* **25**, 55–82.
- KONCZ, I. 2016: A nagylengyeli nehézolaj triász eredetének bizonyítékai. *Bányászati és Kohászati Lapok – Bányászat - Kőolaj és Földgáz* **149/5–6**, 2–5.
- KONCZ, I. 2021: A szénhidrogének primer migrációja. – *Földtani Közlöny* **151/1**, 51–64. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.1.51>
- LEWAN, M. D. 1989: Hydrous pyrolysis study of oil and tar generation from Monterey shale containing high sulfur kerogen. – American Chemical Society National Meeting Symposium on Geochemistry.

- MATTAVELLI, L. & MARGARUCCI, V. 1979: Malossa Field – Italy Po Basin. – In: *Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil and Gas Fields, Structural Traps VII*, 119–133.
- ORR, W. L. 1986: Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils. – *Organic Geochemistry* **10**, 499–516. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(86\)90049-5](https://doi.org/10.1016/0146-6380(86)90049-5)
- PETERS, K. E. & MOLDOWAN, J. M. 1993: *The Biomarker Guide. Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments*. – Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- PRIMIO, R. DI, HORSFIELD, B. & GUZMAN-VEGA, M. A. 2000: Determining the temperature of petroleum formation from the kinetic properties of petroleum asphaltenes. – *Nature* **406**, 173–176. [HTTPS://DOI.ORG/10.1038/35018046](https://doi.org/10.1038/35018046)
- RADKE, M. & WELTE, D. H. 1983: The methylphenanthrene index (MPI): A maturity parameter based on aromatic hydrocarbons. – *Advances in Organic Geochemistry* **1981**, 504–512. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(86\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0146-6380(86)90008-2)
- RIVA, A., SALVATORI, T., CAVALIERE, R., RICCHIUTO, T. & NOVELLI, L. 1986: Origin of oils in Po basin, Northern Italy. – *Organic Geochemistry* **10**, 391–400. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(86\)90038-0](https://doi.org/10.1016/0146-6380(86)90038-0)
- STEFANI, M. & BURCHELL, M. 1990: Upper Triassic (Rhaetic) Argillaceous Sequences in Northern Italy: Depositional Dynamics and Source Potential. – *AAPG Studies in Geology* SG30, 93–106.
- SWEENEY, J. J. & BURNHAM, A. K. 1990: Evaluation of a Simple Model of Vitrinite Reflectance based on Chemical Kinetics. – *AAPG Bulletin* **74/10**, 1559–1570.
- SWARBRICK, R. E., OSBORNE, M. J. & YARDLEY, G. S. 2002: Comparison of Overpressure Magnitude Resulting from the Main Generating Mechanisms. In: HUFFMAN, A. R. & BOWERS, G. L. (eds): *Pressure regimes in sedimentary basins and their prediction. AAPG Memoir* **76**, 1–12.
- SZALAY Á. 1982: A rekonstrukciós szemléletű földtani kutatás lehetőségei a szénhidrogén-perspektívák előrejelzésében a DK-alföldi neogén süllyedékek területén. – *Kézirat*, kandidátusi értekezés, MTA Budapest.
- VETŐ, I., HETÉNYI, M., HÁMOR-VIDÓ, M., HUFNAGEL, H. & HAAS, J. 2000: Anaerobic degradation of organic matter controlled by productivity variation in a restricted Late Triassic basin. – *Organic Geochemistry* **31**, 439–452. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00011-5](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00011-5)

Kézirat beérkezett: 2020. 12. 10.

Az alföldi lignitek/barnaszénnek biogénmetán-potenciálja – Rock-Eval-adatokon alapuló becslés

VETŐ István

vetoie3840@gmail.com

Biogenic methane potential of lignites/sub-bituminous coals of the Hungarian Great Plain – An assessment based on Rock-Eval data

Abstract

In SE Hungary several hundred of wells crossed up to 1 km thick Late Miocene – Pliocene lacustrine sequence containing numerous lignite and subbituminous coal layers. This work presents a method for assessing the amount of biogenic methane generated in these lignites/ coals. Archive Rock-Eval Oxygen Index data are used for assessment.

Keywords: Lake Pannon, CO₂ reduction, acetate, formate, maturation

Összefoglalás

Az Alföldön több száz fúrás harántolta az akár 1 km vastagságot is elérő, számos lignit- és barnaszénréteget tartalmazó felső miocén / pliocén tavi összletet. A cikk a lignit- és barnaszénrétegekben keletkezett biogén metán mennyiségének becslésére szolgáló, archív Rock-Eval Oxigén Index adatokra alapozott módszert mutat be.

Tárgyszavak: Pannon-tó, CO₂ redukció, acetát, formiát, érés

Bevezetés

A lignitben/barnaszénben bakteriális folyamatok során sok biogén metán keletkezik. Ennek egy jelentős része elhagyja a szenet és kedvező körülmények esetén gáztelepet alkot. Az utóbbi 3–4 évtizedben egyre nagyobb figyelem fordult a szénre mint a biogén metán anya- és egyben tárolóközetére; világszerte sok kutatóintézet és vállalat foglalkozik a szénben történő biogén metánkeletkezéssel, a gáz megkötődésével, kinyerhetőségével és jelentős szénhez kötött biogén metántelepeket fedeztek fel pl. az USA-ban, Ausztráliában és Kínában (többek között BARIC 1993, LAUBACH et al. 1998, VAN VOAST 2003, KANDUC & PEZDIC 2005, CROSDALE et al. 2008, FLORES et al. 2008, ULRICH & BOWER 2008, BROWN 2011, GOLDING et al. 2013)

A hazai mélyművelésű szénbányákban a feltárás és termelés során felszabaduló, súlyos robbanásokat is okozó

metánról jelentős ismeretanyag gyűlt össze (FODOR 2006). Jóval kevesebb figyelem fordult a szénhidrogén- és termálvízkutató fúrások által nagy területen, akár több tíz méter összvastagságban és 1–2 km mélységben harántolt felső miocén / pliocén (továbbiakban pannóniai) lignitekre/barnaszénre mint potenciális gáz anyakőzetekre.

A cikkben a szakirodalom alapján röviden vázolom a Pannon-medence földtani viszonyait, különös tekintettel a Pannon-tó alföldi üledékeire, majd áttekintem a szénből történő biogénmetán-keletkezés geokémiáját. Ezután szén magmintákon mért archív Rock-Eval Oxigén Index (OI) adatok felhasználásával megkísérlem megbecsülni a Tiszapalkonya-I (Tp-I) alapfúrás által harántolt pannóniai szenekben képződött biogén metán mennyiségét. Végül azt vizsgálom, hogy ez a becslési módszer alkalmazható-e az Alföld nagy részét „lefedő” olajkutató fúrások esetében, amelyekből zömmel csak furadékmintákon mért Rock-Eval-adatok állnak rendelkezésre.

Földtani alapok

A következőkben, elsősorban MAGYAR (2010) alapján, leegyszerűsítve foglalom össze a Pannon-medence történetét, kiemelve annak munkám szempontjából legrelevánsabb részeit.

A gyors üledékfelhalmozódással és nagy hőárammal jellemzett Pannon-medence idősebb, középső miocén üledékei egy, a Paratethyshez tartozó tengerben halmozódtak fel. Ennek a tengernek kb. 12 M évvel ezelőtt megszakadt a kapcsolata a Paratethys többi részével, és létrejött a csökkent sós vizű Pannon-tó, amely élete első, kb. 2,5 M évnyi szakaszának végére elérte maximális kiterjedését és mélységét, üledékei Magyarország nagyobb részén és az összes szomszéd országban ismertek. Pontosan meg nem határozott ideig tartó „stagnálás” után ez a folyamat visszafordult, és az ős-Duna és más folyók által behordott törmelék felhalmozódása miatt a tó feltöltődött (többek között MAGYAR et al. 2013). A tó a pliocén elején már csak az Alföld magyarországi részétől délre eső, kb. 10 000 km²-nyi területet fedte el, és a pliocén során teljesen feltöltődött. A feltöltődést követően felhalmozódott folyóvízi üledékek a medence legfelső, legfiatalabb képződményei. Az Alföldön a helyenként 6–7 km vastagságot is elérő neogén összletet (1. ábra) főként a tavi és a rájuk települő folyósiksági üledékek alkotják.

A Pannon-tó előbbiekben vázolt visszahúzódásának megfelelően a tavi összlet felső részén kifejlődött, számos lignitréteggel tagolt deltaüledékekből felépülő Újfalui Formáció az Alföldön északról dél felé haladva fiatalodik.

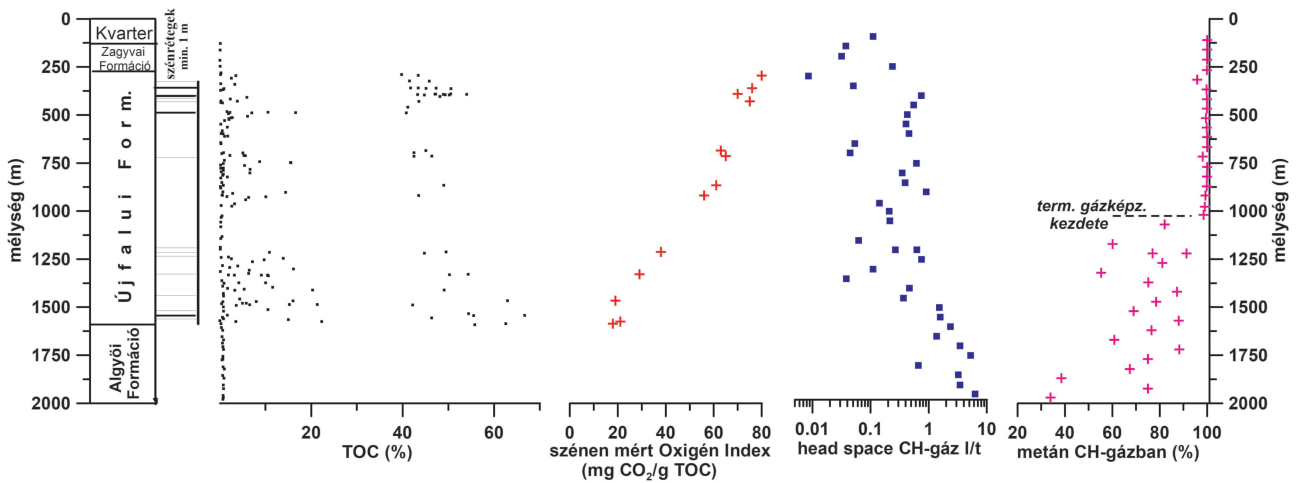
Az Újfalui Formáció vastag lignitrétegeket tartalmazó része a Bükkaljai Lignittelepes Tagozat. Az Északi-középhegység előterében a tagozat vastagsága DK felé nő, és 2–5° délissel egyre mélyebbre kerül (SZOKOLAI 1984, HÁMOR-VIDÓ et al. 2018). Az Újfalui Formációnak a Tiszapalkonya-I (Tp-I) alapfúrásban (1., 2. ábra) 289,2 és 484 m között harántolt, összesen 20,3 m-nyi lignitet tartalmazó része MAGYAR (2010) szerint rétegtanilag megfelel a Bükkábrány és Visonta külfejtéseiben feltárt képződménynek. A Tp-I által 500 m-nél kisebb mélységben harántolt, vastag lignitrétegek DK felé folytatódnak, VITÁLIS (1939) Balmazújváros környékén mélyült vízfúrásokból 170–240 m mélységben harántolt, 14 m vastagságot is elérő lignittelepeket írt le.

A gyors üledékfelhalmozódás és a 4, sőt akár 5 °C/100 m-nél is nagyobb geotermikus gradiens miatt az Újfalui Formáció alsó részén az Alföld egyes területein már barnaszénrétegek vannak. Vitrinit R₀-adatok a Makó-3 (2. ábra, HETÉNYI et al. 1993) és a Tp-I (BRUKNER-WEIN & SAJGÓ 1990) esetében, de több más fúrásban is bizonyítják a barnaköszén-állapot (R₀ = 0,35–0,4%) elérését.



1. ábra. A preneogén aljzat mélysége az Alföldön JUHÁSZ (1994) után

Figure 1. Top of the pre-Neogene basement of the Great Hungarian Plain after JUHÁSZ (1994)



2. ábra. A Tp-I alapfúrás szervesgeokémiai szelvénye. Litosztratigráfia HAROLD (2017), TOC és szénrétegek HAMOR (1987), a vékony vonalak min. 1 m, a vastag vonalak 2–6 m vastag szénrétegeket jelölnek, Oxigén Index HETÉNYI (1988), head space gáz adatok VETŐ & BERTALAN-BALOGI (1994) és VETŐ (2014) szerint

Figure 2. Organic geochemical profile of the Tp-I scientific borehole. Lithostratigraphy after HAROLD (2017), TOC and coal thickness after HAMOR (1987), the thin and thick lines represent coal layers of min. 1 m and 2–6 m thickness, Oxygen Index after HETÉNYI (1988), head space gas data after VETŐ & BERTALAN-BALOGI (1994) and VETŐ (2014)

Biogén metán képződése üledékes medencékben

A következőkben elsősorban CLAYPOOL & KAPLAN (1974), WHITICAR (1999) és PARKES et al. (2007) alapján foglalom össze a biogénmetánkeletkezés geokémiáját. Ezek a szerzők átlagos (<1%) TOC tartalmú, sziliciklasztos tengeri üledékeket vizsgáltak, de megállapításaik a tenger méretű és élettartamú Pannon-tó üledékeire is érvényesek.

Az üledékek szerves anyaga a betemetődés során a baktériumok működése és a hőmérséklet növekedése miatt folyamatos átalakuláson megy át, aromatiszálódik, C-tartalma növekszik, O- és H-tartalma csökken, és viszonylag kis molekulatömegű szerves komponensek keletkeznek belőle.

Az aerob baktériumok a felhalmozódó üledék pórusvizében oldott kis mennyiségű (néhány ml/l), szabad oxigénnel (O₂) oxidálják a szerves anyagot majd az O₂ elfogyása után az anaerob fermentáló baktériumok alifás savanionokat, elsősorban acetátot (CH₃COO⁻) és más szerves ionokat, molekulákat hasítanak le abból. A fermentálók működésével párhuzamosan az ugyancsak anaerob szulfátredukáló baktériumok az acetátot CO₂-é oxidálják. A szulfátkoncentráció kb. 10 mg/l alá csökkenése után – ez max. néhány tíz méteres betemetődéssel be is következik – a szulfátredukálókat a metántermelő baktériumok váltják fel és aktívak maradnak 75–80 °C eléréséig.

Üledékekben, üledékes kőzetekben a biogén metán keletkezésének két fő útja az acetát fermentálása és a szén-dioxid hidrogénnel történő redukciója

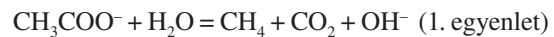
A CO₂-nek három fő forrása van: (i) bakteriális szulfát-redukció, (ii) acetát és formiát fermentáció és (iii) a kerogén érése.

Az acetátot és a formiátot a fermentáló baktériumok

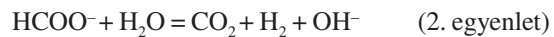
termelik, ill. a hőmérséklet növekedésével előrehaladó érés során a szerves anyagból (továbbiakban kerogén) acetát baktériumok közreműködése nélkül is keletkezik.

H₂ keletkezik részben a kerogénnek az érés/betemetődés kezdetén különösen intenzív aromatiszálójával, részben fermentációval.

acetát fermentáció:



formiát fermentáció:



szén-dioxid redukció:



A CO₂-t nem csak a hidrogénnel történő redukciója fogyasztja, jelentős része a víz–kőzet kölcsönhatás során Na-bikarbonáttá alakulva a pórusvízben oldódik, ill. autigén karbonátásványokat alkot.

A biogén metán keletkezésében részt vevő anyagok képletét és egyes tulajdonságait az I. táblázat tartalmazza.

A metán biogén keletkezésének intenzitása, ill. a biogén metán és a termikus CH-gázok keletkezésének idő és térbeli viszonya sok tényezőtől – a felhalmozódó szerves anyag koncentrációja és típusa, a lerakó víz kémizmusa, külö-

I. táblázat. A biogén metán keletkezésében részt vevő anyagok képlete, tömege, mmol-nyi és mol-nyi mennyiségei

Table I. Reactants and products of biogenic methane formation - formulas, masses, amounts in mmol and mol

	Képlet	mmolnyi mennyiség (mg)	mol-nyi térfogat normál állapotban
Acetát	CH ₃ COO	59	
Formiát	HCOO ⁻	45	
Hidrogén	H ₂	2	22,41 liter
Hidroxil	OH	17	
Metán	CH ₄	16	22,41 liter
Szén-dioxid	CO ₂	44	22,41 liter
Víz	H ₂ O	18	

nösen is a szulfáttartalma, nutriensek (foszfor és nitrogén) és reaktív vasasványok mennyisége, a betemetődés sebessége és időtartama, valamint a geotermikus gradiens – függ. A metán biogén keletkezése igen nagy, akár 60%-t is elérő C-izotóp frakcionációval jár, míg a termikus metán esetében ez a frakcionáció jóval kisebb (többek között SCHOELL 1988). Ezért a stabil C- izotóp arányok ismeretében a tisztán biogén és a tisztán termikus metán többnyire jól elkülöníthető; a biogén metán $\delta^{13}\text{C}$ -je általában -55% -nél negatívabb.

Az acetát fermentációjával keletkező metán δD -je általában jóval negatívabb a CO_2 redukciójával keletkezőénél. Eléggé általánosan elfogadott magyarázat (WHITICAR 1999) szerint ezt az okozza, hogy az acetát metil (CH_3) -csoportjában lévő hidrogén és a pórusvíz izotóposan jóval nehezebb hidrogénje között nincsen izotópcseré, míg a CO_2 redukcióját „végző” H_2 és a pórusvíz hidrogénje között ez jelentős.

HUNT (1995) szerint a termikus metán képződése már a biogén metánkeletkezés befejeződése előtt, kb. $60\text{ }^\circ\text{C}$ eléréskor megkezdődik.

A Pannon medencében $50\text{--}65\text{ }^\circ\text{C}$ hőmérséklet elérésével, tehát még a biogén metánkeletkezés befejeződése előtt megkezdődik a metán és a C_{2-5} gázok termikus keletkezése. HETÉNYI et al. (1993) szerint a Makó–3 1450 m-nél mélyebbről vett furadékmintáiból állás közben felszabadult CH-gáz (head space gáz) több mint 1%-a propán és bután (lásd később 4. ábra), ezért a korai szénhidrogéngáz-képződés zónájának tetejét erre a mélységre teszik. A Pannon-medence magyarországi részén öt, végig maggal mélyített alapfúrás mintáiból felszabadult head space gázban a C_{2-4} komponensek mennyisége 680–1250 m mélység alatt, ill. $0,33\text{--}0,37\%$ vitrinit R_0 eléréskor nyomnyiról hirtelen 10% fölé emelkedik, jelezve a korai termikus gázképződés megindulását (többek között KÁRPÁTI et al. 1999, VETŐ 2014).

Biogén metán keletkezése szekben

Széntelepessésszletekben a biogén metán keletkezése kvalitatíve ugyanolyan, mint átlagos TOC-tartalmú sziliklasztos tengeri üledékekben. Azonban az a tény, hogy a szénrétegek képviselik az szzlet teljes TOC-tartalmának igen nagy hányadát, pl. a Tp–I által harántolt Újfalui Formáció esetében kb 70%-át, sokban átírja a biogén metánkeletkezés általánosan elfogadott szcenárióját.

HETÉNYI (1988) megállapította, hogy a diagenézis és a korai katagenézis során a szén OI-e lineárisan csökken az érettség növekedésével.

A medence süllyedésekor a $75\text{--}80\text{ }^\circ\text{C}$ -nál nagyobb hőmérsékletet elért szekben megszűnik a biogén metán keletkezése, majd a medence kiemelkedése/lehülése során újra elkezdődhet. A kiemelkedés során keletkező biogén metánt másodlagos jelzővel illeti a szakirodalom (többek között SCOTT et al. 1994). Szénhez kötött metánt (Coal Bed Methane, CBM) főként invertált medencékből, gyakran csak néhány száz méter mélységben lévő szénrétegekből

termelnek. FLORES et al. (2008) a Powder River-medence (Wyoming, USA) 165 szénhez kötött metánt termelő fúrásának gázát vizsgálta; ezek közül 122 fúrás 300 m-nél kisebb mélységből termel és csupán 43 mélyebbről, max. 6–700 m-ből.

A két legjelentősebb CBM-felhalmozódást a Powder River-medence paleocénjében, ill. a San Juan-medence (New Mexico, USA) felső krétájában tárták fel, mindkettőből zömmel másodlagos biogén metánt termelnek (FORMOLO et al., 2008).

Ezért a szénből történő biogén metánkeletkezéssel foglalkozó gazdag szakirodalom (pl. WARWICK et al. 2008) megállapításait óvatosan szabad csak alkalmazni az Újfalui Formáció lignitjeire, barnaszeneire (továbbiakban szének), amelyek még nem vagy csak alig kezdtek kiemelkedni (BALÁZS et al. 2017)

Mennyi biogén metán keletkezhetett pannóniai szekben? – Rock-Eval-pirolízissel mért Oxigén Indexre alapozó becslés

Magyarország biogén metán felhalmozódásaival – közöttük a több milliárd m^3 -es kunmadaras–tatárülési gázmezővel és a 30 milliárd m^3 -es hajdúszoboszlói gázmezővel nagyon jelentős biogénmetán-tartalmával – akárcsak közvetve is foglalkozó publikációk (HOLCZHACKER et al. 1981, KONCZ 1983, CLAYTON et al. 1990, BALLENTINE et al. 1991, KONCZ & ETLER 1994, VETŐ et al. 2004, VETŐ 2014, HAROLD 2017, BARTHA et al. 2019) nem vagy alig vették számba a nagy tömegű kerogént képviselő, mélyen települő pannóniai szeneket mint az ismert vagy még felfedezésre váró biogén gáztelepek lehetséges anyaközeteit.

Meg kell jegyezni, hogy a C- és H-izotóp-összetétele alapján a kunmadaras–tatárülési gázmező metánja ($\delta^{13}\text{C} - 56,5\%$, $\delta\text{D} - 240,5\%$) és a hajdúszoboszlói gázmező fölé telepített nagyhegyesi kút termálvízében oldott metán ($\delta^{13}\text{C} - 63,97\%$, $\delta\text{D} - 224,53\%$) is CO_2 -redukciós úton keletkezett (VETŐ et al. 2004).

Munkámban bemutatok egy módszert az Alföldön nagy területen kifejlődött pannóniai szekben végbement biogén metánkeletkezés nagyságrendjének megbecslésére. A módszer a szénhidrogén-kutatás során rutinszerűen használt Rock-Eval-pirolízis által mért Oxigén Indexen alapul.

A CO_2 lehetséges forrásai közül a szulfátredukciót nem veszem figyelembe. Bár ezt az elhanyagolást a Pannon-tónak a tengerekénél valószínűleg jóval kisebb szulfáttartalma is indokolja, még fontosabb az, hogy a betemetődés első néhány tíz méterében a szulfátredukcióval keletkező CO_2 mennyisége eltörlül a szénből fermentációval, ill. érés-sel keletkező CO_2 mennyiségéhez képest.

A Rock-Eval-berendezés (ESPITALIÉ et al. 1986) egyik korai változata, a Rock-Eval II méri a kőzetből a pirolízis során $390\text{ }^\circ\text{C}$ -ig keletkező CO_2 mennyiségét. Ennek a kőzet TOC-tartalmához viszonyított és $\text{mg CO}_2/\text{g TOC}$ alakban kifejezett értéke az Oxigén Index (OI). Az 1980-as évek végéig a Szegedi Egyetem Ásványtan–Geokémiai és Kőzet-

tani Tanszéke HETÉNYI Magdolna által irányított laboratóriumában Rock-Eval II-vel vizsgálták számos hazai CH-kutató fúrás és a tudományos céllal, végig maggal mélyített Tp-I alapfúrás mintáit.

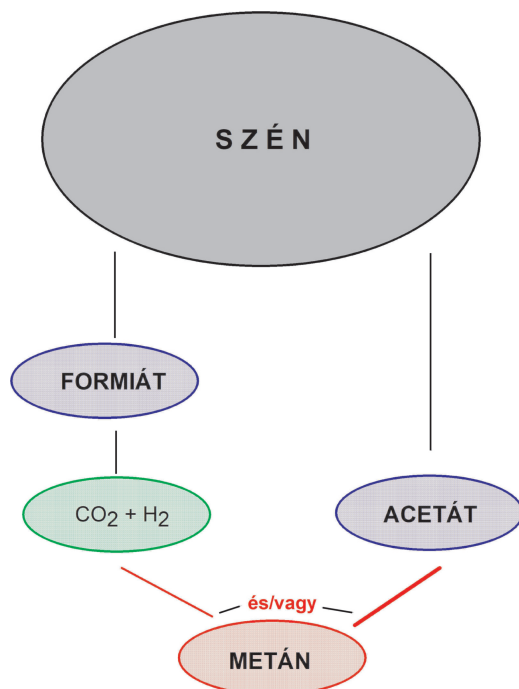
A Rock-Eval-pirolízis során végbemenő CO_2 -keletkezés „megfelel” a kerogénből a betemetődés során történő CO_2 , ill. formiát (HCOO^-), acetát és más alifás savanion keletkezésének, t.i. valamennyi alifás savanion „tartalmaz” CO_2 -t.

Az acetát fermentáció és a CO_2 redukció egymás mellett végbemenő folyamatok, de míg az előbbi nem igényel H_2 -t, utóbbinak feltétele külön H_2 -forrás. H_2 keletkezik közvetlenül a kerogén aromatizációja során, de szenek esetében FLORES et al. (2008) szerint a formiátfermentáció (2. egyenlet) még fontosabb forrása a H_2 -nek.

A 3. egyenlet szerint egy CO_2 -molekula redukációjához négy H_2 -molekula szükséges. Ezért ha a H_2 -t kizárólag a formiát széthasítása (2. egyenlet) biztosítja, akkor egy metánmolekula CO_2 redukciós keletkezéséhez a kerogénből négy formiátmolekulának kell felszabadulnia. Az acetát hasításával (1. egyenlet) történő metánkeletkezéshez viszont nincs szükség hidrogénre.

Tehát az OI ugyanakkora csökkenése négyszerannyi biogén metán keletkezésének felel meg acetát széthasítása esetében, mintha kizárólag a 2., majd a 3. egyenlet szerinti úton, CO_2 redukciójával történik. Mindezt a 3. ábra szemlélteti.

Azonban a kerogénből közvetlenül vagy az acetát, ill. a formiát hasításával keletkező CO_2 egy jelentős része gázként vagy bikarbonátként a porúsvízben oldódik, ill. a víz-közet kölcsönhatás során karbonátásványok (kalcit, dolomit, sziderit) formájában a mellékközetekben és a szénben kiválik.



3. ábra. A szénből történő biogén metánkeletkezés legfontosabb lépései FLORES et al. (2008) után módosítva

Figure 3. The main steps of biogenic methane generation from coals modified after FLORES et al. (2008)

VARSÁNYI et al. (1997) sokban hasonló módon értelmezték a dél-alföldi felszín alatti vizek bikarbonát-tartalma és egyes szerves komponensei keletkezését, a közöttük lévő kapcsolatokat.

A becslést a korai termikus gázképződés kezdetéig keletkezett biogén metánra korlátozom, mert acetát és nagyobb szénszámú alifás anionok, pl. propionát ($\text{C}_2\text{H}_5\text{COO}^-$) termikus úton is keletkeznek kerogénből (pl. FRANKS et al. 2001) és ennek figyelembevétele nem kezelhető bonyolalmakkal járna. Ezt az óvatosságot VARSÁNYI et al. (1997, 2002) eredményei is indokoltá teszik; ők jelentős mennyiségű (max. 7,5 mmol/l) propionátot találtak több dél-alföldi termálkút vízében.

KÁRPÁTI et al. (1999) szerint a Pannon-medence magyarországi részén öt 1,2–2,0 km-es, maggal mélyített alapfúrásban 50–67 °C hőmérséklet, ill. 0,33–0,37%-nyi vitrinit R_0 -nak megfelelő érettség elérésekor mutatható ki diszperz C_{2-5} gázok jelenléte, ami jelzi, hogy a bezáró üledékben már nagy valószínűséggel megindult a termikus CH-gázok keletkezése.

Rock-Eval-mérésre alapozott becslés a Tp-I alapfúrás példáján

A Tp-I alapfúrást 1984–1985-ben mélyítették végig magvétellel, 1987,8 m-ben felső miocén üledékekben állt le. A harántolt, uralkodóan sziliciklasztos neogén összlet szerves geokémiai jellemzőit a 2. ábra és a II. táblázat mutatják. Gyakorik az egy-két dm vastagságú szénrétegek, a min. 1 m vastagságúak zöme a 294,6–489,1 és az 1160–1591,4 m közötti intervallumokban fejlődött ki. Környezetükben gyakoriak a néhány %, max. 20% TOC-t tartalmazó, 1–2 dm vastag, szenes agyag, huminites agyag néven leírt közbetelépülések. Az 53 mintán, főként szénmintákon mért vitrinit R_0 290 m és 1980 m között 0,2-ről 0,57%-re nő (LACZÓ I. mérései in BRUKNER-WEIN & SAJGÓ 1990).

Az Újfalu Formáció legaljáról, az 1582–1591 m közötti beszűrőzött mélységzakaszból a lyukba beáramlott termálvíz 1065 l/m³ metánt tartalmazott. Ez a 9 méter vastag szakasz homokkőből és 3 vékony rétegben kifejlődött, összesen 0,85 m vastag szénből épül fel. Az egyik szénréteg a

II. táblázat. A szénrétegek összvastagsága és a belőlük max. 1 km mélységre süllyedésükig keletkezett biogén metán min. mennyisége a Tp-I alapfúrásban harántolt Újfalu Formáció 9 mélységintervallumában

Table II. Total thickness of the coal layers and minimal amounts of biogenic methane generated by them during their burial to max. 1 km depth in 9 depth intervals of the Újfalu Formation, Tp-I scientific corehole

	Mélységköz (m - m)	Szénrétegek összvastagsága (m)	10 km sugárú körben keletkezett metán min. mennyisége (millió m ³)
1.	289,2-433,4	20,3	1600
2.	433,4-577,6	7,2	1702
3.	577,6-721,8	2,9	1143
4.	721,8-866,0	1,2	662
5.	866-1010	2,6	1844
6.	1010,0-1155,3	nincs szénréteg	
7.	1155,3-1300,7	6,4	5042
8.	1300,7-1446,0	7,3	5753
9.	1446,0-1591,4	12,2	9616

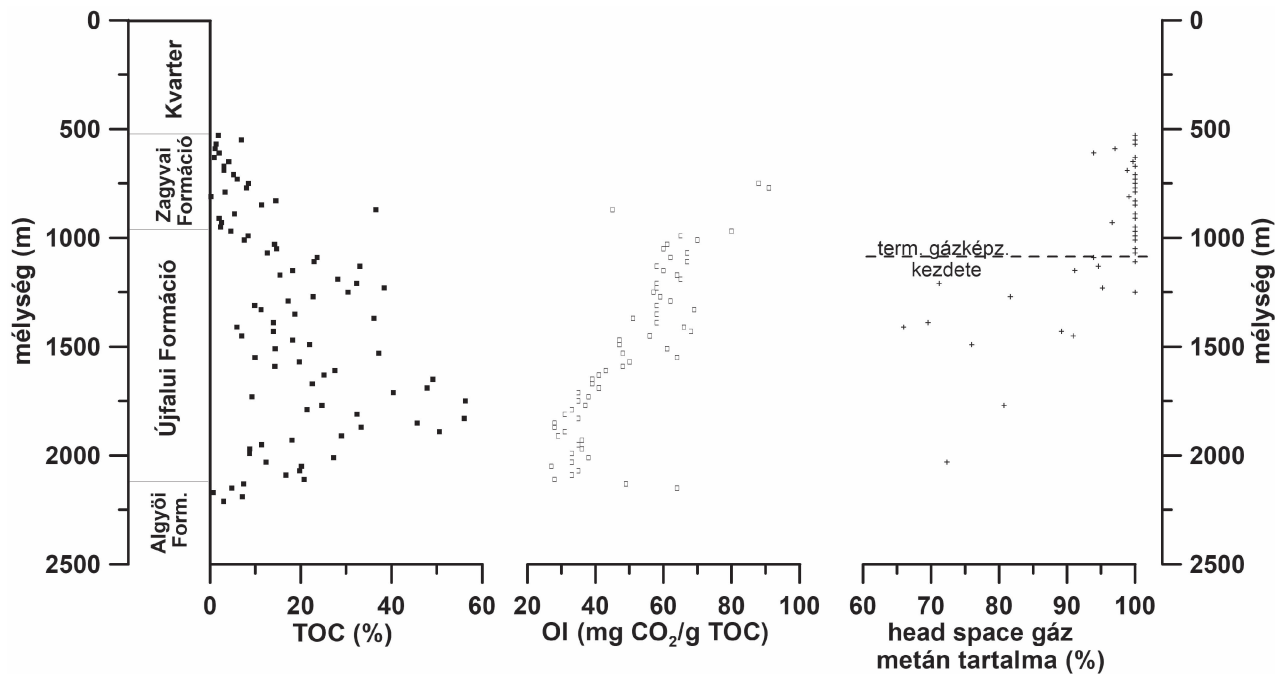
fúrás közben összetöredezett; a szénzemcsék mellett barna dolomitszemcséket is említ a terepi leírás. Valószínűnek tartom, hogy ez a nyilván autigén dolomit a szénből felszabadult CO_2 és a szénhamu alkotói közötti kölcsönhatás terméke.

HETÉNYI (1988) a mélység és a 13 szénmintán mért OI között kitűnő negatív korrelációt ($r^2=0,99$) talált, a 294,6 és 1586 m közötti intervallumban az OI 80-ról 20 $\text{mg CO}_2/\text{g TOC}$ -re csökken (4. ábra). A termikus gázképződés a pelitek head space gázának összetétele szerint nagy valószínűséggel már 1010 m mélységben megkezdődik, míg feljebb a head space CH_4 -gáz gyakorlatilag metánból áll,

1010 m mélységre betemetődő, 1 g TOC-t tartalmazó szénből 33,24 mg CO_2 szabadult fel. Az ezzel sztöchiometriailag egyenértékű acetát $59/44 \times 33,24 \text{ mg} = 44,57 \text{ mg}$, amiből arányosan 16,92 ml biogén metán keletkezhetett.

A 2. és 3. egyenlet szerint egy mmolnyi, vagyis 45 mg formiátból 1/4 mmolnyi, vagyis 5,6 ml metán keletkezik CO_2 redukcióval. Így a 294,6-ról 1010 m mélységre betemetődő, 1 g TOC-t tartalmazó szénből 4,23 ml biogén metán keletkezhetett.

Az 1010 m-nél kisebb mélységben harántolt szénrétegekből mindkét utat követve (a mélység és az OI közötti



4. ábra. A furadékminták TOC-tartalma, Oxigén Indexe és a head space CH_4 -gáz metántartalma a Makó-3 fúrás által harántolt Újfalui Formációban és fedőjében HETÉNYI (1988) és HETÉNYI et al. (1993) szerint

Figure 4. TOC, Oxygen Index and methane content of the head space HC -gas of the cuttings taken from the Újfalui Formation and its cover in the oil well Makó-3 after HETÉNYI (1988) and HETÉNYI et al. (1993)

1010 m-nél nagyobb mélységben már csak kevesebb mint 90%-a metán (VETŐ 2014 és 2. ábra).

Az OI és a mélység közötti kitűnő negatív korrelációnak megfelelően 1010 m-ben az OI 46,76 $\text{mg CO}_2/\text{g TOC}$, tehát a 294,6 és 1010 m közötti intervallumon áthaladó, 1 g TOC-t tartalmazó szénből $80-46,76=33,24 \text{ mg CO}_2$ vagy azzal sztöchiometriailag egyenértékű formiát/acetát szabadult fel.

Az 1. egyenlet szerint egy-egy acetát (tömege 59) ionból és víz- (tömege 18) molekulából egy-egy CO_2 - (tömege 44) és metán- (tömege 16) molekula és egy OH^- (tömege 17) ion keletkezik. A megfelelő mmolnyi mennyiségek 59 és 18 mg, ill. 44, 16 és 17 mg.

A két gáz, a CO_2 és a metán mmol-nyi mennyiségeinek térfogata normál állapotban egyformán 22,41 ml (I. táblázat).

Az 1. egyenlet szerint 1 mmol-nyi, vagyis 59 mg acetátból 1 mmol-nyi, vagyis 22,41 ml metán keletkezik.

A Rock-Eval-pirólízis eredményei szerint a 294,6-ról

kitűnő negatív korrelációnak megfelelően arányban) kevesebb metán keletkezhetett.

A tőzegállapottól a 294,6 m-ig történt betemetődés során is keletkezett a szénből biogén metán; azonban mennyiségét ezt az utat követve nem lehet megbecsülni.

HORSFIELD et al. (2006) szerint a betemetődés és így a hőmérséklet növekedésével az 1. egyenlet szerinti, tehát acetáthasításos út jelentősége növekszik. Ezért valószínű, hogy a mélység és így a hőmérséklet növekedésével kezdetben inkább a 2. és 3. egyenlet szerinti minimális, majd egyre inkább az 1. egyenlet szerinti maximális keletkezéssel kell számolni. Ezzel összhangban VETŐ et al. (2004) egy kivétellel csak 1400 m-nél mélyebben találtak az acetáthasítással keletkezőre jellemző C- és H-izotópos összetételű oldott metánt alföldi termálvizekben.

Óvatosságból a keletkezett biogén metán mennyiségét úgy becsülöm, mintha kizárólag formiátból lehasított H_2 és CO_2 közötti reakcióval keletkezett volna.

A becsléshez az Újfalui Formáció 1010 m feletti és alatti részeit 5, ill. 4 egyenlő vastagságú intervallumra bontottam (II. táblázat). Az egyes intervallumokban lévő szénrétegek összes vastagságát a II. táblázat tartalmazza.

Vegyük példának a 866–1010 m közötti 5. intervallumot, és tételezzük fel, hogy a benne lévő szénrétegekből csak CO₂ redukcióval keletkezett metán a 2. és 3. egyenletek szerint.

1) A szénrétegek 866 m-nél mélyebbre temetődtek be, tehát valamennyiükre jellemző, hogy 1 g TOC-t tartalmazó anyagukból a 4,23 ml legalább négyötöde, vagyis 3,34 ml metán keletkezett. Az intervallumban lévő szénrétegeket egyszerűsítés céljából úgy kezeltem, mintha azok az intervallum közepén lennének, ezért úgy számolok, hogy még a 4,23 ml tizede, vagyis még 0,423, összesen 3,763 ml metán képződött az 1 g TOC-t tartalmazó anyagukból.

2) Úgy tekintem, hogy a Tp-I köré írható 10 km sugarú, tehát 314 km² területű körben 866 és 1010 m között egységesen 2,6 m összvastagságú szén van, aminek a térfogata 314 × 2,6 = 816,4 millió m³. A szénrétegek száraz sűrűségét 1,29 t/m³-nek tekintve tömegük 1053 millió tonna. A szénrétegek TOC-tartalmát egységesen 46%-nak tekintve a 1053 millió t szénben 485 millió t a TOC tömege. Ha 1 g TOC-ból 3,763 ml metán keletkezett, akkor 485 millió t-ból 485 × 3,763, vagyis 1844 millió m³ metán keletkezett.

Ugyanígyan úton becslöm a 4., 3., 2. és 1. intervallumokban keletkezett metán mennyiségét, csupán a 4,23 ml metán héttizedével, öttizedével, háromtizedével, ill. egytizedével és az egyes intervallumokban lévő szénrétegek összes vastagságával számolok.

A 7., 8. és 9. intervallumok szénrétegeiben a termikus gázképződés kezdetéig keletkezett biogén metán mennyiségét ugyanígy becslöm, csupán a g TOC-re eső teljes 4,23 ml-el számolok.

A szénrétegekben keletkezett biogén metán mennyiségének a becslését azért merem kiterjeszteni a Tp-I alapfúrás körüli 10 km-es sugarú körre, mert a tőle DNy-ra, ill. KÉK-re 10, ill. 18 km távolságra lemélyített Mobil Erdgas-Erdöl Tiszakeszi Tk-1 és a HHEN Tiszavasvári Tiv-6 fúrások nagy vastagságban harántoltak szénrétegekkel tagolt képződményeket.

A Tk-1 furadékmintáin 1200-tól 2144 m-ig 5 méterenként végeztek Rock-Eval-méréseket (MBFSz Adattár 1032/4). 1210 és 2065 m között a TOC-tartalom zömmel nagyobb 1%-nál, és vannak 10%-nál is több TOC-t tartalmazó minták, amelyek nagy valószínűséggel szénrétegeket jeleznek.

A Tiv-6 fúrás HAROLD (2017) értelmezése szerint 402 m mélységben érte el az Újfalui Formációt és 546 és 1273 m között több lignitréteget harántolt.

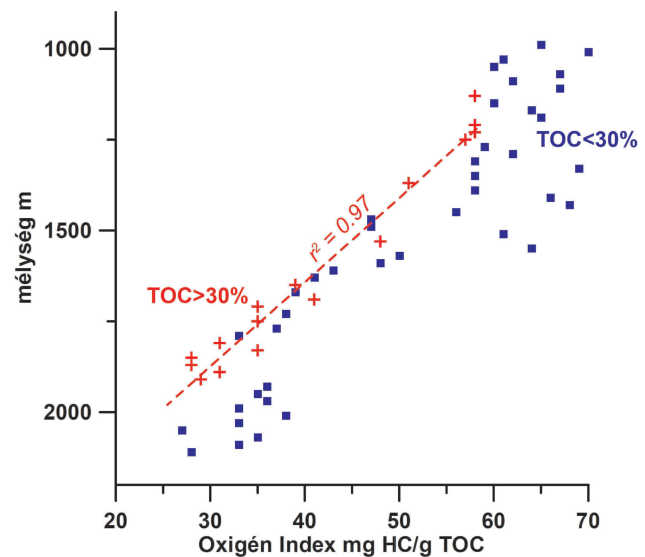
Természetesen furadékmintákon végzett Rock-Eval-mérések alapján nem lehet meghatározni a szénrétegek vastagságát, a vékonyabb szénrétegeket pedig azonosítani sem lehet.

Ki lehet-e terjeszteni az OI-re alapozó becslést a medence más részeire?

Az Újfalui Formációt a hazai olajkutató fúrások zöme is harántolta. Ezek közül ismereteim szerint a Makó-3 esetben történt a legrészletesebb szerves geokémiai vizsgálat.

Az Újfalui és a fedőjében települő Zagyvai Formáció furadékmintáin 20 méterenként mérték a Rock-Eval-paramétereket, a vitritin R₀-t és a head space gáz összetételét (4. ábra). A furadék gyakran 30, sőt akár 50%-ot is elérő TOC-tartalma alapján a szénrétegek az Újfalui Formáció jelentős alkotói, anyaguk nyilván feldúsult a furadékból.

HETÉNYI (1988) a Tp-I fúrásban megfigyelthez hasonló, de csupán jó negatív korrelációt (r² = 0,81) talált az Újfalui Formáció esetében az OI és a mélység között. A 5. ábrán külön tüntettem fel a 30%-nál több, ill. kevesebb TOC-t tartalmazó mintákat. A 30%-nál több TOC-t tartalmazó, uralkodóan nyilván szénből álló minták esetében az OI és a mélység közötti negatív korreláció már kitűnőnek mondható (r² = 0,97), míg a kisebb TOC-tartalmú minták esetében a korreláció szemmel láthatóan jóval gyengébb, és a minták OI-je általában jelentősen nagyobb a szomszédságukból vizsgált, 30%-nál több TOC-t tartalmazó mintáknál.



5. ábra. Az OI mélységgel való csökkenése a Makó-3 fúrásban harántolt Újfalui Formáció 30%-nál több, ill. kevesebb TOC-t tartalmazó furadékmintáiban

Figure 5. Decrease of OI with depth in cuttings with TOC content above and below 30%, Újfalui Formation, oil well Makó-3

A TOC-ben szegényebb furadékminták nyilván jelentősebb mértékben állnak pelites, homokos kőzetanyagból. A pelites, homokos üledékek kerogénje főként a szárazföldről behordott növényi anyagból képződött, ezért nagyobb az oxigéntartalma, mint a szén kerogénjének, amely a mocsárerdők helyben felhalmozódott, kevésbé oxidált anyagából alakult ki.

Az a tény, hogy a Makó-3 30%-nál több TOC-t tartalmazó, uralkodóan szénből állónak tekinthető furadékmintáiban is kitűnő negatív korrelációt találunk az OI és a mélység között,

valószínűsíti, hogy a Tp–I szénrétegeire kidolgozott becslési módszer nemcsak a Tp–I szűk környezetében, hanem az Alföld, sőt az egész medence más területein is alkalmazható.

Több, mint kérdéses, hogy a korábban lemélyített szénhidrogén- és termásvíz-kutató fúrásokból vett, évtizedek óta levegőn tárolt mag- és furadékszén mintákon mért OI releváns lenne-e.

Megoldást csak a korábban lemélyített fúrásokból frissen vett szén oldalfal minták Rock-Eval-vizsgálata jelenthet. Ez természetesen lecsökkenti a számításba vehető fúrások körét.

Következtetések

A Tp–I alapfúrás által harántolt szénrétegekre az Oxigén Index ismeretében becsülhető a mai napig belőlük keletkezett biogén metán minimális mennyisége.

A becslési módszer elvben kiterjeszhető az Újfalui Formáció egész kifejlődési területére. Ehhez ismerni kell (i) a szénrétegek vastagságát/mélységét, valamint (ii) a szén OI- és a mélység közötti összefüggést.

Javaslatok a becslés területi kiterjesztésére

A szénhidrogén- és termásvíz-kutató fúrások archív lyukgeofizikai szelvényeinek szénre kihegyezett értékelésével meg kell állapítani a szénrétegek vastagságát.

Frissen vett szén oldalfal mintákon meg kell mérni az OI-t.

Köszönetnyilvánítás

A cikk megírását az tette lehetővé, hogy HETÉNYI Magdolna felismerte az Oxigén Index érettségmutató szerepét.

A LEMBERKOVICS Viktorral, SZALAY Árpáddal és VARSÁNYI Irénnel folytatott eszmecsere nagyban segítette a cikk megírását. SZTANÓ Orsolyának köszönöm tartalmi és formai szerkesztői megjegyzéseit, nagy hasznára váltak a cikknek. Köszönöm BARTHA Attila és egy anonim lektor kérdéseit, továbbgondolásra sarkalló kritikai megjegyzéseit.

Irodalom – References

- BALÁZS, A., MAGYAR, I., MATENCO, L., SZTANÓ, O., TÓKÉS, L. & HORVÁTH, F. 2017: Morphology of a large paleolake: analysis of compaction in the Miocene–Quaternary Pannonian Basin. – *Global and Planetary Change* 171, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.10.012>
- BALLENTINE, C. J., O'NIONS, R. K., OXBURGH, E. R., HORVÁTH, F. & DEÁK, J. 1991: Rare gas tracing of hydrocarbon accumulation, crustal degassing and groundwater flow in the Pannonian Basin. – *Earth and Planetary Science Letter* 105, 229–246. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90133-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90133-3)
- BARIC, G. 1993: Coal-bed hydrocarbon characteristics of the Vrbak – Benkovica exploration locations. – *NAFTA* 44, 543–554.
- BARTHA, A., BALÁZS, Á. & SZALAY, Á. 2019: On the tectono-stratigraphic evolution and hydrocarbon systems of extensional back-arc basins: inferences from 2D basin modelling from the Pannonian basin. – *Acta Geodetica et Geophysica* 53/3, 369–394. <http://dx.doi.org/10.1007/s40328-018-0225-0>
- BROWN, A. 2011: Identification of source carbon for microbial methane in nonconventional gas reservoirs. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 95, 1321–1338. <https://doi.org/10.1306/01191110014>
- BRUKNER-WEIN, A. & SAJGÓ, Cs. 1990: Diagenesis in Neogene coal sequence. A study on soluble organic matter. – *Organic Geochemistry* 16, 219–227. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(90\)90042-X](https://doi.org/10.1016/0146-6380(90)90042-X)
- CLAYPOOL, G. E. & KAPLAN, I. R. 1974: The origin and distribution of methane in marine sediments. – In: KAPLAN, I. R. (ed.): *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum Press, New York, 99–139. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-2757-8_8
- CLAYTON, J. L., SPENCER, C. W., KONCZ, I. & SZALAY, Á. 1990: Origin and migration of hydrocarbon gases and carbon dioxide, Békés Basin, southeastern Hungary. – *Organic Geochemistry* 15, 233–247. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(90\)90002-H](https://doi.org/10.1016/0146-6380(90)90002-H)
- CROSDALE, P. J., MOORE, T. A. & MARES, T. E. 2008: Influence of moisture content and temperature on methane adsorption isotherm analysis for coals from a low-rank, biologically-sourced gas reservoir. – *International Journal of Coal Geology* 76, 166–174. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2008.04.004>
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G. & MARQUIS, F. 1986: La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. – *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 41, 73–89.
- FLORES, R. M., RICE, C. A., STRICKER, G. D., WARDEN, A. & ELLIS, M. S. 2008: Methanogenic pathways of coal bed gas in the Powder River Basin, United States: The geologic factor. – *International Journal of Coal Geology* 76, 52–76. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2008.02.005>
- FODOR B. 2006: Magyarország szénhezkötött metánvagyona. – *Földtani Közlöny* 136, 573–590.
- FORMOLO, M., MARTINI, A. & PETSCH, S. 2008: Biodegradation of sedimentary organic matter associated with coalbed methane in the Powder River and San Juan Basins, USA. – *International Journal of Coal Geology* 76, 86–97. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2008.03.005>
- FRANKS, S. G., DIAS, R. F., FREEMAN, K. H., BOLES, J. R., HOLBA, A., FINCANNON, A. L. & JORDAN, E. D. 2001: Carbon isotopic composition of organic acids in oil field waters, San Joaquin Basin, California, USA. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1301–1310. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00606-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00606-2)

- GOLDING, S. D., BOREHAM, C. J. & ESTERLE, J. S. 2013: Stable isotope geochemistry of coal bed and shale gas and related production waters: A review. – *International Journal of Coal Geology* **120**, 24–40. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2013.09.001>
- HAROLD Zs. 2017: Északkelet-Alföld szénhidrogén rendszereinek elemzése egy kétdimenziós numerikus szelvény eredményei alapján. – *MSc diplomadolgozat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 140 p.
- HÁMOR T. 1987: Összefoglaló jelentés a Tiszapalkonya–I alapfúrásról. – *Kézirat*, MBFSz Adattár 1040/6
- HÁMOR-VIDÓ M., KOVÁCS J., FARICS É., SEBE K., MCINTOSH R. W., BARCZIKAYNÉ SZEILER R. & PÜSPÖKI Z. 2018: Magyarországi szénelőfordulások földtani, teleptani, szerkezeti és vízföldtani adottságai. – In: PÜSPÖKI Z. (szerk.): *A hazai szénvagyron és hasznosítási lehetőségei*. Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest, 29–84.
- HETÉNYI, M. 1988: Methods for measuring the maturity of organic matter in diagenesis stage. – *Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged* **29**, 107–118.
- HETÉNYI, M., KONCZ, I. & SZALAY, Á. 1993: Organic geochemical evaluation of the Makó–3 borehole. – *Acta Geologica Hungarica* **36**, 211–222.
- HOLCZHACKER, K., KONCZ, I. & FISCH, I. 1981: A stabilszénizotóparány-adatok felhasználási lehetőségei. – *Kőolaj és Földgáz* **114**, 178–187.
- HORSFIELD, B., SCHENK, H. J., ZINK, K., ONDRÁK, R., DIECKMANN, V., KALLMEYER, J., MANGELSDORF, K., DI PRIMIO, R., WILKES, H., PARKES, R. J., FRY, J. & CRAGG, B. 2006: Living microbial ecosystems within the active zone of catagenesis: Implications for feeding the deep biosphere. – *Earth and Planetary Science Letters* **246**, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.040>
- HUNT, J. 1995: *Petroleum Geochemistry and Geology*. – Freeman, San Francisco, 740 p.
- JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarországi neogén medencérszek Pannon s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. – *Földtani Közlöny* **124**, 341–365.
- KANDUC, T. & PEZDIC, J. 2005: Origin and distribution of coalbed gases from the Velenje basin, Slovenia. – *Geochemical Journal* **39**, 397–409. <https://doi.org/10.2343/geochemj.39.397>
- KÁRPÁTI, Z., SAJGÓ, Cs., VETŐ, I., KLOPP, G. & HORVÁTH, I. 1999: Organic matter in thermal waters of the Pannonian Basin – A preliminary report on aromatic compounds. – *Organic Geochemistry* **30**, 701–712. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(99\)00006-6](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(99)00006-6)
- KONCZ, I. 1983: The stable carbon isotope composition of the hydrocarbon and carbon dioxide components of Hungarian natural gases. – *Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged* **26**, 33–49.
- KONCZ, I. & ETLER, O. 1994: Origin of oil and gas occurrences in the Pliocene sediments of the Pannonian Basin. – *Organic Geochemistry* **21**, 1069–1080. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(94\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0146-6380(94)90070-1)
- LAUBACH, S. E., MARRETT, R. A., OLSON, J. E. & SCOTT, A. R. 1998: Characteristics and origins of coal cleat: a review. – *International Journal of Coal Geology* **35**, 175–207. [https://doi.org/10.1016/S166-5162\(97\)00012-8](https://doi.org/10.1016/S166-5162(97)00012-8)
- MAGYAR I. 2010: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késői miocénben. – *GeoLitera*, Szeged, 140 p.
- MAGYAR, I., RADIVOJEVIĆ, D., SZTANÓ, O., SYNAK, R., UJSZÁSI, K. & PÓCSIK, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. – *Global and Planetary Change* **103**, 168–173. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007>
- PARKES, R. J., WELLSBURY, P., MATHER, I. D., COBB, S. J., CRAGG, B. A., HORNIBROOK, E. R. & HORSFIELD, B. 2007: Temperature activation of organic matter and minerals during burial has the potential to sustain the deep biosphere over geological timescales. – *Organic Geochemistry* **38**, 845–852. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.12.011>
- SCHOELL, M. 1988: Multiple origins of methane in the Earth. – *Chemical Geology* **71**, 1–10. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90101-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90101-5)
- SCOTT, A. R., KAISER, W. R. & AYERS, W. B. JR. 1994: Thermogenic and secondary biogenic gases, San Juan Basin, Colorado and New Mexico – Implications for coalbed gas producibility. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**, 1186–1209.
- SZOKOLAI Gy. 1984: Lignitkutatási eredmények a Mátra–Bükkalján. – *Földtani Kutatás* **27**, 31–35.
- ULRICH, G. & BOWER, S. 2008: Active methanogenesis and acetate utilization in Powder River Basin coals, United States. – *International Journal of Coal Geology* **76**, 25–33. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2008.03.006>
- VAN VOAST, W. A. 2003: Geochemical signature of formation waters associated with coalbed methane. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **87**, 667–676.
- VARSÁNYI, I., MATRAY, J.-M. & Ó. KOVÁCS, L. 1997: Geochemistry of formation waters in the Pannonian Basin (Southeast Hungary). – *Chemical Geology* **140**, 89–106. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00045-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00045-4)
- VARSÁNYI, I., MATRAY, J.-M., KÁRPÁTI, Z. & Ó. KOVÁCS, L. 2002: Carbon forms in formation waters from the Pannonian Basin (Southeast Hungary). – *Chemical Geology* **189**, 165–182. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00103-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00103-1)
- VETŐ I. 2014: Biogén metán a Pannon medence üledékeiben és felszínalatti vizeiben. – In: PÁL-MOLNÁR E. (szerk.): *Medencefejlődés és geológiai erőforrások*, GeoLitera 99–108.
- VETŐ I. & BERTALAN–BALOGI M. 1994: A hazai hévízes zóna kőzeteinek szerves anyaga (mennyiség, típus, érettség). – In: Magyar Hidrológiai Társaság (szerk.): *Kárpát-medence vízkészlete és vízi környezetvédelme* **I**, 249–257.
- VETŐ, I., FUTÓ, I., HORVÁTH, I. & SZÁNTÓ, Zs. 2004: Late, deep fermentative methanogenesis as reflected by the H-C-O-S isotopy of the methane-water system in deep aquifers of the Pannonian Basin (SE Hungary). – *Organic Geochemistry* **35**, 713–723. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2004.02.004>
- VITÁLIS I. 1939: *Magyarország szénelőfordulásai*. – Röttig-Romwalter, Sopron, 407 p.
- WARWICK, P. D., BRELAND, F. C. JR. & HACKLEY, P. C. 2008: Biogenic origin of coalbed gas in the northern Gulf of Mexico coastal plain. – *International Journal of Coal Geology* **76**, 119–137. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2008.05.009>
- WHITICAR, M. J. 1999: Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. – *Chemical Geology* **161**, 291–314. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00092-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00092-3)

Kézirat beérkezett: 2020. 12. 22.

Összeállította: KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

A Magyarhoni Földtani Társulat 2020. évi rendezvényei

Központi rendezvények

Február 12.

A Magyarhoni Földtani Társulat elnökségének ülése

Résztevők száma: 8 fő.

Február 19.

A Magyarhoni Földtani Társulat Választmányának ülése

Résztevők száma: 36 fő

Május 14.

A Magyarhoni Földtani Társulat elnökségének online ülése

Résztevők száma: 11 fő, 7 szavazó jogú

Augusztus 13.

A Magyarhoni Földtani Társulat elnökségének online ülése

Résztevők száma: 8 fő, 6 szavazó jogú

Augusztus 28.

A Magyarhoni Földtani Társulat 170. Rendkívüli Közgyűlése (MBFSZ Díszterem)

BUDAI TAMÁS: elnöki megnyitó

60 éves társulati tagságot elismerő díszoklevelet kapott: BÁLDINÉ Dr. BEKE Mária (kimentését kérte), NAGY Béla (kimentését kérte), SÓKI Imre (kimentését kérte), VETŐNÉ Dr. ÁKOS Éva oklevelét átvette VETŐ István.

50 éves társulati tagságot elismerő díszoklevelet kapott: BLAHÓ János, CHIKÁN Géza (kimentését kérte), DITRÓI PUSKÁS Zuárd (kimentését kérte), HETÉNYI Magdolna (kimentését kérte), HIDASI János, JANKOVICS Bálint (kimentését kérte), MENSÁROS Péter, PÉRO Csaba, REINER György (kimentését kérte), SZABÓ János, SZALÓKI István (kimentését kérte), SZILI Györgyné.

Az elnök bejelentette, hogy NEMECZ Ernőt 100. évének betöltése alkalmából az elnökség *Kubinyi Ágoston-emlékéremmel* tüntette ki, melyet augusztus 26-án adtak át.

Lóczy Lajos-emlékéremmel tüntették ki WEISZBURG Tamást

WEISZBURG Tamás diplomájának megszerzése (1980) óta az ELTE oktató–kutató munkatársa. Az Ásványtani Tanszék munkatársaként a kezdetektől részt vesz az ásványtani és műszeres anyagvizsgálati tárgyak oktatásában.

Az Ásványtani Tanszék jelenlegi vezetőjeként a földtudományok folyamatos változásban levő tudományterületén az ásványtudományok és a tanszék fennmaradásáért küzd, folyamatosan keresve a szakterület helyét, lehetőségeit a társadalom szolgálatára.

Kiemelkedő szerepe volt és van a környezettan tanári szak és a környezettudomány szak (újabbán környezettan alapszak és környezettudomány mesterszak) földtudományi szakmai tartalmának kialakításában, 2016-tól pedig a környezettudomány mesterszak angol nyelvű elindításában.

A környezeti ásványtan hazai meghonosítójaként magyar nyelvű elektronikus tankönyv és angol nyelvű diasorozat is fűződik nevéhez.

Az ELTE-n 2006-ban alakult Környezettudományi Centrumnak (KTC) a kezdetektől fogva a tagja és az Oktatási Bizottság vezetője. Szakfelelőse a környezettan alapszaknak, környezettudomány mesterszaknak és az osztatlan természetismeret–környezettan tanár szaknak is.

Egyetemi szintű oktatási, oktatásszervezési tevékenysége a határon is átnyúlik: a kezdetektől, 1997-től vesz részt a Babeş-Bolyai Tudományegyetemen a magyar nyelven elindult geológusképzésben, 2004–2007 között a szintén kolozsvári Sapientia Erdélyi Magyar Tudományegyetemen tanított környezeti ásványtant.

Legfontosabb oktatásszervezési feladatai állami szinten a kreditrendszer magyarországi bevezetéséhez és a Bologna-folyamat hazai adaptálásához kapcsolódtak; európai szinten koordinátora volt az európai ásványtani képzés mintatantervét kidolgozó Socrates/Erasmus tantervfejlesztési programnak.

A tehetséggondozás egyetemi hallgató korától végigkíséri pályafutását. Első Országos Tudományos Diákköri Konferenciáján (OTDK) 1977-ben hallgatósként vett részt, ezt követően gyorsan bekapcsolódott a tudományos diákköri szervezőmunkába, amelynek azóta is aktív szereplője, emellett témavezetője a mai napig sikeresen szerepelnek az OTDK-n, két hallgatója Pro Scientia Aranyérem kitüntetésben is részesült. Témavezetői munkáját az OTDT 2001-ben Mestertanár Aranyéremmel ismerte el. 2013-ban segítségével indulhatott el a TDK Határok Nélkül (HTDK) Program. Szintén nevéhez fűződik a Collegium Talentum program (CT), a külföldi magyar egyetemisták, doktoranduszok és oktatók tehetséggondozó intézménye, egy független szellemi műhely, mely a tudományos élet legkorszerűbb eredményeit, a művészetek és a művelődés mindenkorai értékeit közvetítő intézmény.

A jelölt közművelődési tevékenységének fontos lenyomata, hogy két, földtudományokat bemutató, ELTE kezelésű múzeumi egység életében is fontos, meghatározó szerepet játszik, ezek az ELTE TTK Természettudományi Múzeuma a történelmi Ásvány- és Kőzettárral és az ELTE Tatai Geológus Kert, amelynek 2007 óta az igazgatója.

Az Év ásványa – Év ősmaradványa tudománynépszerűsítő ismeretterjesztő programnak a 2016-os indulástól támogatója, a stratégiaépítésben folyamatosan jelen van, és a rendezvényeknek is gyakori szereplője. Gyakran keresik meg a sajtó képviselői az ásványtant is érintő hírekkel kapcsolatban közérthetősége, jó stílusa és lényeglátása miatt, ezen kívül tudománynépszerűsítő előadásokat is tart a mai napig.

KÜRTHY Dóra

Kertész Pál-emlékéremmel tüntették ki SZLABÓCZKY Pált

SZLABÓCZKY Pál geológusmérnöki végzettségén alapuló műszaki földtani (általános mérnöki) irányultságát alapvetően meghatározták a miskolci egyetemen 1953/54-ben Dr. PAPP Ferenc és Dr. MOSONYI Emil, valamint Dr. POJÁK Tibor által szervezett „gyorstalpalós” technikusképzés előadásai, majd döntően Dr. JUHÁSZ József egyetemi műszaki földtan előadásai, kirándulásai és későbbi konzultációi. Már ötödéves korában titokban dolgozott az Észak-magyarországi Vízügyi Igazgatóságnál JUHÁSZ prof. évfó-

lyamtársa, CSONTOS Kornél Műszaki Tervezési osztályvezető támogatásával, majd 1964-ben megszervezte ott az első vízügyi Mérnökgeológiai Csoportot. 1967-ben meghívásra hasonló céllal beindította a mérnökgeológiai (talajmechanikai, hidrogeológiai) szakirányt az akkor alakult Mezőgazdasági Beruházási Vállalat borsodi részlegénél. Több mint 200 publikációjának egyharmada mérnökgeológia–környezetföldtani témájú. Pályája tanulságait néhány jelentős műben foglalta össze.

SZLABÓCZKY Pál 1961 óta tagja a Magyarhoni Földtani Társulatnak, a Mérnökgeológiai- és Környezetföldtani Szakosztály alapító tagja, ahol több tanulmányút, szakmai bemutató szervezője volt, és nagyszámú előadást tartott. Korára és munkásságára való tekintettel a szakosztály vezetőségének tiszteleti tagja.

TÖRÖK Ákos

Kriván Pál Alapítványi Emlékéremmel tüntették ki ORAVECZ Évát

ORAVECZ Éva hatalmas mennyiségű és rendkívül alapos terepmunkára, részletes szerkezetföldtani vizsgálatokra alapozva teljesen új megvilágításba helyezte az Aggteleki-hegység Szilicei-takarójának bázisképződményét alkotó Perkupai Evaporit Formáció szerkezetformáló szerepét. Számos új szerkezeti elemet (pl. sófalakat) mutatott ki, de ennél is fontosabb, hogy megállapította: a sószerkezetek kialakulása már a kora triászban rendkívül intenzív szerepet játszott a későbbi Szilicei-takaró fejlődéstörténetében. Ezek a korai szerkezetek öröklődtek át a későbbiekben, és reaktiválódtak az alpi deformáció során. Munkáját nagyon világos, alaposan átgondolt, az olvasóval megértetni igyekvő dolgozatát sikerült formálnia, szívből gratulálunk hozzá, és sok sikert kívánunk neki geológusként!

KIRÁLY Edit

A Semsey Andor Ifjúsági Emlékérem pályázatára 2020. évben nem érkezett be pályamű.

BABINSZKI Edit: Főtitkári – közhasznúsági jelentés

PUZDER Tamás: A Gazdasági Bizottság jelentése

FÖLDESSY János: Az Ellenőrző Bizottság jelentése

KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes: Jelentés a Magyar Földtanért Alapítvány működéséről

Résztevők száma: 41 fő.

November 18.

A Magyarhoni Földtani Társulat kibővített elnökségének online ülése

Résztevők száma: 21 fő.

A Magyarhoni Földtani Társulat Választmányának online ülése

Résztevők száma: 33 fő.

Területi szervezetek

Alföldi Területi Szervezet

2020. évben a COVID–19 járványveszély miatt nem tartott rendezvényt.

Budapesti Területi Szervezet – Általános Földtani Szakosztály

2020. október. 9–10.

Kóky terepi napok őszi terepbejárás – Bükk hegység

*Társszervező: MTA X. osztály Szedimentológiai Albizottsága
Helyszínek: (Bükkzserc; Almár-völgy, Laskó-völgy; Nekézseny)*

Kirándulás szakmai vezetői: FODOR László, KÖVÉR Szilvia, HAAS János

Kirándulás szervezői: MAROS Gyula, BOTFALVAI Gábor, HIPS Kinga

Résztevők száma: 44 fő.

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

2020. évben a COVID–19 járványveszély miatt nem tartott rendezvényt.

Észak-Magyarországi Területi Szervezet

2020. július 1.

Szent Iván-éji vacsora

Helyszín: Miskolc, Rossita Kisvendéglő

A 90 éves NÉMEDI VARGA Zoltán, a 80 éves HAJDÚNÉ MOLNÁR Katalin, KÁRPÁTI Istvánné, SZLABÓCZKY Pál és SZOKOLAI György, valamint a 75 éves GASZTONYI Éva köszöntése

Résztevők száma: 24 fő.

Online kurzusok

Március 19. – április 16.

**Ásványkincseink karnyújtásnyira
FÖLDESSY János ötrészes online kurzusa**

Március 19.

Recsk és arany, azaz nem mind réz, ami fénylik

Március 26.

Rudabánya, a színesérccekkkel megújuló vasércbánya

Április 2.

Szénből fémet? Esetleg lehetséges

Április 9.

Telkibánya, az aranygombos nemesfémlelőhely

Április 16.

Vita

Résztevők száma: 71

Április 21. – május 19.

**Városi bányászat
ötrészes online kurzus**

Társszervező: Miskolci Egyetem, Nyersanyagelőkészítési és Környezeti Eljárástechnikai Intézet, Természeti Erőforrások Kutatása és Hasznosítása Szakkollégium (TEKH)

Április 21.

NAGY S.: Az elektronikai hulladék új élete – Mi lesz vele?

Április 28.

BOKÁNYI L.: Kémiai és/vagy biológiai eljárások az elektronikai hulladékok feldolgozásában

Május 5.

MÁDAINÉ ÜVEGES V.: Vörösiszap hasznosítási lehetőségei különös tekintettel a fémkinyerésre

Május 12.

FAITLI J.: A kommunális hulladék az szemét, vagy inkább potenciális másodnyersanyag?

Május 19.

MUCSI G.: Hulladékból a jövő építőanyaga: geopolimer

Részvevők száma: 191 fő.

Szeptember 25., 28., 29.

**Nanoanyagok termikus előállítása –
Doktor Kristály Pandémia háromrészes rövidkurzus**

Társzervező: Miskolci Egyetem, Természeti Erőforrások Kutatása és Hasznosítása Szakkollégium, A rövidkurzus vezetője: KRISTÁLY Ferenc

Növelt reakcióképességű amorf és nanokristályos anyagok termikus előállítása kis értékű ásványi nyersanyagokból, azok technológia jelentősége

Szeptember 25.

Amorf és nanokristályos anyagok észlelési és szeparálási lehetőségei ásványi nyersanyagok feldolgozása esetén

Szeptember 28.

Amorf és nanokristályos anyagok kialakulása őrlés során, azok átalakulásai hőkezelés hatására

Szeptember 29.

Hőkezelt amorf és nanokristályos anyagok hatása az alkáli aktiválási reakciókra és ionadszorpcióra, a szemcsefelület hatása a folyamatokra.

Részvevők száma: 30 fő.

Október 8., 22., november 5.

Kalandozó magyarok – Miskolc és a világ – szakembereink globálisan, háromrészes rövidkurzus

Társzervező: Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar, Természeti Erőforrások Kutatása és Hasznosítása Szakkollégium, ALUMNI, A rövidkurzus vezetője: MÁDAI Ferenc

Október 8.

PATAKI A.: Ha csütörtök, ez Bosznia – karsztbauxit-geológiai tapasztalatok a Balkánon

Október 22.

MÓRICZ Ferenc: Környezetföldtani labormunkák a sarkkörön túli Norvégiában

2020. november 5.

CSICSEK Á.: Kristineberg – Bányamérnöként Észak-Svédországban

Részvevők száma: 69 fő.

KGST-expedíciók

Az egykori KGST-expedíciók vezetői szólaltak meg, vissza-idézve az egykor széles kitekintéssel bíró magyar földtani–geofizikai szakmák korábbi aranykorát.

November 19.

SCHAREK P., FÖLDESSY J.: Kuba

December 10.

KOMLÓSSY Gy.: Vietnam

2021. január 14.

SZEBÉNYI G., ZSÁMBOK I.: Mongólia

Részvevők száma: 55 fő.

Agyagásványtani Szakosztály és Ásványtani-Geokémiai Szakosztály

Január 13.

Évköszöntő szakosztályülés

„Konferencialevelek 2019” – Beszámolók 2019 legfontosabb konferenciáiról; Konferencia beharangozó 2020

Helyszín: ELTE Ásványtár

Beszámolók 2019. év legfontosabb konferenciáiról

Magyarországon tartott nemzetközi és hazai konferenciák

BERKESI M.: ECROFI – European Current Research on Fluid Inclusions, Budapest, 2019. június 23–27. (<http://ecrofi2019.elte.hu>)

T. BIRÓ K.: Két archeometriai konferencia beszámolója – International Obsidian Conference, 2019. május 27–29., Budapest–Sárospatak (<http://ioc-2019.ace.hu/>); International Symposium on Knappable Materials, 2019. november 18–22., Budapest (<http://iskm-2019.ace.hu/>)

MOZGAI V.: 5th International Conference on Archaeometallurgy in Europe, 2019. június 19–21., Miskolc (aie2019.argum.hu)

KRISTÓF J.: 2nd Journal of Thermal Analysis and Calorimetry Conference (2nd JTACC+V4 2019; <https://jtac-jtacc.akongress.com>), 2019. június 18–21., Budapest

HARANGINÉ LUKÁCS R.: X. (jubileumi) Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés, 2019. szeptember 5–7. Mátraháza (<http://10kgvgy.elte.hu>)

Külföldön tartott nemzetközi konferenciák:

PATKÓ L., ABBASZADE, G.: 29th Goldschmidt Conference, 2019. augusztus 18–23., Barcelona, Spanyolország (<https://goldschmidt.info/2019/>)

KRISTÓF J.: 5th Central and Eastern European Conference on Thermal Analysis and Calorimetry (CEEC-TAC5) and 14th Mediterranean Conference on Calorimetry and Thermal Analysis (Medicta 2019; <http://www.ceec-tac.org>), 2019. augusztus 27–30., Róma, Olaszország

GYÖRKÖS D.: 15th European Meeting on Ancient Ceramics, 2019. szeptember 16–18., Barcelona, Spanyolország (EMAC; <http://www.ub.edu/emac2019>)

Konferencia behangozó 2020 (*ahogy tervezve volt*)
HARMAN-TÓTH E.

30th Goldschmidt Conference, 2020. június 21–26., Honolulu, Hawaii, USA (<https://goldschmidt.info/2020>)

International Symposium on Archeometry, 2020. május 18–22., Lisszabon, Portugália (<https://www.isa2020-lisboa.pt>)

European Association of Archaeologists Annual Meeting, 2020. augusztus 26–30., Budapest, Magyarország. (<https://www.e-a-a.org/EAA2020>)

3rd European Mineralogical Conference, 2020. szeptember 6–10., Krakó, Lengyelország (<https://emc2020.ptmin.eu/>)

10th Jubilee Mid-European Clay Conference (MECC), Kliczków Kastély, Alsó-Szilézia, Lengyelország, 2020. szeptember 13–17. (<http://www.mecc20.agh.edu.pl>)

WEISZBURG T.: 2020. évnnyitó köszöntés és koccintás
Poszterbematató és diszkusszió.

Résztevők száma: 27 fő.

Január 17–18.

15. Téli Ásványtudományi Iskola: Határfelületek, határjelenségek, határterületek

Társszervező: MTA Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottságának Nanoásványtani Albizottsága, Pannon Egyetem, Veszprém

Helyszín: VEAB Székház

FEINBERG, J.: Beyond paleomagnetism: What magnetic minerals tell us about pollution, biology, archaeology, and climate change

DÓDONY I.: Mikroszkópia a megismerés és a jólét szolgálatában – szakirodalmi válogatás

PEKKER P., DÓDONY I., MOLNÁR Zs., PÓSFAL M.: Válogatott transzmissziós elektronmikroszkópos módszerek és szerepük az anyagok megismerésében

ARADI L. E., SZABÓ Cs.: Raman-mikrospektroszkópia alkalmazásai a környezet- és földtudományokban

STADLER T.: Ásványos anyagok vizsgálata a bünyügyi igazságügyi gyakorlatban

NÉMETH T., SIPOS P., BALÁZS R., KOVÁCS I., MICHÉLI E.: Ásványok hazai talajokban – határfelületek a föld bőrén

KOVÁCS J.: Apatit nanokristályok pedogén eredetű goethitgumókban

VARGA A., RAUCSIK B.: Aljzati képződmények határokon innen és túl: ásványtani és kőzettani eredmények Kelebia–Ásotthalom térségéből (Duna–Tisza köze déli része)

NYIRÓ-KÓSA I., AHMAD, F., PÓSFAL M.: Properties of atmospheric magnetic nanoparticles derived from vehicles

TAKÁCS J.: A Bocskai korona és jogar titkai

PAPP G.: Az ifjú Eötvös Loránd és a geológia – a 2019-es Eötvös-év margójára

FEINBERG, J.: Shining a light into the dark: How magnetic minerals in cave deposits illuminate the history of Earth's magnetic field and past environmental change

BERÉNYI B., KÓTAI L., ÉNYEDI N. T., MAKK J., DOMJÁN A., TRIF L., SZIEBERTH D., MOLNÁR Zs., KLÉBERT Sz., SEBESTYÉN Z., SAJÓ I., NÉMETH P.: Milyen anyagból alakulnak ki a kristályos kalcium-karbonátok?

PÁNCZÉL E., HARANGI Sz., PETRELLI, M.: Hosszan szunnyadó vulkánok reaktiválódásának lehetséges okai

VICZIÁN I.: Corrensit és véletlen kevert szerkezetű klorit/szmektit/vermikulit a gerecsei alsó krétában. Termodinamikai megfontolások

LANGE T. P., PÁLOS Zs., SZABÓ Á., ARADI L. E., PEKKER P., SZABÓ Cs., KOVÁCS I. J.: Nanoléptékű amfibolképződés a Persányi-hegység alatti földköpenyben

UNGER Z., LECLAIR, D.: Felületi jelenségek és a fordított ozmózis nyomás kapcsolata

Résztevők száma: 70 fő.

November 26.

Ásványtani, kőzettani és geokémiai felsőoktatási műhelyeink éves találkozója (online ülés)

Társszervező: MTA Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottságának Felsőoktatási Munkabizottsága (MTA GÁK FOM), az ELTE TTK FFI Ásványtani Tanszéke, az MFT Oktatási és Közművelődési Szakosztálya

Téma: Az online oktatás, kutatás, kapcsolattartás és ismeretterjesztés tapasztalatai, tanulságai, illetve javaslatok, lehetőségek, tervek a jövőre nézve. (Az előadások inkább kerekasztal-beszélgetés jelleggel felkért beszámolók voltak, a cím a tartalmat tükrözi).

PÁL-MOLNÁR E.: A Szegedi Tudományegyetem rekrutációs tevékenysége, a hallgatói létszámok alakulása, az online oktatás tapasztalatai és lehetőségei a földtudományi, illetve környezettudományi képzésben

WEISZBURG T.: Az ELTE földtudományi és környezettudományi képzései 2020-ban, hallgatói létszámok alakulása, online oktatási tapasztalatok

KOVÁCS J.: A Pécsi Tudományegyetem 2020-as éve: hallgatói létszámok alakulása, oktatás megvalósítása

RÓZSA P.: A földtudomány alapszak és földrajz tanárszak helyzete a Debreceni Egyetemen

KOVÁCSNÉ KIS V.: A tizenévesek preferenciái a pályaválasztásnál (rekrutációs tapasztalatok)

ZAJZON N.: A Miskolci Egyetem rekrutációs tevékenysége

FELKERNÉ KÓTHAY K.: Az Év ősványa program helyzete és a JUHÁSZ Árpád szakkör indulása

PÓSFAL M.: Az MTA Fiatal Kutatók Akadémiájának szerepe a fiatalok természettudományos érdeklődésének felkeltésében; a Pannon Egyetem oktatási és kutatási tevékenységének alakulása a szerkezetváltás tükrében

TIMÁR G.: Az ELTE földtudományi alapszakának tartalomfejlesztése a diplomások elhelyezkedési tapasztalatának nyomán követésével, a munkahelyi igények gyűjtésével

FORRAY F.: A kolozsvári magyar nyelvű földtudományi és környezettudományi képzések helyzetének áttekintése

MÁDAI F.: A Miskolci Egyetem oktatásának megvalósulása 2020-ban; a Raw Materials DIGIEDUHACK 2020 – Virtual Exploration Field Trip mint miskolci szervezésű, földtani fókuszú virtuális terepgyakorlat és feladatmegoldó verseny egyetemisták számára

Résztevők száma: 30 fő.

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály**Március 16.****Természeti folyamatok geostatistikai modellezése – FÜST ANTAL online emlékülés***Helyszín: CSFK Geokémiai és Földtani Intézete*Megnyitó: FEDOR Ferenc (Geochem)
FÜST Antal (1940–2020): LIVÓ LászlóGeomatematika, ipar, oktatás: FÜST Antal
Moderátor: HATVANI István Gábor (CSFK FGI)GEIGER J. (SZTE; Geochem): 'Quo vadis' Geostatistika
FODOR B., MINDSZENTY A. (ELTE): FÜST Antal és az alumínium-
ipar
HAVASI I., ZERGI I. (ME GTI): FÜST Antal munkássága a Nehéz-
ipari Műszaki Egyetem Geodéziai és Bányamérési Tan-
székénTermészeti folyamatok geostatistikai megközelítése –
Moderátor: MOLNÁR SándorKOVÁCS J. és mtsai. (ELTE) (nyitó gondolatok): Periodicitás
vizsgálat és modellezés az Atacama Sivatag permafrosztjában
SZATMÁRI G. (ATK TAKI): Mit tett a geostatistika a talajtanért és
mit tett a talajtan a geostatistikáért?
TRÁSY B. és mtsai. (ELTE): Geostatistikai alkalmazások
dinamikus hidrogeológiai környezetben
Zárszó: MOLNÁR Sándor (SZIE)

Résztevők száma: 18 fő.

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály**2020. január 23.****III. Meddő-Hulladék (másodnyersanyag) konferencia***Társszervező: BME Geotechnika és Mérnökgeológia Tanszék,
Környezetvédelmi szolgáltatók és Gyártók Szövetsége
Helyszín: BME Központi épület, Műegyetem rakpart 3.**Konferencia megnyitó: TÖRÖK Ákos**Plenáris előadás: HÁMOR T.: A másodnyersanyagok a közösségi
nyersanyag-politikában, a körkörös gazdaságban és az új
kutatási keretprogramban*

Előadások

FANCSIK T., HORVÁTH Z., VERES I., KATONA G., BARCZIKAYNÉ
SZEILER R., HALUPKA G., GULYÁS Á., GÁL N., MAROS Gy., KISS
J., KOVÁCS G.: Bányaterületek rekultivációjához és haszná-
laton kívüli egyéb területek lerakóhelyként történő haszno-
sításának vizsgálata 2019-benBUDAY Tamás: FGD gipsz termoanalitikai vizsgálat
CSÁMER Á.: Uzsai bazalt szín- és epigenetikus elváltozásainak
vizsgálata kőzetaprítási poron végzett termikus analízis (TG,
DTG, DTA) segítségévelCSABA D., DELY B.: Barnamezős beruházások – kiszoruló föld,
hogyan nevezzelek?KALMÁR J., KERÉK B., KUTI L., NÉMETH A.: Borsodi barnakőszén
meddőhányók: ásvány-kőzettani összetétel, diagenetikus el-
változások, hasznosítási lehetőségekKESSERŰ P., KOVÁCS I., KISS I., BALÁZS M.: Meddőhányók in-situ,
mikrobiológiai módszerekkel történő stabilizálása, vagy bio-
stimulált fémkinyerés?SZŰCS I.: A Muzsaji (Kárpátalja) aranytartalmú polimetallikus
ércbánya hányók okozta környezeti veszélyek és a hányó mint
nyersanyag tervezett felhasználása

SZÁNTÓ A.: Építések anyagának kezelése, hasznosítása

KÓSA Zs., TÖRÖK Á.: Bazalt bányameddő alkalmazása habar-
csokbanGÁLÓS M.: Újrahasznosított anyagok beépítésének feltételei utak
burkolatalapjaiba

Poszter

SZABÓ K., HORVÁTH Z.: Hungarian case studies for harmonization
with UNFC based on Anthropogenic Resource classification
Konferencia zárása: TÖRÖK Ákos

Résztevők száma: 44 fő.

Nyersanyagföldtani Szakosztály**Január 28.****Előadóünlés**

BÁNHIDI I., HÁMORNÉ VIDÓ M., VALCZ Gy.: A metán eredete

Résztevők száma: 15 fő.

Február 19.**Előadóünlés**MIHÁLYI P., HENCZ M., BIRÓ M.: Az észak-olaszországi terepgya-
korlat beszámolója

Résztevők száma: 14 fő.

Oktatási és Közművelődési szakosztály**Március 6–7.****XIII. Országos Középiskolai Földtudományi
Diákkonferencia, földtudomány és energia témakörben.***Társszervező: Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kara
Helyszín: Miskolci Egyetem*Plenáris előadás: NAGY Sándor Márton (Miskolci Egyetem):
Passzold vissza, tesó – de mi lesz veled? Avagy az elektronikai
hulladék új életeBÁNKI L., BARTA L., DUDÁS V., PÁL M. (PTE Gyakorló Általános
Iskola és Gimnázium Babits Mihály Gimnáziuma, Pécs):
Marsi felszínfejlődés-szimuláció homokasztalon: Hogyan
alakult ki a Mars 2020 Szonda leszállóhelye?BODAI P., FÁNCSI M., SAJBEN M. (Szekszárdi I. Béla Gimnázium,
Szekszárd): Adatok a hidasi fauna paleoökológiájáhozFARKAS B., FODOR P. (Miskolci Herman Ottó Gimnázium,
Miskolc): Az év „Hermanos” földtani értékei – 2020HALMÁGYI A., JÁGER T. (Kiskunhalasi Bibó István Gimnázium,
Kiskunhalas): A halasi hőszigetHERCEG O. (Szekszárdi I. Béla Gimnázium, Szekszárd): A szél
okozta talajerózió összefüggései a talaj nedvességtartalmának
változásával a Szekszárdi-dombságonRÁKÓCZI P. (Kiskunhalasi Bibó István Gimnázium, Kiskunhalas):
Holdra szállás 50. évfordulója

- BORSOS A., LENGYEL L. A., HETZMANN Zs. (Eötvös József Gimnázium és Kollégium, Tata): Természetvédelem a sokadalomban
- DIENES Á. S., SIMON D. V. (Szombathelyi Nagy Lajos Gimnázium, Szombathely): A Zala folyó analízise
- FAZEKAS R., VALENTIK Á. R. (BMSZC Petrik Lajos Szakgimnáziuma, Budapest): Környezeti minták gázkromatográfiás vizsgálata – Emberi tevékenység hatásai a természetre és erőforrásaira
- FODOR P., GYENES I., KLAJ K. (Miskolci Herman Ottó Gimnázium, Miskolc): Vulkanai popcorn: Perlit, a környezetbarát nyersanyag – Gyöngyöző-Ház” Project
- KÁNTOR K., GOGOLYÁK K., GULYÁS E. (Táncsics Mihály Gimnázium, Mór): Környezetvédelem a turizmus szemszögéből
- KIRÁLY P. (Vas Megyei Szakképzési Centrum Tinódi Sebestyén Gimnáziuma és Idegenforgalmi, Vendéglátói Szakképző Iskolája, Sárvár): Szén-dioxid, áldás és átok
- URBÁN B. Gy., KASSAI Cs. M., MÉSZÁROS N. (BMSZC Petrik Lajos Szakgimnáziuma, Budapest): Elmosódó guminyomok: mennyiségi adatok az útfelületekről a felszíni élővizekbe kerülő autógumi-szemecskével kapcsolatban

Résztvevők száma: 50 fő.

November 26.

Ásványtani, közettani és geokémiai felsőoktatási műhelyeink éves találkozója – online munkaiülés

Lásd az Agyagásványtani Szakosztály programjainál.

Őslénytani-Rétegtani Szakosztály

Március 11.

„PaleoPercek” előadóiülés – ELTE Őslénytani Tanszék

Elnöki megnyitó: FÖZY István

SZIVES O.: Rövid beszámoló az International Nannoplankton Association nyári rövid kurzusáról

PÁLFY J., KOSTKA Zs.: Én, te, ő – mi? STRATI (rétegtani konferencia Milánóban)

KÁZMÉR M.: Az Arab-félsziget instabilitása – Geológia és politika

Résztvevők száma: 25 fő.

Szeptember 25.

23. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés egynapos előadóiülés

Helyszín: Magyar Természettudományi Múzeum Semsey előadóterem

Délelőtt 1. Levezető elnök: MAGYAR Imre
FÖZY István: Megnyitó, üdvözlés

BOTKA D.*, SZABÓ B., KATONA L., MAGYAR I.: A késő-miocén Pannon-tó puhatestű faunájának kapcsolatháló-elemzése

SZABÓ M.*, KOCSIS L., GULYÁS P.: Egy diverz badeni halfauna a Központi-Paratethysből (Bakony, Nyirád)

SZABÓ M.*, FÖZY I.: *Asteracanthus*-leletek (Hybodontiformes: Acrodontidae) a magyarországi jurából – áttekintéssel a nemzetség paleobiológiájáról és jura rendszertanáról

ZSIBORÁS G.*, GÖRÖG Á.: A Dunántúli-középhegység felső pliensbachi – bajoci foraminiferáinak taxonómiai, biosztratigráfiai, paleoökológiai és paleobiogeográfiai vizsgálata

GALÁ CZ A.: A *Phlycticeras ammonites* a Villányi-hegység calloviumjában

Délelőtt 2. Levezető elnök: ÓSI Attila
MARÓTI B.*, POLONKAI B., SZILÁGYI V., KIS Z., KASZTOVSKY Zs., SZENTMIKLÓSI L., SZÉKELY B.: Roncsolásmentes 3D leképező módszerek az őslénytani alkalmazás számára

PÁLL-GERGELY B., SCHNEIDER, S., NEUBAUER, T. A.: Mollusca Base: Egy adatbázis az összes recens és fosszilis puhatestű taxon számára

FÖZY I., SZENTE I.*: Miért nincs rajtuk sapka? Patellogastropoda nyomok a bakonyi felső jurából

SZIVES O.*, FÖZY I.: Bakonyi felső jura – alsó kréta szelvények: mészvázú nannofosszília rétegtan és őskörnyezeti eredmények
LODOWSKI, D. G.*, SZIVES, O., FÖZY I., PSZCZÓLKOWSKI, A., GRABOWSKI, J.: Jurassic–Cretaceous boundary record in the Transdanubian Range (Hárskút and Lókút sections, Hungary): integrated stratigraphy and paleoenvironmental implications

Délután 1. Levezető elnök: PÁLFY József
BOTFALVAI G.*, MAKÁDI L., ALBERT G., KOCSIS L., MAGYAR J., BODOR E. R., CSIKI-SAVA Z.: A Valiora (Hátszegi-medence, Románia) környéki késő kréta gerinces lelőhelyek szedimentológiai, geokémiai és tafonómiai vizsgálata

MIZSEI Regina Ágnes*, BODOR E., TÓTH Emőke: Édesvízi ostracodák a Bakony felső kréta rétegeiből

ÓSI A.*, MAGYAR J., Matthew VICKARYOUS, ROSTA Károly: A koponyadíszítettség fejlődése és funkciója a késő kréta *Hungarosaurus*-nál (Ankylosauria, Dinosauria)

HÍR J.*, VENCZEL M.: Repülő mókusok Magyarország és a Partium neogénjében

PAZONYI P., VIRÁG A.*, SZABÓ B.: Landmark alapú módszer zománccdifferenciáció és ontogenetikus változások nyomozására sztyeppi lemmingek (Lagurini) őrlőfogának példáján

SZENTESI Z.: Az alsó-pleisztocén Beremend 15 ősgerinces lelőhely herpetofaunája

Délután 2. Levezető elnök: DULAI Alfréd
GASPARIK M.*, MARKÓ A., PANDOLFI L., BOREL, A., MAGYARI E., MAJOR I.: Kegelemdöfés – az utolsó orrszarvú Magyarországon

MAGYARI E., PAZONYI P., GASPARIK M., KORPONAI J., MOLNÁR M., MAJOR I.: Az éghajlat által vezérelt ökológiai stabilitás mint a késő negyedkori megafauna-kihalások közös oka? A mozaikos és övezetes táj elmélet Kárpát-medencei vonatkozásai

DARABOS G.*, PÁLFY I., REITMEYER B., SZABÓ Z., KORPONAI J., D. VERES, ARNAUD, F. LISZTES-SZABÓ Zs., MAGYARI E.: A Páreng hegységcsoport késő glaciális (15 500 – 11 300 évek között) őskörnyezeti változásainak multi-proxy vizsgálata

SZABÓ Z.*, LUOTO, T. P., KORPONAI L. J., BEGY R. Cs., DARABOS G., PÁLFY I., MAGYARI E.: A Páreng-hegységcsoport utolsó 1000 évének hidrológiai és hőmérséklet-rekonstrukciója a Latorica-tó üledékének alapján

KÁZMÉR Miklós: A fűrösünökről

Zárszó, eredményhirdetés

Poszterek

ANDA T.*, SZUROMINÉ KORECZ A., SZABÓ M., SEBE K.: Késő jura karsztos üregkitöltés a Villányi-hegységben: Siklós, Szabolcs-völgyi kőfejtő

BARANYI V.*, BAKRAC K., SÜTÖNÉ SZENTAI M., KOVÁCS Á., MAGYAR I.: Késő pannóniai dinociszták Nekcséről (Našice, Horvátország)

CSORBA R.*, PATÓ Zs., PÁL I., MOLNÁR M., STANDOVÁR T., MAGYARI E.: A Kékes északi lejtőjének holocén vegetációdinamikája: kevert tölgyes erdő ott, ahol ma szubmontán bükk-erdő tenyészik

FODOR R., DÁVID Á.: Adalékok a mecseki középső miocén paleoichnológiájához (Hetvehely, vasúti bevágás)

KÁZMÉR M.: Sziklásparti bioerózió mélyebb tengerekben?

MAGYAR J.*, CSIKI-SAVA Z., MAKÁDI L., BOTFALVAI G.: KADIĆ Ottokár nyomában: Új gerinces leletek a Valiora környéki késő kréta korú rétegekből

MAKÓ L.*, MOLNÁR D., CSEH P., SÜMEGI P.: A Szeged-Öthalom területén található gravetti megtelepedés környezetrekonstrukciója malakológiai és üledéktani adatok alapján

PÁLFI I.*, PÓSFALVI M., KRISTÁLY F., KORPONAI J., VERES, D., ARNAUD, F., SZALAI Z., GRESINA F., SZABÓ Z., DARABOS G., MAGYARI E.: A Balaton üledékeinek geokémiai vizsgálata: holocén és későglaciális öskörnyezet és paleoklíma

Részvevők száma: 71 fő.

ProGEO Földtudományi Természetvédelmi Szakosztály

Február 7.

Szakosztály- és vezetőségi ülés. ELTE

VINCZE Péter ismertette a „nemzeti” geoparkok elkészült szakmai koncepcióját.

NOVÁK Tibor értékelte a 2019. évi rendezvényeket és ismertette a javaslatokat a 2020-as évre

SZEPESI János ismertette az Országos Geotóp Adatbázis összeállításának helyzetét

Részvevők száma: 9 fő.

Március 3.

Előadóülés

Helyszín: Kodolányi János Egyetem

Társszervező: A Magyar Földrajzi Társaság Turizmusföldrajzi

Szakosztálya

KARANCSI Z.: A hortenziás vulkánok földje: az Azori-szigetek

Részvevők száma: 50 fő.

Március 5.

A ProGEO Földtudományi Természetvédelmi Szakosztály védett területek névírásának rendezésére létrehozott ad hoc bizottság ülése

Részvevők száma 12 fő.

Március 5.

Előadóülés

HORVÁTH G.: Kínai geoparkok

Részvevők száma: 10 fő.

Október 3., 4., 10.

„Geotóp nap”

Országszerte 17 helyszínen.

Nagyrendezvény a nemzeti park igazgatóságokkal és számos más civilszervezettel közösen a földtani értékek népszerűsítése céljából.

Részvevők száma: 915 fő.

Tudománytörténeti Szakosztály

Január 20.

Előadóülés

TÓTH Á.: VADÁSZ Elemérről 50 év múltán

Részvevők száma: 11 fő.

Február 17.

Előadóülés

SZARKA L., ZELEI G.: Fényképes összefoglaló az Eötvös Loránd-emlékévről

SZÜCS I.: Vízrajzi érdekességek Ny-Mongóliából (vízügyi expedíció)

Részvevők száma: 16 fő.

Hírek, ismertetések

Összeállította: CSERNY Tibor

Események, rendezvények

Klímaválság–jövőkép–párbeszéd

ACLIM! Klímaképzeti ügynökség kiállítása

Az utóbbi évek egyik leggyakrabban emlegetett témája a klímaváltozás, klímaválság. Ennek kapcsán számtalan kérdés merül fel a jövővel kapcsolatban, vagyis hogy mit kell változtatnunk a jelenben az élhető jövőért.

A geológia mint tudomány egyrészt segíti a klímaváltozás megértését, hiszen a földtörténet során nagyon sokféle klímaproxy őrződött meg a kőzetekben. Ezek révén megismerhettük a légkör, a tengerek, a kőzetburok és az élővilág kölcsönhatásainak kiterjedt hálózatát. Bizonyosodott, hogy a legnagyobb kihalási események is leginkább klímaváltozás, felmelegedés és az összetett környezeti hatások következményei. A jelenlegi tendenciák – melyek ütemére csak kevés példa adódott a múltban – részben nehezen megjósolható természetes folyamatokba torkolhatnak. Másrészt a geológiának köszönhető a fosszilis energiahordozók feltárása is, ami lehetővé tette a mindenkori technikai haladást, de használatuk egyben az egyik legjelentősebb forrása a környezetszennyezésnek és a globális felmelegedésnek is.

Valószínűleg ezért keresték meg a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat munkatársait két évvel ezelőtt az xtro realm csoport képzőművészei, akik később létrehozták a ACLIM! Klímaképzeti Ügynökséget.

„Az ACLIM! ügynökei azt képviselik, hogy a rögzült gondolkodási sémáinkat el kell vetnünk a klímaképzeti felszabadulása érdekében. Ehhez azonban új tudáseszményre is szükség van, amelyben a tudományosság mellett egyaránt helyet kaphat az intuíció, az érzelmi intelligencia, a tapasztalatok összessége, a művészeti tudás vagy maga a párbeszéd. A tét otthonunk fennmaradása.”

A velünk és más tudományágak képviselőivel folytatott diskurzusok eredményeként az OFF-Biennálé keretében rendeztek egy kiállítást (<https://offbiennale.hu/hu/2021/projects/aclim>), amely június 19-ig tekinthető meg az Ateliers Pro Arts – A.P.A. Galériában (1085 Budapest, Horánszky u. 5.).

A jelenlegi füzet hátsó borítóján a kiállítás egyik darabja, NAGY Csilla *De profundis* című alkotása látható.

NAGY Csillát ebben a munkájában a láthatatlan láthatóvá tétele foglalkoztatja, amit a fosszilis tüzelőanyagok kinyerésének vizualizációs kutatási módszereit vizsgálva mutat be, alkotása formáit, színvilágát szeizmikus adattömbök látványvilága ihlette. Ennek a képalkotó geofizikai módszernek – az adatvizualizáció korunk meghatározó eszköze, – az alkalmazása segíti a föld alatti kőolaj- és földgázkészletek felfedezését, 3D környezetben megjelenítve a rétegeket és gyakran a felhalmozódó szénhidrogéneket. Az így létrejövő látvány – az adathalmazokból generált vizuális absztrakció – olyan esztétikai többletként jelentkezik, amely spektákulummá alakul. A módszer forradalmasította a szénhidrogén-kutatást, lehetővé téve a 20. század technikai fejlődését, utóbbi mára beláthatóan a klímaváltozás egyik okozójává vált, hiszen a fosszilis nyersanyagok

égetéséből származó üvegházhatású gázok légkörbe jutása ma valódi globális fenyegetés.

NAGY Csilla művének hordozói is kőolajszármazékok: a poliészter anyagú textil az adatvizualizáció esztétikai látványosságát viszi színre. Az installációban szereplő műanyag tárgyak pedig a rontás ellen védő varázslat praktikáit képviselik.

PIROS Olga

Könyvismertetés

GÁBRIS Gyula (szerk.): 150 éves Magyarország első egyetemi földrajz tanszéke

ELTE TTK Földrajztudományi Központ, Budapest, 2020, 214 p.
ISBN 978-963-489-327-1

HUNFALVY János 1870-ben egyetemi tanári kinevezést kapott a pesti Tudományegyetemen EÖTVÖS József kultuszminiszter által felállított „egyetemes és összehasonlító” földrajzi tanszékre.

Ez volt a világon a negyediként alapított földrajz tanszék. HUNFALVY előtt a magyar geográfiának sem központja, sem intézménye, sem irányítója nem volt. Csupán néhány magányos nagy szellem emelkedett ki belőle, akik hatása csak szűk körben érvényesült. HUNFALVY volt az első szilárd pont, az igazi iskolateremtő tudományunk történetében, aki szakképzett geográfusok nemzedékét indította el pályáján.

2020 mint jubileumi év kiváló alkalom arra, hogy visszatekintve egyetemünkön a földrajz oktatásának az alapítástól számított 150. évére, bemutassuk történetét.

A könyv három részből áll. Az elsőben a földrajzoktatás rövid története olvasható a budapesti egyetemen, az előzményekkel és a tanszék, az intézet, a tanszékcsoport, valamint a mai tanszékek egyedi vonásaival. A tanárképzés, a geográfusképzés, a doktori iskola külön fejezeteket kapott. Bemutatjuk az egyetemi földrajzoktatás helyszíneit a városban és a több mint tízezer képet tartalmazó fényképtárunkat.

A második részben a régi és mai tanárok életrajzát tesszük közzé. A másfél évszázad alatt nálunk oktató tanárok életrajzait egységes szempontok szerint állítottuk össze és adjuk közre. Célunk, hogy megemlékezzünk kiváló elődeinkről, és bemutassuk kortársainkat. A dokumentált 142 tanár mindegyike azonban nem szerepel életrajzi összeállításunkban, ennek különböző okai vannak. Az első időszakban gyakori, hogy a legszorgosabb kutatások után sem sikerült mindenkiről megfelelő mennyiségű adatot megszerezni és megfelelően részletes, reálisan értékelő életrajzot készíteni, vagy a geográfiában nem mutattak fel komoly eredményeket. Az utolsó 70 évben pedig arra törekedtünk, hogy csak azok a személyek szerepeljenek részletes életrajzzal és munkásságuk értékelésével, akik komoly „nyomot” hagytak az egyetemen. Ezért a csak egy-két évig tanító, vagy félállásban, ill. óraadóként foglalkoztatott tanárok is hiányoznak az összeállításból. A tanszékek történetét ismertető részben azonban ők is említésre kerültek.

A teljes anyag ismeretében állítható, hogy az életrajzok nemcsak egyes személyek életútját ismertetik, hanem tükörként mutatják a 150 év társadalmi–politikai változásait is.

A harmadik rész fotógaléria, amelyben a tanulmányi kirándulások, terepgyakorlatok, tanszéki életképek sorakoznak. Érthető okokból a képek minősége egyenetlen; több esetben kompromisszumot kellett kötni a minőség rovására a téma jelentősége érdekében.

GÁBRIS Gyula

Matúš HYŽNÝ, Alfréd DULAI: *Badenian Decapods of Hungary*

GeoLitera Publishing House, Institute of Geosciences,
University of Szeged, Hungary,
Szeged, 2021, 296 p., ISBN 978-963-306-783-3

Jelentős nagymonográfiával lett gazdagabb a hazai és egyben a nemzetközi őslénytani irodalom. A Szegedi Tudományegyetem Földrajz és Földtudományi Intézetének gondozásában, a GeoLitera-sorozatban megjelent Matúš HYŽNÝ (Comenius Egyetem,

Pozsony) és DULAI Alfréd (Természettudományi Múzeum, Őslénytani és Földtani Tár) angol nyelvű kötete: *Badenian Decapods of Hungary*. A szerzőpáros a téma világhírű kutatójának, MÜLLER Pálnak (1935–2015) a Természettudományi Múzeumban elhelyezett gyűjteményét dolgozta fel, mintegy folytatva és kiegészítve MÜLLER 1984-es munkáját (A bádeni emelet tízlábú rákjai – *Geologica Hungarica Ser. Palaeontologica* 42).

A szerzők a magyarországi fosszilis decapodák kérdéskörének minden részletével foglalkoztak. A kötet első harmadában az ősföldrajzi és időrétegtani bevezető után az összes hazai középső miocén ráklelőhelyet ismertetik, bemutatják a lelőhelyek irodalmát, a litológiai és öskörnyezeti jellemzőket, a rákfaunákat, de röviden kitérnek az adott lelőhelyről begyűjtött molluszkaanyagra is. Ezt követi a decapodák morfológiájának és tafonómiájának tárgyalása, majd egy igen részletes, rajzokkal illusztrált, részben az eddigi szakirodalom revízióját is jelentő összefoglaló a fosszilis rákok határozásáról. A kötet kétharmadát a szisztematikai egység teszi ki, mely szintén alapos taxonómiai revízió alapul. A fajleírásokat nagy felbontású fotók egészítik ki, és ahol lehet, a szerzők a recens rokon fajokat is bemutatják.

Bízást kijelenthető, hogy a kiváló kötet a téma egyik alapművének fog számítani.

-kz-

Tartalom — Contents

BUDAI Tamás: Elnöki megnyitó.	107
BABINSZKI Edit: Főtitkári és Közhasznúsági jelentés a 2020. évről.	109
SPRÁNTZ Tamás, SZABÓ Csaba, JÓZSA Sándor, BERKESI Márta: Retrográd meta-morfózishoz kapcsolódó fluidumok egy variszkuszi szubdukciós csatorná-ban: fluidumzárvány-vizsgálatok a Cabo Ortegal Komplexum ultrabázisos kőzetei-ben. – <i>Retrograde metamorphic fluids preserved in a Variscan subduction channel: a fluid inclusion study in ultramafic rocks of the Cabo-Ortegal Complex, NW Spain.</i>	121
KOVÁCS, Zoltán, VICIÁN, Zoltán: Conoidea (Neogastropoda) assemblage from the Lower Badenian (Middle Miocene) deposits of Letkés (Hungary), Part II. (Borsoniidae, Cochlespiridae, Clavatulidae, Turridae, Fusiturridae). – <i>Conoidea (Neogastropoda) fauna Letkés alsó badeni (középső miocén) üledékeiből, II. rész (Borsoniidae, Cochlespiridae, Clavatulidae, Turridae, Fusiturridae).</i>	137
BORDY, M. Emese, SZTANÓ, Orsolya: Badenian (middle Miocene) continental paleoenvironment in the Novohrad-Nógrád Basin (Central Paratethys): a volcano-sedimentary record from the Páris-patak Valley in Hungary. – <i>Badeni (középső miocén) folyóvízi ökoszisztéma a Palócföldön: vulkáni-üledékes rétegsorok a Páris-patak völgyéből.</i>	159
KONRÁD Gyula, SEBE Krisztina, HALÁSZ Amadé: Késő negyedidőszaki szeizmikus aktivitás nyomai futóhomokban, a Dunaszentgyörgy–Hartai-vezetőnőben. – <i>Traces of late Quaternary seismic activity in aeolian sand in the Dunaszentgyörgy–Harta Fault Zone, Hungary.</i>	179
KONCZ István: Anyagjel-tulajdonságok és termikus átalakulások a Kösseni Formációban. – <i>Source rock features and thermal transformations in the Kössen Formation.</i>	201
VETŐ István: Az alföldi lignitek/barnaszenelek biogénmetán-potenciálja – Rock-Eval- adatokon alapuló becslés. – <i>Biogenic methane potential of lignites/sub-bituminous coals of the Hungarian Great Plain – An assessment based on Rock-Eval data.</i>	211
Társulati ügyek 2020. (összeállította: KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes)	221
Hírek, ismertetések (összeállította: CSERNY Tibor)	229

